



HAL
open science

**Relations entre déformation active, rhéologie et
magmatisme dans un rift continental: Etude
sismologique de la Divergence Nord-Tanzanienne, Rift
Est-Africain**

Julie Albaric

► **To cite this version:**

Julie Albaric. Relations entre déformation active, rhéologie et magmatisme dans un rift continental: Etude sismologique de la Divergence Nord-Tanzanienne, Rift Est-Africain. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2009. Français. NNT: . tel-00495984v2

HAL Id: tel-00495984

<https://theses.hal.science/tel-00495984v2>

Submitted on 13 Jul 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE / UNIVERSITE DE BREST

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST
Mention Géosciences Marines
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Julie Albaric

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538
Domaines Océaniques
Institut Universitaire Européen de la Mer

« Relations entre déformation active,
rhéologie et magmatisme
dans un rift continental :

Étude sismologique
de la Divergence Nord-Tanzanienne,
Rift Est-Africain »

Thèse soutenue le 7 Décembre 2009
devant le jury composé de :

Jean-Yves ROYER
DR, Domaines Océaniques, Brest / *Président*

Bertrand DELOUIS
MC, Géoazur, Nice / *Rapporteur*

Hélène LYON-CAEN
DR, ENS, Paris / *Rapporteur*

Eric CALAIS
PR, Purdue Univ., West Lafayette, USA / *Examineur*

Richard W. FERDINAND
PR, Dar Es Salaam Univ, Tanzania / *Examineur*

Laurent GEOFFROY
PR, Lab. Géologie, Le Mans / *Examineur*

Andrew NYBLADE
PR, Penn State Univ., USA / *Examineur*

Jacques DÉVERCHÈRE
PR, Domaines Océaniques, Brest / *Directeur de thèse*

Anne DESCHAMPS
DR, Géoazur, Nice / *Invitée*

Julie PERROT
MC, Domaines Océaniques, Brest / *Invitée*



UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA MER

T H È S E

pour l'obtention du titre de

Docteur en Sciences

de l'Université de Bretagne Occidentale

Mention : Géosciences marines

Présentée par

Julie Albaric

**Relations entre déformation active, rhéologie et magmatisme
dans un rift continental :**

**Etude sismologique de la Divergence Nord-Tanzanienne,
Rift Est-Africain**

préparée au laboratoire Domaines Océaniques UMR 6538

soutenue le 7 décembre 2009

Jury composé de :

Éric CALAIS	Professeur	<i>Examineur</i>
Bertrand DELOUIS	Maître de conférence	<i>Rapporteur</i>
Jacques DÉVERCHÈRE	Professeur	<i>Directeur</i>
Richard W. FERDINAND	Professeur	<i>Examineur</i>
Laurent GEOFFROY	Professeur	<i>Examineur</i>
Hélène LYON-CAEN	Directrice de recherche	<i>Rapporteur</i>
Andrew NYBLADE	Professeur	<i>Examineur</i>
Jean-Yves ROYER	Directeur de recherche	<i>Président</i>

Invitées :

Anne DESCHAMPS	Directrice de recherche
Julie PERROT	Maître de Conférence

Remerciements

Durant cette thèse, j'ai eu la chance de rencontrer et d'être entourée de personnes formidables, qui m'ont beaucoup apporté, et je voudrais leur dire ici tout simplement merci.

Je tiens à remercier Jacques Déverchère, mon guide pendant ces trois années faites de découvertes, de rencontres et de moments inoubliables, parfois hors du temps, avec de nombreux séjours en terre Masaï. Je le remercie pour sa confiance, pour toutes nos discussions qui m'ont beaucoup appris.

La réalisation du projet doit beaucoup à Anne Deschamps, avec qui j'ai eu la chance de travailler à Nice et sur le terrain en Tanzanie. Je la remercie de m'avoir fait partager son expérience et de s'être rendue si souvent disponible.

Un grand merci à Julie Perrot pour son aide constante et pour s'être aussi toujours souciee du bon déroulement de ma thèse.

Je remercie Hélène Lyon-Caen et Bertrand Delouis de m'avoir fait l'honneur d'être les rapporteurs de cette thèse. Merci à Eric Calais, Richard W. Ferdinand, Laurent Geoffroy, Andy Nyblade et Jean-Yves Royer d'avoir accepté de faire partie de mon jury.

Merci beaucoup à Bernard Le Gall, Carole Petit, Christel Tiberi et Christian Sue pour avoir été aussi attentifs, disponibles et pour tous nos échanges scientifiques. Je remercie Stephan Husen et Vincent Maurer pour leur aide précieuse et leur accueil si chaleureux à Zurich. L'étude de l'anisotropie sismique n'aurait pu se faire sans l'aide de Guilhem Barruol que je remercie infiniment. Merci beaucoup à toute l'équipe de Montpellier pour m'avoir si gentiment accueillie, les discussions avec Alain Vauchez et Götz Bokelmann m'ont beaucoup apporté. Tous mes remerciements à Nicole Béthoux pour son aide. Je remercie profondément Sylvie et Anne pour leur accueil lors de mes séjours à Nice. Un grand merci aux autres membres de l'équipe de "Gelaï", à Nicolas d'Oreye, Damien Delvaux, Cindy Ebinger, François Kervyn, Anneleen Oyen, Elifuraha Saria, Benoît Smets, D. Sarah Stamps et Christelle Wauthier, pour la richesse des discussions. Merci à Eric de m'avoir permis de participer à la campagne GPS de 2006 en Tanzanie et à Cindy qui m'a fait partager sa longue expérience africaine lors de cette première mission. Je remercie Raymond Lataste, Evelyne Mbede et Anne-Marie Galliou-Scanvion, pour leur soutien constant et leur aide précieuse dans le projet. Merci à Richard pour son implication et pour son aide dans toutes les missions. Merci à Majura Songo, indispensable organisateur et guide privilégié en Tanzanie. Merci à Alma et sa famille pour leur accueil à Arusha et à toutes les

personnes qui ont participé à la campagne. Merci à Aude Mazuel et Anaïs Chabagno pour leur investissement dans la phase “pointé”. Merci à Christophe Martin et Camille Mazoyer de m’avoir si gentiment aidée à me “dépatouiller” de problèmes informatiques variés. Merci à Arnaud Agranier, Christine Authemayou et Philippe Nonnotte pour leurs conseils et leur aide, merci beaucoup aussi à Dominique Gac. Un grand merci à toute l’équipe enseignante, aux étudiants et à toutes les personnes que je croise tous les jours au laboratoire, pour l’environnement dans lequel se sont déroulés ces trois ans. Merci Fateh, Nuno, Carole, Carlos, Nissrine, Elise, Vincent, Marion, Cédric, Ivo, Carla, Fabio, Estelle, Esther, Erwan, Manu, Hassan, Yassine, Pierre, Meriem, Cyril, Fanny, Raphaël, Damien, Marion, François, Charlotte, Jessica, Marine, David, Sophie. Merci à Pierre Moutou et à ses superbes danseuses. Merci à Abel et Caroline, aux amis lozériens, à Cédric, Nico, Marie, Hélène, Laura, Raph et Elsa. Merci mille fois Myriam et Romain de m’avoir supportée et autant aidée. Merci à Audrey, petite fée zen, pour avoir été aussi classe. Merci à Natasha pour les nouveaux horizons qu’elle m’a fait découvrir, merci my friend. Merci à Alain, première rencontre brestoise, oiseau de bonne augure, merci pour les salsas endiablées et pour m’offrir depuis quatre ans une hospitalité sans commune mesure. Merci à Emilie qui m’a traînée par monts et par vaux et m’a communiqué son goût de l’aventure. Merci à Flora, Neila et John, des anges à n’en pas douter. Merci à Vincent et merci à Matthieu.

Merci à ma famille, à Jé, Gaëlle, Tessa et mes parents.

A Marinette, ma grand-mère.

Résumé

Les rifts continentaux résultent de l'action de contraintes extensives dont la magnitude est suffisante pour déformer un continent (forces aux limites des plaques, mouvements asthénosphériques). Cette déformation, contrôlée notamment par la rhéologie ou encore l'héritage structural lithosphérique, se réalise par des processus magmatiques ("dyking") et tectoniques (rupture sur faille et étirement ductile) dont l'importance relative est mal connue et variable d'un segment de rift à l'autre.

Afin de mieux comprendre comment ces différents facteurs et processus interagissent, la Divergence Nord-Tanzanienne (DNT) apparaît comme une cible privilégiée du Rift Est-Africain : elle représente un stade précoce du rift et montre une transition abrupte dans le style morphotectonique et l'expression du volcanisme. Cette étude a consisté à déployer un réseau sismologique local dans la DNT et à exploiter les données issues de l'enregistrement continu de l'activité sismique pendant 6 mois (campagne SEISMO-TANZ 2007). Les signaux des séismes proches et lointains sont utilisés comme indicateurs de la sismogénèse, de la résistance crustale, des champs de déformation et de contraintes, et renseignent aussi sur la structure et la fabrique (anisotropie) lithosphérique.

La sismicité est essentiellement localisée dans la branche centrale de la DNT, au sud des lacs Natron (sud du volcan Gelai) et Manyara.

La crise sismique observée à Gelai illustre la co-existence de processus magmatiques et tectoniques, avec la mise en place d'un dyke et le comportement à la fois asismique (glissement lent) et sismique (séisme de magnitude M_w 5.9) de failles normales. Les structures géologiques mises en jeu dans cette crise sont orientées NE-SW, obliques à l'axe \sim N-S du rift dans la zone. Cette direction est parallèle à la fabrique tectonique antérieure qui est ré-empruntée par le rift Cénozoïque (faille Eyasi).

A Manyara, les séismes sont remarquablement profonds (\sim 20-35 km) et révèlent un décrochement sénestre sur un plan NE-SW. Ils illustrent le développement du rift vers le sud/sud-ouest sur la branche centrale Natron-Manyara-Balangida, au contact du craton tanzanien en profondeur. La contrainte principale minimum calculée dans la zone est orientée WNW-ESE et le régime tectonique local associé est transtensif. Il est fort probable que des fluides soient associés au déclenchement de cette séquence sismique profonde et de longue durée.

L'influence de l'héritage structural dans l'expression des processus magmatique et tectonique accommodant la déformation s'observe aussi à l'échelle lithosphérique, par le biais de l'anisotropie sismique.

Nos résultats soulignent 3 points majeurs : (1) les structures lithosphériques héritées (contrastes rhéologiques, fabriques crustale et mantellique) exercent un contrôle majeur sur la localisation et l'expression précoce du rifting continental ; (2) la distribution des séismes en profondeur apparaît être un bon révélateur des propriétés rhéologiques de la croûte (transition fragile-ductile) ; et (3) dès le stade du rift immature (où la croûte est peu étirée), les processus magmatiques semblent jouer un rôle prépondérant dans l'accommodation de la déformation, en étroite interaction avec les processus tectoniques.

Abstract

Rifting a continent requires sufficient tensional stresses to deform continental plates (far-field plate motions, asthenospheric upwelling, traction from asthenospheric convection) and is controlled by different factors as rheology and lithospheric inheritance. Magmatic (dyking) and tectonic (faulting, aseismic creep) processes are involved in this deformation and their relative importance is not well known and appears to change from one rift to another.

The North Tanzanian Divergence (NTD), East African Rift, offers quite favorable conditions to better understand how these processes and factors interact : indeed, it represents the early stage of rifting and is characterized by a sharp change of volcanic and morphotectonic styles. From a local seismological network deployed for 6 months in the NTD (35 stations, SEISMO-TANZ'07), we have recorded earthquakes in order to study their triggering mechanisms, crustal strength, strain and stress fields, and seismic anisotropy.

Earthquakes are essentially clustered in the NTD central branch, south of lakes Natron (south of Gelai volcanoe) and Manyara. Magmatic and tectonic processes are both involved in the deformation observed at Gelai : dyking, aseismic slip, faulting (culmination with a M_w 5.9) in the upper crust. The direction of these geological structures is oblique compared with the \sim N-S orientation of the rift and parallel to the NE-SW inherited structures, where the rift is partially developping (Eyasi rift).

The Manyara cluster is deep (\sim 20-35 km) and associated with significant NE-SW strike-slip faulting. It illustrates the south/southwest rift propagation along the Natron-Manyara-Balangida central branch and the craton buried contact. The minimum principal stress in the area is WNW-ESE and the associated stress field is transtensive. Fluids may play a significant role in the triggering of this deep and long lasting seismic sequence.

The influence of the structural inheritance on the magmatic and tectonic processes is also observed at lithospheric scale through the study of the seismic anisotropy.

Three main points are underlined by our results : (1) inherited lithospheric structures (rheological contrast, crustal and upper mantle fabric) exert a major control on the location and early expression of the continental rifting; (2) the depth distribution of earthquakes well indicates the rheological properties of the crust (brittle-ductile transition); (3) even in the earliest stages of rifting, magmatic processes seem to play a strong role in the accommodation of extension, in addition to tectonic processes.

Table des matières

Introduction	15
1 Contexte de l'étude	19
1.1 Problématique du rifting continental et objectifs	21
1.1.1 Géométrie du rifting, rhéologie, héritage structural	21
1.1.2 Modèles de rift, rôle du magmatisme	22
1.1.3 Objectifs	24
1.2 Contexte géodynamique	26
1.2.1 Le rift Est-Africain	26
1.2.2 La Divergence Nord-Tanzanienne	28
1.3 Rhéologie crustale et distribution de la sismicité en profondeur	34
Crustal rheology and depth distribution of earthquakes (Article, <i>Tectonophysics</i> , 2009)	34
1.4 Réseau sismologique SEISMO-TANZ'07 : déploiement, données	49
1.4.1 Déroulement de la campagne et distribution des stations	49
1.4.2 Stations, dérive temporelle, extraction	52
1.4.3 Pointé, localisations absolue et relative, magnitudes	55
2 Sismicité : méthodes et résultats	61
2.1 Calcul d'un modèle de vitesse 1D minimum	62
2.1.1 Data, VELEST program	62
2.1.2 A priori model and trial and error approach	66
2.1.3 Results and stability tests	72
2.2 Détermination des mécanismes au foyer	80
2.2.1 Caractérisation de la source sismique	80

2.2.2	Calcul des solutions focales avec HASH	83
2.2.3	Mécanismes au foyer obtenus, qualité et incertitudes	87
2.3	Calcul du tenseur des contraintes	98
2.3.1	Rappels sur l'inversion du tenseur des contraintes	98
2.3.2	Méthode des dièdres droits d'Angelier et Mechler (1977)	99
2.3.3	Méthode de Michael (1984, 1987)	100
3	Interprétation	107
3.1	Essaim de séismes au nord de la DNT (lac Natron)	109
3.1.1	Détection d'une intrusion magmatique	109
	Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful conti- nental rift, East Africa (Article, <i>Nature</i> , 2008)	111
3.1.2	Comparaison avec d'autres études	117
3.2	Essaim de séismes profonds au sud de la DNT	122
3.2.1	Comparaison des deux essaims de séismes, Gelaï et Manyara	122
	Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences (Article, <i>Journal of African Earth Sciences</i> , sous presse)	122
3.2.2	Apport des mécanismes au foyer	137
3.2.3	Déclenchement de l'essaim de Manyara : rôle des fluides ?	141
3.3	Rhéologie et champ de contraintes dans la DNT	144
4	Etude préliminaire de l'anisotropie sismique	151
4.1	Anisotropie et déphasage des ondes de cisaillement	153
4.2	Mesures et résultats	159
4.3	Discussion sur l'origine de l'anisotropie	168
	Conclusion	177
	Bibliographie	181
A	Propagation d'un rift en bordure de craton (Article, <i>Tectonophy-</i> <i>sics</i>, 2007)	201
B	Fiches descriptives des sites : exemple de GIDA	223

Introduction

Les *rifts* continentaux sont l'expression à la surface de la terre d'un processus géodynamique majeur affectant la lithosphère et menant parfois à la naissance d'un océan, l'extension continentale. L'origine des forces requises pour initier ce phénomène de même que les processus de localisation et de propagation des rifts qui en résultent sont encore mal compris. On différencie généralement les modèles purement mécaniques, où la lithosphère est étirée en réponse aux contraintes tectoniques en tension, nées aux limites des plaques lithosphériques, et les modèles purement magmatiques, invoquant la contribution des forces de volumes, des intrusions magmatiques, de la traction en base de la lithosphère, conséquences de l'impact d'un panache mantellique. La nature initiale de la lithosphère, sa rhéologie ou encore la présence de zones de faiblesse, de discontinuités générées par des événements tectoniques antérieurs, influencent la géométrie et le développement du rift.

L'Afrique de l'Est est un lieu privilégié pour mieux comprendre comment les différents paramètres associés à l'extension continentale contrôlent la déformation, exposant les différents degrés de maturité d'un rift. Cette étude est consacrée à une portion du Rift Est-Africain (REA), la **Divergence Nord-Tanzanienne** (DNT) (Dawson, 1992), où l'on peut observer les premiers stades du rifting (< 8 Ma). Cette région se distingue par un changement brutal dans l'expression morphotectonique et volcanique du rift et par la présence d'une lithosphère cratonique vieille de plus de 2 milliards d'années dans laquelle ce dernier a tendance à se propager.

Nous avons utilisé un outil géophysique, la sismologie, pour mieux comprendre l'activité tectonique et magmatique actuelle et passée de la DNT afin d'identifier les processus dominants dans l'initiation d'un rift. Les tremblements de terre indiquent, par leur présence et leur distribution spatio-temporelle, où se produit la déformation et quelle est son évolution. L'étude de la source des séismes permet de caractériser les systèmes de failles voire de détecter la présence de fluides. Les ondes qu'ils génèrent nous renseignent sur la structure et les propriétés mécaniques du milieu dans lequel elles se propagent.

Durant ce travail de thèse, un réseau de sismomètres a été déployé dans la DNT en Juin 2007 pour une période de six mois et l'essentiel des enregistrements sont utilisés afin (1) d'entreprendre une étude détaillée de la sismicité locale et d'identifier les systèmes de failles actifs, (2) de caractériser le champ de contraintes, (3) d'étudier les propriétés mécaniques et la structure de la croûte et de la lithosphère, (4) de détecter l'anisotropie potentiellement présente sous le réseau.

Plan de la thèse

- ▶ Le premier chapitre débute par un exposé des différentes problématiques liées à l'extension continentale et des modèles de rifting qui en ont découlé durant ces dernières décennies. Le contexte géodynamique est ensuite présenté, de l'échelle du Rift Est-Africain (REA) à celle de la Divergence Nord-Tanzanienne (DNT). Suivent les résultats d'une analyse couplée de la distribution des tremblements de terre en profondeur et de la rhéologie de la croûte dans les branches Est et Ouest du REA, sous la forme d'un article publié dans la revue *Tectonophysics*. Cette étude est antérieure au déploiement du réseau sismologique SEISMO-TANZ'07 dans la DNT dont la description clôture ce chapitre.
- ▶ Le second chapitre présente les différentes méthodes utilisées sur les séismes locaux et les résultats obtenus. La première partie est rédigée en anglais, sous la forme d'un rapport, et concerne la relocalisation des événements et le calcul d'un modèle de vitesse d'ondes P 1D minimum, à partir d'une inversion simultanée hypocentres-vitesse. Suivent la détermination des mécanismes aux foyer (double couple) et l'inversion d'un tenseur des contraintes local.
- ▶ L'interprétation et la discussion des résultats sur la sismicité locale constituent le troisième chapitre. L'analyse fine de cette dernière a permis de caractériser deux essaims de séismes principaux dans la DNT, notamment une crise sismo-magmatique (Gelaï, article publié dans la revue *Nature*) qui a fait l'objet de deux autres études auxquelles nous confrontons nos résultats. La comparaison de cette crise avec une autre séquence sismique (Manyara), révèle des différences et des points communs illustrant notamment le contrôle des structures héritées sur le développement du rift (article publié dans la revue *Journal of African Earth Sciences*). Les mécanismes au foyer calculés au chapitre précédent sont interprétés dans le contexte tectonique local et permettent d'identifier les failles actives et de préciser la géométrie déjà observée

par la distribution des séismes.

- ▶ Le dernier chapitre est consacré à l'étude préliminaire de l'anisotropie sismique à partir de la biréfringence des ondes SKS et comprend une discussion sur les origines possibles de l'anisotropie détectée sous le réseau.

Chapitre 1

Contexte de l'étude

Dans ce chapitre, les différentes problématiques liées au processus étudié, le rift continental, sont exposées.

Puis on s'attache à décrire la zone d'étude, le Rift Est-Africain et la Divergence Nord-Tanzanienne.

Un des facteurs contrôlant l'évolution du rift Rift Est-Africain, la rhéologie crustale, est ensuite étudié plus précisément à l'aide d'une méthodologie originale, à l'échelle des branches Est et Ouest.

Pour finir, la mise en place du réseau sismologique (SEISMO-TANZ'07) et les premiers traitements de données utilisées au cours cette thèse sont présentés.

1.1 Problématique du rifting continental et objectifs

Les rifts continentaux sont des manifestations spectaculaires de la déformation des continents illustrant, par leur diversité, la complexité des mécanismes de l'extension. On observe en effet des rifts "lents" ou "rapides", étroits ou larges, magmatiques ou amagmatiques, symétriques ou asymétriques, actifs ou encore avortés. L'Histoire cinématique des derniers grands cycles de Wilson montre que les rifts continentaux forment, à différentes époques de "dislocation", des systèmes fréquents et très continus. Ils représentent en effet les stades initiaux de la déchirure continentale où l'extension peut mener à la rupture lithosphérique et à la formation de bassins océaniques.

Les paramètres physiques principaux qui gouvernent l'extension continentale, ou le *rifting*, sont d'ordre thermique, mécanique, rhéologique, cinématique et dynamique (voir par exemple la synthèse de Ruppel, 1995; Corti et al., 2003). L'évolution d'un rift continental est notamment influencée par le volume de magma présent, la résistance de la croûte/lithosphère mais aussi par les structures préexistantes. De nombreux débats ont émergé sur les rôles respectifs de ces facteurs depuis plus de 40 ans.

1.1.1 Géométrie du rifting, rhéologie, héritage structural

Sur la base des systèmes aujourd'hui actifs, on peut distinguer deux géométries de rift continental principales, la déformation se concentrant sur des zones plus ou moins étendues : les rifts dits "larges" (province du Basin&Range dans l'ouest des EU, plateau Tibétain) qui peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de large, et les rifts "étroits" où la déformation est localisée sur environ 100 km (rift Baïkal, rift Est-Africain, graben du Rhin). La dimension spatiale des rifts à la surface a fait l'objet depuis les années 1980 de nombreux travaux tentant d'analyser les degrés d'asymétrie des rifts sur la base de modèles archétypaux en cisaillement pur (McKenzie, 1978) ou simple (Wernicke, 1985). Ces géométries ont été imputées à des stratifications rhéologiques différentes de la lithosphère (Buck, 1991; Brun et Beslier, 1996; Brun, 1999; Huisman et Beaumont, 2003). Dans ces modèles, un rift large se développe plutôt à la faveur d'une lithosphère présentant une croûte épaisse essentiellement résistante dans sa partie supérieure, tandis qu'un rift étroit aura tendance à se former dans une lithosphère froide avec un manteau sub-crustal très

résistant (Buck, 1991; Brun, 1999).

Un autre facteur joue un rôle prépondérant dans le développement et l'évolution d'un rift continental : celui de l'héritage lithosphérique/crustal, notamment via les cratons et les ceintures plissées (Tommasi et Vauchez, 2001; Petit et Déverchère, 2006; Keranen et Klemperer, 2008; Pérez-Gussinyé et al., 2009, et références citées), qui détermine souvent la localisation, la géométrie et le style de la déformation.

1.1.2 Modèles de rift, rôle du magmatisme

Parmi les modèles fondamentaux les plus fréquemment évoqués depuis la fin des années 70, figurent les *rifting* "passif" et "actif" (Fig. 1.1, Sengor et Burke, 1978).

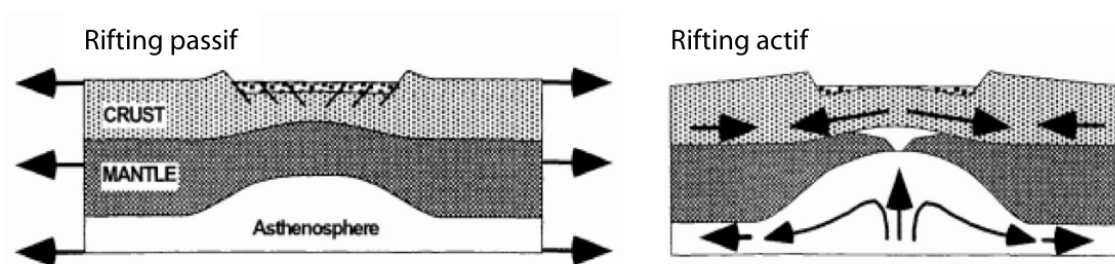


FIG. 1.1: Modèles schématiques de rift passif (gauche) et actif (droite) (figure extraite de Huismans et al., 2001).

Le premier, purement mécanique, attribue l'amincissement lithosphérique aux contraintes extensives en limite de plaque, induisant remontée et fusion de l'asthénosphère par décompression adiabatique (McKenzie, 1978; Wernicke, 1985; Lister et al., 1986). Le second invoque l'impact d'un panache mantellique à la base de la lithosphère entraînant son érosion thermique et son amincissement par compensation isostatique. Les sources de contraintes sont dans ce cas plus locales : tractions à la base de la lithosphère et contraintes extensives dues au soulèvement et à l'amincissement. Ces mécanismes sont souvent difficiles à différencier dans le sens où ils impliquent tous deux une remontée du manteau asthénosphérique. De nombreux modèles de rifting plus récents invoquent une combinaison possible des deux processus (Huismans et al., 2001; Petit et Déverchère, 2006; Petit et al., 2008), rendant cette distinction archétypale peu pertinente.

L'activité du rift se manifeste par des épisodes magmatiques et/ou tectoniques dont la contribution relative dans l'accommodation de la déformation est peu connue. Depuis les années 70-80, les études ont essentiellement mis l'accent sur le rôle des

1.1. Problématique du rifting continental et objectifs

failles dans l'accommodation de la déformation et sur la stratification rhéologique, négligeant souvent celui du magmatisme (Buck, 1991; Brun et Beslier, 1996; Brun, 1999; Burov et Poliakov, 2001; Gueydan et al., 2008; Petit et al., 2008). Parmi les mécanismes du rifting actif, les intrusions magmatiques, ou *dykes*, permettent d'initier et de maintenir l'extension d'une lithosphère continentale épaisse (flottabilité positive et advection de chaleur), définissant un modèle d'extension purement magmatique (Geoffroy, 1998; Buck, 2006). Ces événements, par leur récurrence, contribuent à diminuer la résistance de la lithosphère et à localiser la déformation. Dans les modèles purement mécaniques, le domaine de déformation est plus large. Le potentiel sismogène des failles bordières sur lesquelles s'accumule la déformation est par ailleurs moindre dans le modèle magmatique, les dykes se produisant pour un niveau de contrainte inférieur à celui nécessaire pour les failles (Buck, 2006, Fig. 1.2).

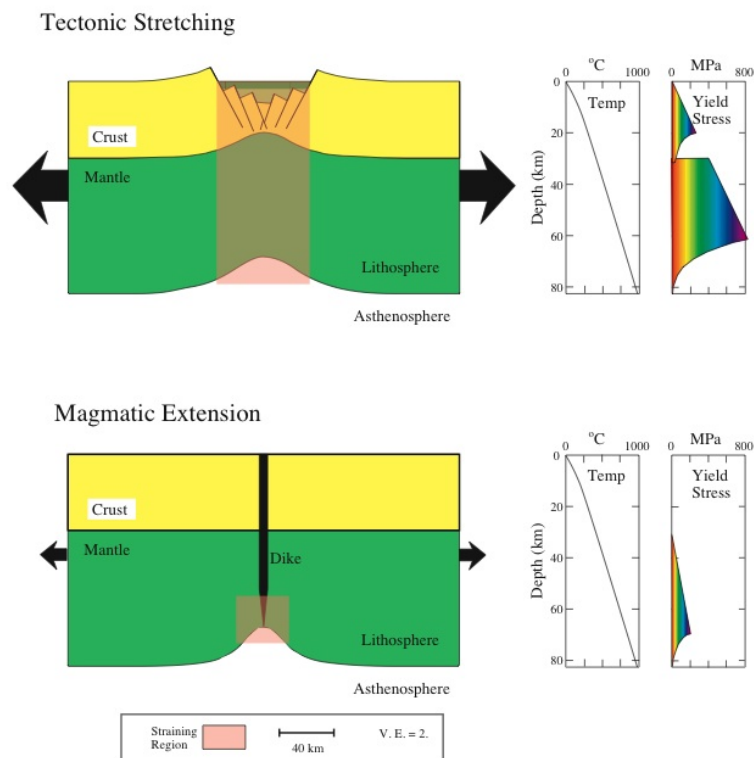


FIG. 1.2: Modèles d'extension purement mécanique (*haut*) et purement magmatique (*bas*) d'une lithosphère continentale normale (d'après Buck, 2006). Les flèches noires correspondent à la force minimum pour que le rifting tectonique ou magmatique se produise. La différence entre les contraintes principales verticale et horizontale ("yield stress") nécessaires au rifting est sensiblement plus faible lorsque les processus magmatiques (dykes) entrent en jeu.

Une étude récente dans le rift Baïkal (où le volcanisme est quasiment absent) suggère cependant que les injections de magma en base de croûte, sous la vallée axiale, sont responsables du faible amincissement crustal observé (Thybo et Nielsen, 2009). Ceci indique que ce processus peut contribuer à la fois à augmenter/maintenir la résistance de la croûte inférieure (de la même manière qu'il contribue à créer la croûte océanique par accréation dans les rides) et à favoriser l'extension, même dans le cas de rifts supposés dominés par la déformation tectonique sur failles et peu perturbés thermiquement (Petit et Déverchère, 2006; Petit et al., 2008).

1.1.3 Objectifs

L'Afrique de l'Est est un des rares lieux sur terre où il est possible d'étudier les facteurs qui initient et contrôlent le rifting. La plaque Africaine est paradoxalement essentiellement bordée par des dorsales océaniques, indiquant que les forces aux limites contribuent peu à l'extension qu'elle subit (Fig. 1.3).

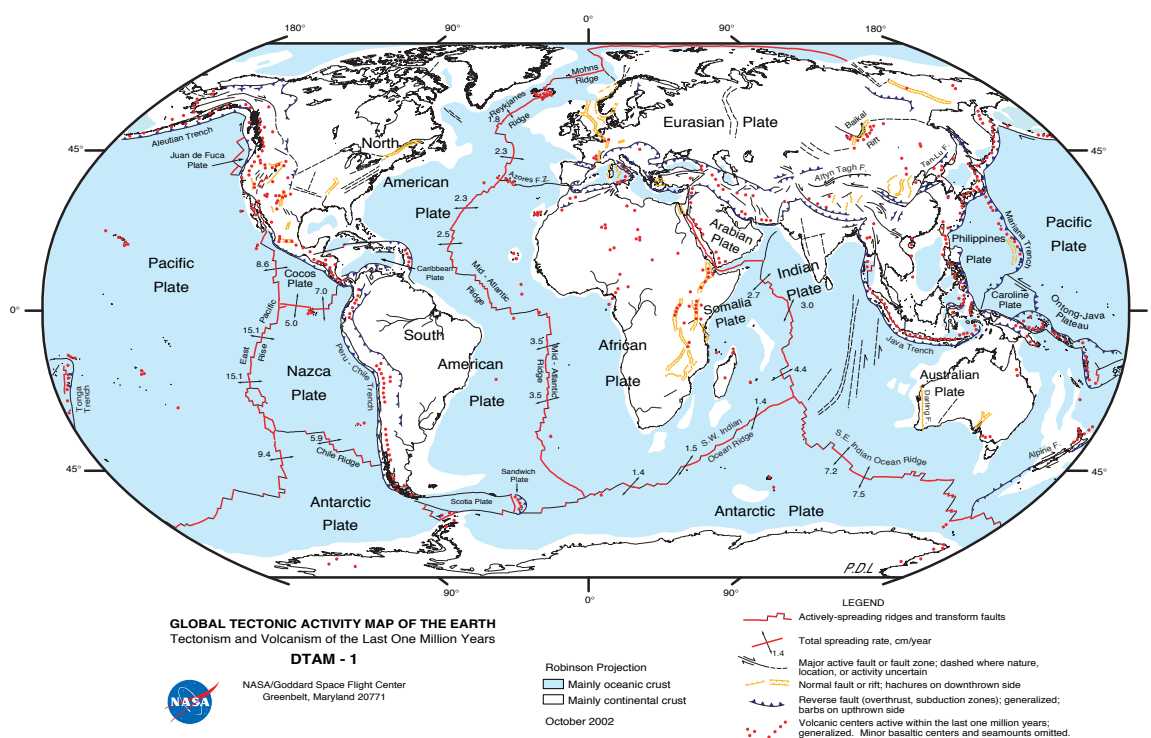


FIG. 1.3: Carte tectonique mondiale (modifiée d'après Lowman et al., 1999). La plaque Africaine est bordée par des rides océaniques à l'exception de sa frontière nord. Elle subit une extension dans sa partie Est (le REA) où elle se divise en plusieurs micro-plaques (voir section suivante).

1.1. Problématique du rifting continental et objectifs

Les intrusions magmatiques jouent probablement un rôle clef dans l'accommodation de la déformation dans cette région du globe. Les études géophysiques, de plus en plus nombreuses dans la zone, indiquent que ces corps mafiques sont en effet largement présents sous le rift (Ethiopie, branche Est) et dominant parfois les épisodes de rifting (Kendall et al., 2005; Wright et al., 2006; Ebinger et al., 2008).

Ce travail s'inscrit dans la problématique de la dynamique du rifting et s'appuie sur des données sismologiques pour essayer de mieux comprendre le rôle des différents acteurs de l'extension continentale. De fait, la sismicité est un marqueur de la déformation active d'un continent, permettant de caractériser des épisodes de rifting (injections magmatiques, activité des failles), mais elle nous renseigne également sur la structure et les niveaux de résistance de la lithosphère. La région étudiée se situe dans un endroit particulier de la branche Est du Rift Est-Africain (REA), la Divergence Nord-Tanzanienne (DNT), où les différents phénomènes évoqués précédemment semblent interagir de manière complexe, avec un changement brutal dans l'expression morphologique, magmatique et tectonique du rift. Contrairement au nord du REA, en Afar, où le rift en est à un stade mature, c'est à dire proche de l'accrétion océanique, on peut enregistrer l'initiation de l'extension dans la DNT.

S'agissant de la première expérience sismologique à l'échelle de cette région, l'objectif est donc dans un premier temps de voir où et comment le rift se propage en identifiant de manière précise les zones actives et les processus responsables de la déformation, d'estimer les propriétés mécaniques et la structure de la lithosphère et de comparer l'ensemble de ses observations avec les régions où l'extension est plus avancée. Les questions principales qui émergent sont : (1) Quel est le rôle du magmatisme dans les premiers stades de l'extension continentale ? (2) Les modèles où le rôle des failles est prépondérant sont-ils toujours appropriés ? (3) Quelle est l'importance relative des processus magmatiques (dykes) et tectoniques (failles) dans l'accommodation de la déformation ? (4) Dans quelle mesure les structures héritées (composition, épaisseur, géométrie, rhéologie,...) contribuent-elles à la localisation du rift ?

1.2 Contexte géodynamique

1.2.1 Le rift Est-Africain

L'Afrique de l'Est est un laboratoire naturel exceptionnel, exposant les différents stades de l'extension d'un continent, de l'initiation du rifting (Divergence Nord-Tanzanienne) à l'accrétion océanique (Afar) (Fig. 1.4).

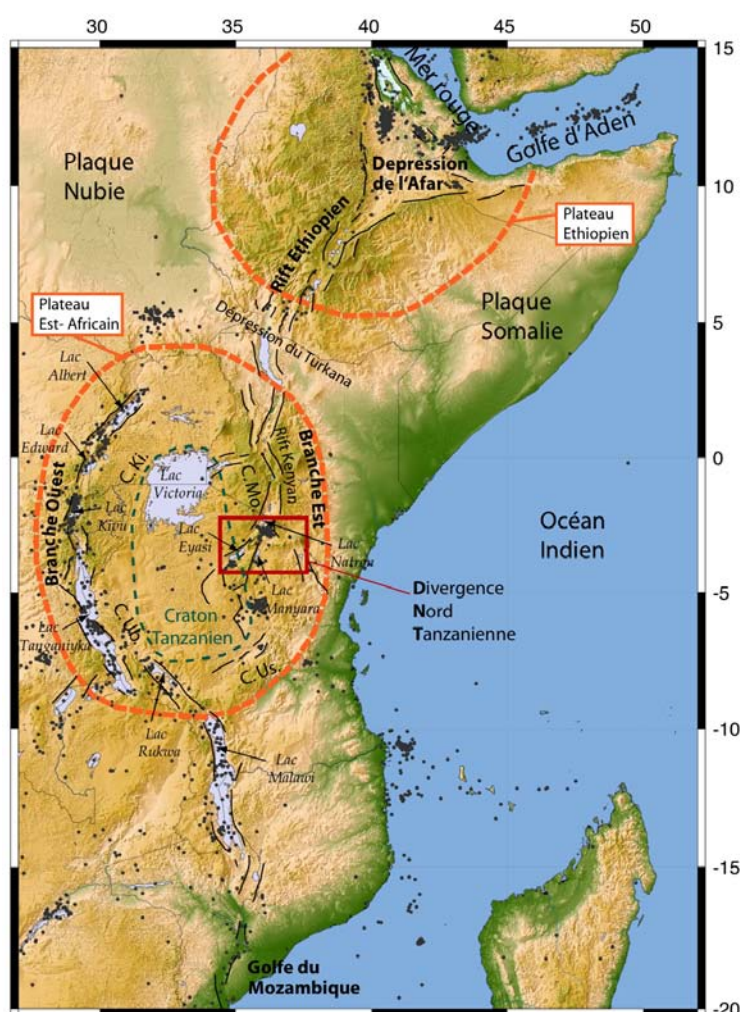


FIG. 1.4: Carte structurale simplifiée (trait noirs) du Rift Est-Africain (modèle numérique de terrain, données GTOPO30, <http://eros.usgs.gov>). La sismicité est représentée par des cercles gris (D'après le bulletin du National Earthquake Information Center, <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic>, magnitude m_b généralement supérieure à 4, de 1973 à 2009). Les plateaux Ethiopien et Est-Africain sont délimités par des pointillés oranges. L'extrémité sud de la branche Est du REA correspond à la Divergence Nord-Tanzanienne (carré rouge). Ki., Mo., Ub., et Us., sont respectivement les ceintures (C.) protérozoïques Kibaran, Mozambique, Ubendian et Usagan, accrétées aux marges du craton archéen tanzanien (délimité par des pointillés verts).

Le Rift Est-Africain (REA) correspond à la frontière en divergence entre deux plaques tectoniques principales, Nubie à l'Ouest et Somalie à l'Est et plusieurs microplaques (Victoria, Rovuma et Lwandle, Figs. 1.4 et 1.5, Calais et al., 2006). Le rift s'étend sur plus de 4000 km de long entre la dépression de l'Afar au nord et le Golfe du Mozambique au sud où les **taux d'extension** varient respectivement de 6.5 à moins de 2 mm/an (Fig. 1.5.A, Stamps et al., 2008).

L'origine du rifting cénozoïque, du volcanisme et la topographie rencontrés dans le REA (plateaux Ethiopien et Est-Africain, Fig. 1.4) est encore incertaine : plusieurs modèles ont été proposés, invoquant la présence d'un ou plusieurs panaches mantelliques (Burke, 1996; Ebinger et Sleep, 1998; Nyblade et al., 2000; Pik et al., 2006) pouvant être reliés au **super-panache Africain**, large anomalie thermo-chimique dans le manteau inférieur, centrée sous l'Afrique du sud (par ex. Ritsema et al., 1999) (Fig. 1.5.C).

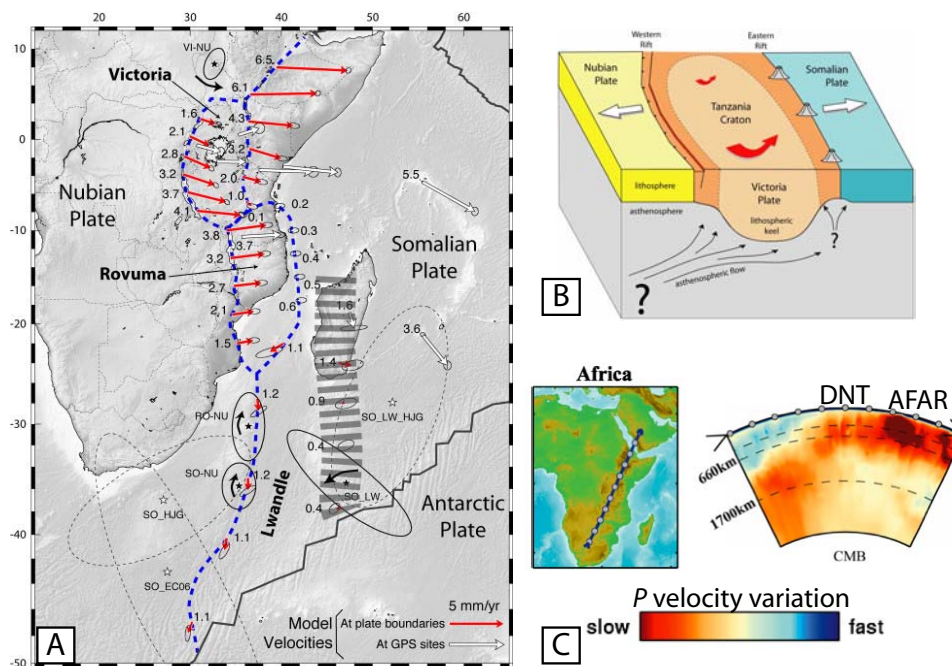


FIG. 1.5: A : Modèle cinématique du Rift Est-Africain, d'après Stamps et al. (2008). Les mouvements relatifs des plaques sont illustrés par des flèches rouges, les chiffres associés correspondent aux valeurs des vitesses calculées en mm/an. Les étoiles noires indiquent les pôles de rotation. B : Bloc diagramme interprétatif de Calais et al. (2006) montrant la rotation anti-horaire de la micro-plaque Victoria qui comprend le craton Tanzanien enraciné en profondeur. C : Modèle tomographique d'onde P sous le Rift Est-Africain d'après Li et al. (2008), mettant en évidence la présence d'une anomalie de vitesse lente sous l'Afrique de l'Est.

Le REA se divise en deux branches au sein du plateau Est-africain suivant les ceintures orogéniques **protérozoïques** accrétées aux marges du craton **archéen** tanzanien (Figs. 1.4 et 1.5.B). A l'est, la ceinture Mozambique présente des structures N-S résultant de multiples collisions (1.2-0.45 Ga) (Cahen et al., 1984; Shackleton, 1986). Les ceintures Usagaran et Ubendian qui bordent le craton au sud, datent du début du Protérozoïque (Lenoir et al., 1994; Theunissen et al., 1996) tandis que la ceinture Kibaran (NW) a été formée à la fin du Protérozoïque (Cahen

et al., 1984).

Plusieurs phases de rifting ont été identifiées en Afrique de l'Est, comme celle du **Karoo** au Permo-Trias (250 Ma) (Kreuser, 1995). C'est à partir du Cénozoïque que le rift actuel, le REA, se forme, en réactivant parfois les failles bordières de certains bassins antérieurs (Le Gall et al., 2004).

L'âge du volcanisme et des failles n'est pas strictement linéaire le long du REA. Les échantillons de roches volcaniques les plus anciens (40-45 Ma) proviennent du rift Ethiopien central (George et al., 1998). Un volcanisme intensif affecte l'Afar à l'Oligocène (30 Ma) avec la mise en place rapide (1 Ma) d'énormes épanchements basaltiques (*trapps*), pratiquement coïncidents avec la mise en place de failles normales (29 Ma) (Hofmann et al., 1997; Wolfenden et al., 2005). Dans la branche Est, le volcanisme débute à 30 Ma au nord du rift Kenyan, à 15 Ma dans le Kenya central et à 8-5 Ma au nord de la Tanzanie (Baker, 1987; Dawson, 1992). Dans la branche Ouest, les roches les plus anciennes sont datées à 12 Ma dans le lac Kivu et à 8 Ma au sud du lac Rukwa (voir compilation de Ebinger, 1989). L'activité tectonique est probablement contemporaine du volcanisme dans les deux branches (Ebinger, 1989). La sismicité suit les vallées axiales avec une activité plus importante dans la branche Ouest que dans la branche Est (cercles gris sur Fig. 1.4).

1.2.2 La Divergence Nord-Tanzanienne

La branche Est du REA se caractérise par un changement brutal dans l'expression morphotectonique et volcanique du rift. Tandis que la vallée axiale est étroite (~50 km) et magmatique au Kenya, elle s'élargit sur environ 200 km à son extrémité sud en trois branches pratiquement amagmatiques (Eyasi, Natron-Manyara-Balangida, Pangani), formant la **Divergence Nord-Tanzanienne** (DNT, voir Fig. 1.6, Dawson, 1992; Ebinger et al., 1997; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2004). Les bassins des rifts Eyasi et Natron-Manyara-Balangida sont des héli-grabens longs d'environ 100 km, larges de 50 km et peu profonds (< 3km), indiquant une faible extension cumulée (Foster et al., 1997). Ils séparent un système de blocs basculés, le plateau Mbulu. Le rift Pangani est quant à lui un système en horst plus récent (< 1 Ma, Nonnotte, 2007). Le lecteur peut se référer à l'Annexe A pour une étude détaillée de l'évolution temporelle du rifting et du magmatisme de la DNT (Le Gall et al., 2008).



FIG. 1.6: Carte de la Divergence Nord Tanzanienne (Dawson, 1992).

Le craton tanzanien, le bloc Masai et les chaînes protérozoïques

La présence du craton archéen tanzanien (> 2.5 Ga, d'après Cahen et al., 1984) semble contraindre la structure à grande échelle du REA : les branches Est et Ouest ont en effet tendance à le contourner et à se propager dans les ceintures mobiles protérozoïques (650-475 Ma) accrétées à ses marges (Fig. 1.4). La lithosphère cratonique, enracinée en profondeur, plus résistante (épaisseur élastique $T_e > 100$ km) et plus épaisse que les ceintures protérozoïques est par conséquent plus difficile à déformer (Petit et Ebinger, 2000; Pérez-Gussinyé et al., 2009). Cependant, dans la DNT, le rift se propage dans le craton, via les failles normales Eyasi et Balangida et le domaine de déformation diffuse Mbulu qui les sépare (Fig. 1.7), indiquant que la résistance n'est pas le paramètre dominant contrôlant son développement. Seul le bloc Masai, entouré des branches Natron-Manyara-Balangida et Pangani, apparaît comme un bloc indéformable (Ebinger et al., 1997; Foster et al., 1997). Les valeurs importantes de T_e obtenues par Pérez-Gussinyé et al. (2009) laissent penser qu'il s'agit d'un fragment de craton.

Le contact entre ces trois ensembles géologiques (craton, bloc Masai et ceinture Mozambique) est mal connu. La limite entre la ceinture Mozambique et le craton est dessinée de manière approximative sur la figure 1.7, à partir de quelques affleurements observés au Kenya et en Tanzanie (Ebinger et al., 1997). Des collisions multiples ont conduit au remaniement de la marge Est du craton et à son enfouissement sous les terrains protérozoïques en place (Smith et Mosley, 1993). La limite en profondeur du craton est incertaine mais il est probable que les changements de direction des structures cénozoïques en soient l'expression en surface (Ebinger et al., 1997). On passe en effet d'une direction N-S au niveau du lac Natron (continuité du rift Kenyan) à NE-SW pour la branche la plus à l'ouest (Eyasi) vers $\sim 3^\circ$ S tandis que la branche centrale (Natron-Manyara-Balangida) devient NE-SW à $\sim 4^\circ$ S. Cette limite en profondeur interviendrait donc à environ 50 km à l'est de la limite en surface. Dans la partie 3.2.1, une coupe simplifiée a été effectuée en tenant compte de cette limite probable.

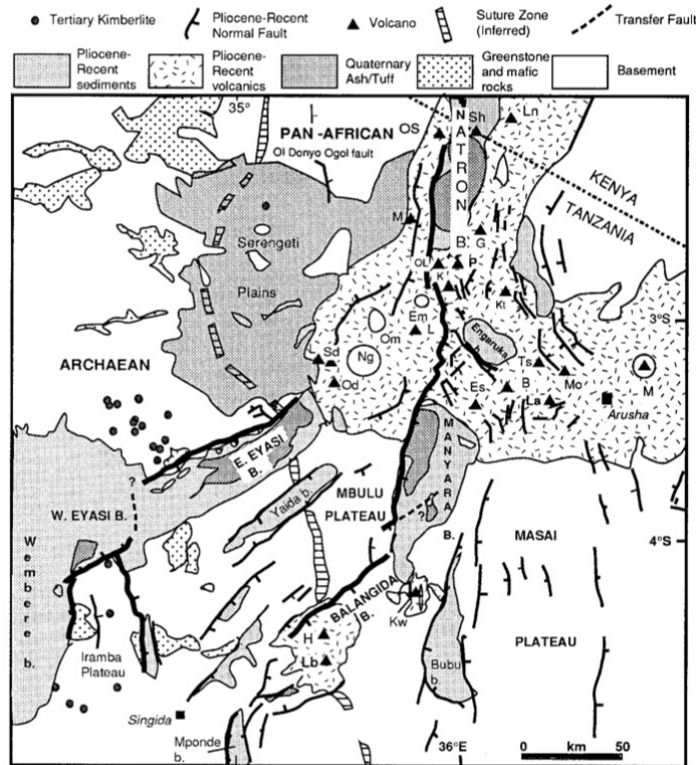


FIG. 1.7: Carte géologique de la Divergence Nord-Tanzanienne (Ebinger et al., 1997). La zone de contact supposée entre le craton archéen et la chaîne protérozoïque Mozambique, éléments du socle (“basement” en anglais), est illustrée par une bande rayée discontinue (“suture zone”). Les volcans sont indiqués par des triangles et leur nom par leur initiale : L, Lemagrut ; S, Sadiman ; Od, Oldeani ; Ng, Ngorongoro ; Om, Olmoti ; Em, Embagai ; Lo, Loolmalasin ; OL, Oldoinyo Lengai ; La, Lashaine ; K, Kerimasi ; M, Momonik ; OS, Oldoinyo Sambu ; Sh, Shombole ; G, Gelai ; Kt, Kitumbeine ; Ts, Tarosero ; B, Burko ; Es, Essimngor ; Mo, Monduli ; Mw, Mweru ; Kw, Kwaraha ; H, Hanang ; P, Pello Hill ; Lb, Labait.

Structure thermique, magmatisme

La distribution du volcanisme associé à la DNT est frappante : tandis que de nombreux volcans jalonnent les vallées du rift Kenyan, ils s’alignent perpendiculairement à l’axe du rift au sud du lac Natron, sur une zone d’environ 200 km. Cette ceinture volcanique comprend de gros édifices, tel que le Kilimanjaro qui culmine à 5890 m (daté à ~ 2.5 Ma, voir Nonnotte et al., 2008), et est bordée au sud par le bloc Masai. Ce dernier forme avec les bassins Eyasi, Manyara et Pangani une bande pratiquement avolcanique. Seuls quelques cônes sont présents un peu plus au sud tels que le Kwaraha, le Labait et le Hannang (Fig. 1.7). L’Oldoinyo Lengai, l’unique volcan actif qui produit des carbonatites sur terre, est situé au sud du lac Natron et entre en éruption assez régulièrement (Vaughan et al., 2008).

Des anomalies de vitesse lente ont été mises en évidence en profondeur dans le manteau supérieur, à la fois sous la branche Est et sous la lithosphère cratonique (voir Fig. 1.8.A, Ritsema et al., 1998; Weeraratne et al., 2003; Park et Nyblade, 2006). D'après Huerta et al. (2009) (analyse de fonctions récepteur), elles sont le prolongement de remontées thermiques étroites (localisées) au sein de la zone de transition qui sont initiées à la base de celle-ci (660 km) par l'impact d'un panache mantellique (probablement le super-panache Africain) (Fig. 1.8.B). Le plateau Est-Africain est associé à une large anomalie de gravité négative (~ 1200 km) attribuée à la présence d'une tête panache de ~ 600 km de large par Simiyu et Keller (1997). Ces derniers proposent que deux bras de diamètre inférieur à 250 km sont issus de la tête du panache, s'étendent vers la surface sous les branches Est et Ouest où des anomalies de gravité négatives plus étroites (~ 200 km) sont enregistrées. Ce phénomène se produirait plus profondément dans la DNT qu'au Kenya, ce qui traduirait la propagation du rift vers le sud (Simiyu et Keller, 1997).

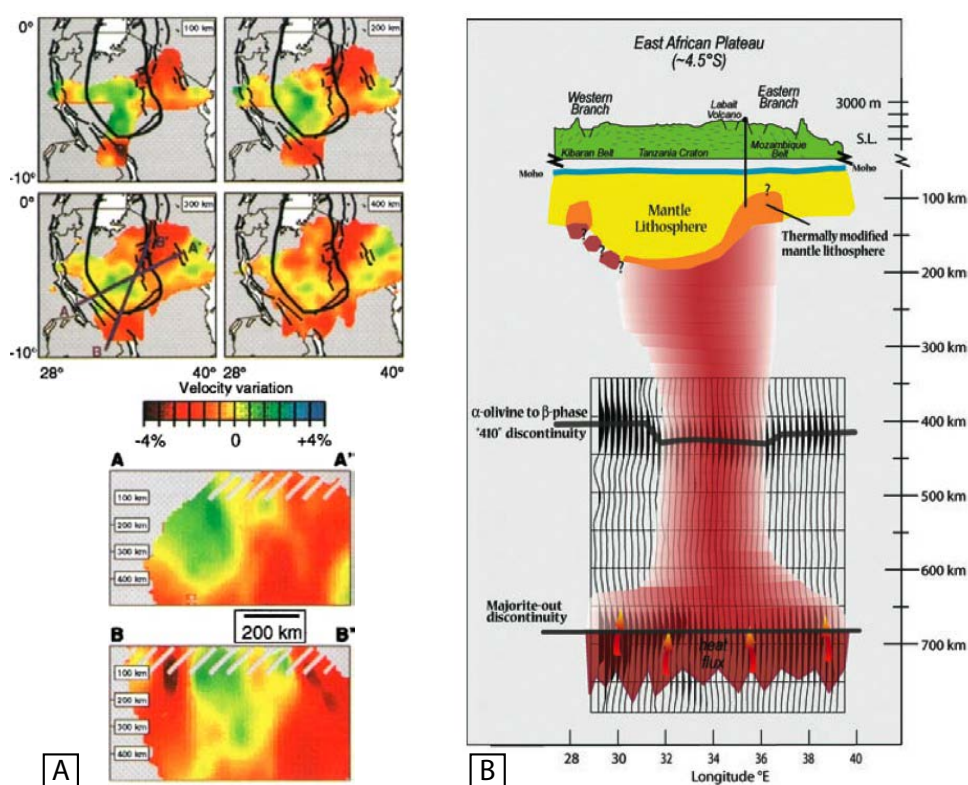


FIG. 1.8: A : Modèle tomographique réalisé à partir de l'inversion des résidus des temps de trajet des ondes S (télé-séismes) (figure issue de Ritsema et al., 1998). Coupes horizontales et verticales. B : Coupe interprétative à environ 4.5°S traversant le craton et les deux branches du rift (figure issue de Huerta et al., 2009) sur laquelle sont superposées les fonctions récepteur (sommation par station). Un flux thermique ascendant est représenté sous le craton et la branche Est.

Sismicité

La DNT connaît une activité sismique relativement intense (Nyblade et al., 1996) avec quelques événements de magnitude élevée pour un rift, les plus forts ayant eu lieu en 1964 au sud du lac Eyasi (07/05/64, 05:45, $m_b=6.3$, ISC¹) et en 2007 au sud du lac Natron (17/07/07, 14:10, $M_w=5.9$), soit un mois après l'installation de notre réseau. En dehors des catalogues mondiaux, seuls les enregistrements d'un réseau temporaire régional déployé entre 1994 et 1995 à travers la Tanzanie sont disponibles (Nyblade et al., 1996). La sismicité se concentre essentiellement en deux essaims, à 4°S et 5.5°S, dans l'axe de la branche centrale de la DNT.

Un trait particulier de la région concerne l'occurrence de séismes profonds : les foyers des séismes crustaux sont connus pour atteindre des profondeurs supposées "anormales", au-delà de 20 km et jusqu'à 34 km (Nyblade et Langston, 1995; Brazier et al., 2005). Ces événements reflètent probablement la propagation du rifting depuis la chaîne mobile Mozambique dans le craton (Doser et Yarwood, 1994).

Dans la section suivante, nous verrons que la distribution de la sismicité en profondeur varie le long de la branche Est, avec des séismes de plus en plus profonds du N vers le S.

¹International Seismological Centre (<http://www.isc.ac.uk/index.html>)

1.3 Rhéologie crustale et distribution de la sismicité en profondeur

L'article qui suit est le résultat d'une analyse de la distribution des séismes en profondeur à partir de différents catalogues disponibles dans les branches Est et Ouest du Rift Est-Africain, de part et d'autre du craton archéen tanzanien. Les essais de séismes ont été supprimés et les événements les mieux localisés ont été sélectionnés. En supposant que la déformation à court terme exprimée par la sismicité reflète les propriétés mécaniques à long terme de la lithosphère, nous avons déduit des enveloppes rhéologiques de la croûte de la distribution en profondeur des séismes sélectionnés. Il est aussi proposé que la profondeur où la sismicité marque un pic et celle où elle disparaît soient des bons indicateurs de la position de la transition fragile-ductile. La diversité des enveloppes calculées est finalement révélatrice du fort contrôle exercé par le gradient géothermique (modifié par le rifting cénozoïque) et par la composition (degré de différenciation de la croûte). La résistance crustale apparaît ainsi hétérogène à l'échelle des branches Est et Ouest du Rift Est-Africain, et très sensible en position et en magnitude au contexte géologique. Une croûte inférieure mafique est nécessaire pour expliquer la profondeur des séismes dans les deux branches. La croûte apparaît de plus en plus résistante du rift Kenyan à la DNT. A l'ouest, le rift semble se développer dans une croûte en moyenne plus résistante et plus homogène.



Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: Insights from the central and southern East African Rift System

Julie Albaric^{a,*}, Jacques Déverchère^a, Carole Petit^b, Julie Perrot^a, Bernard Le Gall^a

^a Université de Brest (UBO), Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), CNRS UMR6538 « Domaines Océaniques », 29280 Plouzané, France

^b Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, UMR7072 CNRS, 75252 Paris, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 August 2007

Received in revised form 11 April 2008

Accepted 13 May 2008

Available online 29 May 2008

Keywords:

Rheology

Depth–frequency distribution of earthquakes

East African Rift

Magmatism

Yield strength envelope

ABSTRACT

The seismicity depth distribution in the central and southern East African Rift System (EARS) is investigated using available catalogs from local, regional and global networks. We select well-determined events and make a re-assessment of these catalogs, including a relocation of 40 events and, where necessary, a declustering. About 560 events are finally used for determining foci depth distribution within 6 areas of the EARS. Assuming that short-term deformation expressed by seismicity reflects the long-term mechanical properties of the lithosphere, we build yield strength envelopes from seismicity depth distribution. Using brittle and ductile laws, we predict the strength percentage spaced every 5 km (or sometimes 2 km) in the crust, for a given composition and a specific geotherm, and constrain it with the relative abundance of seismicity. Results of this modeling indicate significant local and regional variations of the thermo-mechanical properties of the lithosphere which are broadly consistent with previous studies based on independent modelings. In order to explain relatively deep earthquakes, a highly resistant, mafic lower crust is generally required. We also find evidence for changes in the strength magnitude and in the depth of the brittle–ductile transitions which are clearly correlated to tectonic provinces, characterized by contrasted thermal gradients and basement types. A clear N–S increase and deepening of the peak strength level is evidenced along the eastern branch of the EARS, following a consistent southward migration of rifting since ~8 Ma. We also detect the presence of a decoupling layer in the Kenya rift, which suggests persisting influences of the deep crustal structures (Archaean and Proterozoic) on the behavior of the extending crust. More generally, our results suggest that seismicity peaks and cut-off depths may provide good proxies for bracketing the brittle–ductile transitions within the continental crust.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The maximum depth of earthquakes has long been known to reveal fundamental properties of the upper part of the lithosphere, i.e. either the transition from brittle faulting to plastic flow in the crust, or a change in the frictional sliding process (e.g. Sibson, 1982; Meissner and Strehlau, 1982; Tse and Rice, 1986; Hobbs and Ord, 1988; Scholz, 2002). In order to estimate the strength of the lithosphere, numerous studies have focused on the seismogenic layer thickness T_s (which reflects the thickness of the uppermost brittle layer that responds on historical time scales to stresses by faulting and earthquakes), leading some authors to compare it to the elastic thickness T_e (e.g., Maggi et al., 2000a; Jackson, 2002). However, a quantitative comparison of T_s to strength and T_e remains generally difficult or questionable because of the intrinsic limitations of earthquake catalogs (arising mostly from inaccuracy in depth location and/or from too short time duration) and

of uncertainties in the way the long-term lithospheric thermo-mechanical properties can be actually modeled (see several arguments and reviews in e.g. Fernandez and Ranalli, 1997; Maggi et al., 2000a; Déverchère et al., 2001; Scholz, 2002; Watts and Burov, 2003; Afonso and Ranalli, 2004; Burov and Watts, 2006).

Another limitation is related to the gradual nature of rheological and seismological transitions. Indeed, most studies do not address the question whether the seismicity cut-off depth (SCO) marks the onset of the brittle–ductile transition (BDT), i.e. the top of this transition, or whether it depicts its base (e.g. Young et al., 1991; Déverchère et al., 2001). This is however important, since this transitional layer may be relatively thick because it corresponds to the semi-brittle field, which is qualitatively understood as the limit between the onset of plasticity of the most ductile component of the crust and the onset of plasticity of the most brittle component (Scholz, 2002). This transition is especially awkward to determine for continental terranes characterized by a multi-layered rheology, implying several BDTs (Ranalli and Murphy, 1987; Scholz, 2002; Watts and Burov, 2003; Afonso and Ranalli, 2004; Burov and Watts, 2006), thus preventing a straightforward interpretation of T_s values. Therefore, whatever the approach

* Corresponding author. Tel.: +33 298 498 747.
E-mail address: albaric@univ-brest.fr (J. Albaric).

used, T_s does not appear to provide a reliable and unequivocal estimate of the extent and nature of the BDT in the crust.

On another hand, a linear increasing number of earthquakes with depth, followed by a sharp, exponential decrease has been reported since long, leading to note similar shapes of the curves of seismicity distribution and yield rheological profiles (e.g. Fadaie and Ranalli, 1990; Lamontagne and Ranalli, 1996). Furthermore, the transition depths of the two processes are similar, although it can be considered to some extent coincidental (Ranalli, 1997). Whatever the actual process involved, the relative abundance of earthquakes can therefore be related, at least approximately, to the yield strength at a given depth (Ranalli, 1995, 1997; Scholz, 2002), so that the depth–frequency distribution of earthquakes (DFDE) may be used as a proxy for unraveling the rheological properties of the crust and their spatial variations. Using the thermal state and the mineral composition of the continental lithosphere as factors controlling at first order its strength (e.g. Chen and Molnar, 1983), we may compare the shapes of DFDE to theoretical yield strength envelopes (YSE), which is potentially more interesting and precise than T_s alone in order to characterize BDTs.

In the vicinity of Cenozoic rift zones, magmatic events are likely to modify the thermal and compositional structure of the continental crust at depth: therefore, it is expected in this context that these changes are reflected by contrasted DFDE patterns. An additional challenge is to explain why and under which conditions the lower

crust (~20–35 km) may keep a significant strength in regions submitted to active continental extension, as often reported (e.g. Shudofsky, 1985; Seno and Saito, 1994; Foster and Jackson, 1998; Déverchère et al., 2001; Aldersons et al., 2003). Previous studies have already attempted to investigate the rheology of several large active rift systems using depths of microearthquakes or moderate to large events: among them, the East African Rift System, noted hereafter EARS (Shudofsky et al., 1987; Young et al., 1991; Seno and Saito, 1994; Nyblade and Langston, 1995; Camelbeeck and Iranga, 1996; Foster and Jackson, 1998), the Baikal Rift (Déverchère et al., 2001; Emmerson et al., 2006) or the Dead Sea basin (Aldersons et al., 2003). Among the limitations of these studies, the typical DFDEs built often group together large areas and are generally not quantitatively compared to strength/depth profiles provided by YSEs, either as YSE in MPa or in relative importance through the crust (noted hereafter as YSE(MPa) or YSE(%), respectively).

In this study, we focus on the two branches of the EARS, extending from 2°N to 10°S (Fig. 1). Firstly, we examine a wide range of seismological data and make a careful selection or re-computing of hypocenters in order to infer the proportional focal depth distribution within the crust in several tectono-magmatic provinces of the EARS. Secondly, using empirical deformation laws and the thermal parameters obtained from field studies, the normalized yield stress (or strength percentages YSE(%) at several depth intervals throughout the

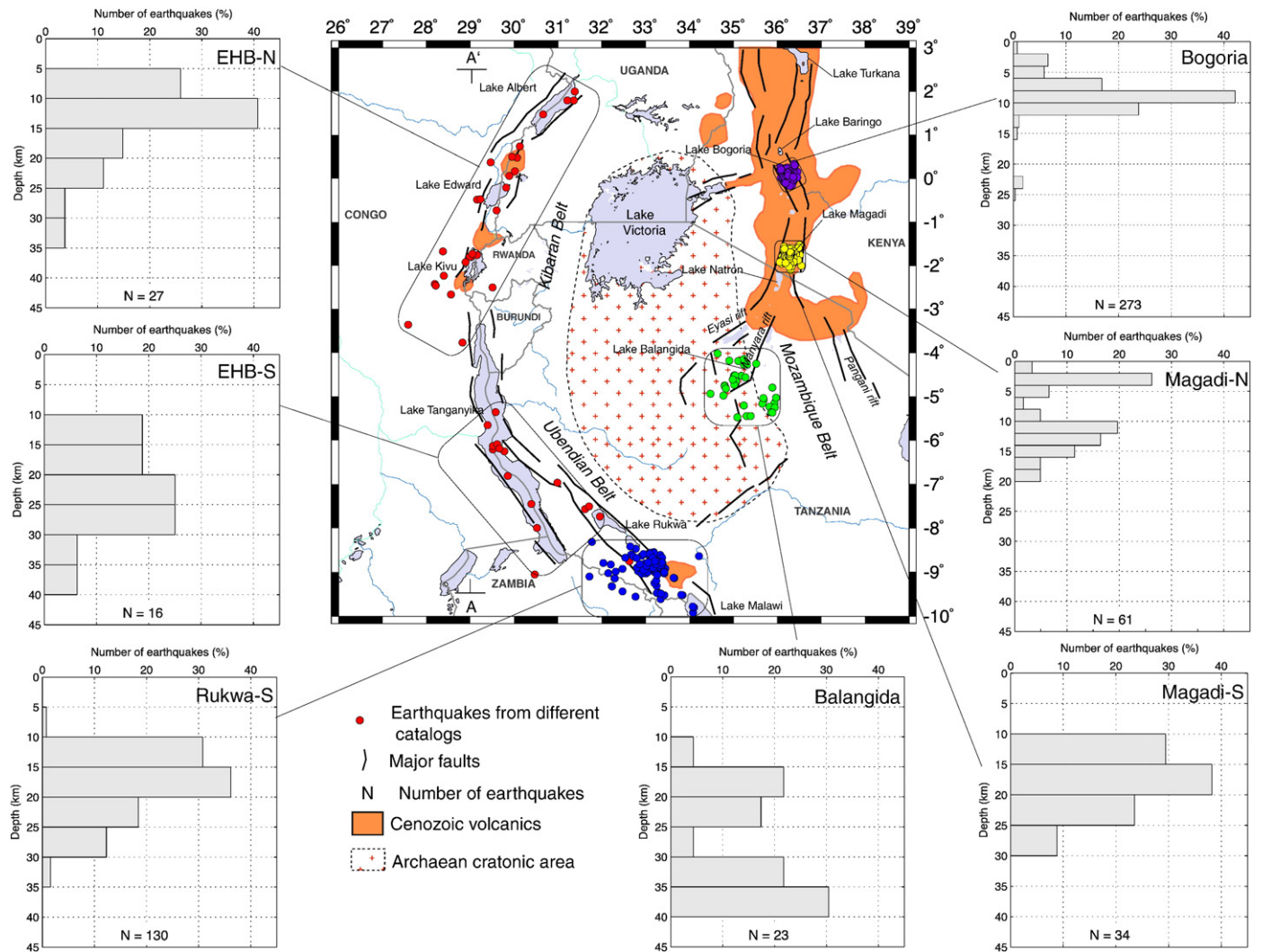


Fig. 1. Simplified structural map of the central and southern East African Rift System together with epicenters from the different catalogs of seismicity used in this study. Histograms depict the depth distribution of selected earthquakes as percentage of the total amount each 5 km interval, or each 2 km (Bogoria and Magadi-N catalogs). N is the number of events after data selection (see text for details). Depth to Moho is generally estimated at 35–45 km (Last et al., 1997; Tesha et al., 1997).

crust) is calculated and compared to the seismicity depth distribution in each area, with depth intervals depending on the data accuracy (5 or 2 km). We modify the composition of the crust in order to obtain a good fit between the two curves. The strength envelopes are finally computed for the crustal composition found and from the other thermo-mechanical parameters relative to the region of interest. The variation of the crustal rheology is then discussed relative to the geological (and especially magmatic) background and compared to results from previous studies.

2. Main geological and geophysical features of the studied rift zones

It has long been recognized that the two branches of the EARS follow Proterozoic mobile belts surrounding the Archaean Tanzanian craton (McConnell, 1972). These two Cenozoic rifts show contrasted tectonic styles which are likely to be linked to (1) structural variations in the pre-existing basement framework (Daly et al., 1989), and (2) their specific location with respect to asthenospheric upwelling processes (mantle plumes). Several mafic dyke swarms are known to have cut the Precambrian terranes throughout geological times (Halls et al., 1987), and at least three of them are younger than 2.5 Ga (2.4 Ga, ~0.8 Ga, and <200 Ma). We summarize here their respective main geological (tectonics, magmatism) and geophysical (heat flow, crustal thickness and velocity) features.

2.1. Western branch of the EARS: from Lake Albert to Lake Malawi

The northern part of the western rift branch extending between lakes Albert and Malawi (Fig. 1) depicts an overall arcuate map-trace and is made up of three successive rift 'segments' that differ in terms of structural trends, types of basement, and magmatic versus nonmagmatic contexts.

- The ca. 500 km-long northernmost segment follows the dominant NE–SW trend of Kibaran-type basement fabrics (1400–900 Ma) from lakes Albert to Kivu. It forms a 50 km-wide extensional zone composed of an echelon asymmetrical half-graben basins, upper Miocene in age. Synrift magmatism, initiated at around 12 Ma north of Lake Kivu, is still active in the Virunga region (Ebinger, 1989; Pasteels et al., 1989).
- The ca. 300 km-long central rift segment extends with a NS trend from Lake Kivu to the northern extremity of Lake Tanganyika. Its rift structure is directly controlled by reactivated Ubendian (1110 Ma) fault zones (Versfelt and Rosendahl, 1989; Ring, 1994).
- The southern rift segment which extends from lakes Tanganyika to Rukwa corresponds to a pronounced cartographic anti-clockwise deflection of the roughly NS Cenozoic rift axis along NW–SE-oriented inherited structures, initiated during the Eburnean orogeny (ca. 2100 Ma) and later rejuvenated as steep Ubendian strike-slip shear zones (Daly et al., 1989; Ring, 1994). These basement weakness zones were subsequently reactivated during Jurassic times as extensional master faults bounding Karoo rift basins (Daly et al., 1989), as deep as 6–7 km in the Rukwa half-graben which is further partly filled by 8.7–0.6 Ma-old volcanics of the Rungwe complex (Ebinger, 1989; Morley et al., 1999).

In the northern segment of the western branch, mean heat flow values vary from 67 mW m⁻² (standard deviation sd=7 mW m⁻²; standard error se=4 mW m⁻²) within the Kibaran Belt (Nyblade, 1997) to 73.1±45 (sd) mW m⁻² within Kivu (Degens et al., 1973). When corrected for sediment blanketing effects (Ebinger et al., 1991), the surface heat flows are 67.4±42 (sd) mW m⁻² in Lake Tanganyika and 71.3±51 (sd) mW m⁻² in Lake Malawi.

From receiver functions and surface wave dispersion observation, Last et al. (1997) find a crustal thickness of 40–45 km in the Ubendian basement of the western rift branch. A comparable Moho depth of 42±4 km has been estimated in the south of Rukwa basin by Camelbeeck and Iranga (1996) from modeling of PmP and

Pn using local earthquakes. Both studies indicate a mean P-velocity of ~6.4 km s⁻¹.

2.2. Eastern branch of the EARS: from Lake Bogoria to the North Tanzanian Divergence

In the present study, we consider the southern part of the eastern branch from Central Kenya (lakes Baringo and Bogoria) to the North Tanzanian Divergence defined by the Eyasi, Manyara and Pangani arms (Fig. 1). Owing to the general southward migration of rifting along the EARS, both extension and magmatism get younger southwards, initiating at ca. 8 Ma in Central Kenya (Baker et al., 1971), while the onset of magmatism and coeval extension occurred at around 2.5 Ma in southern Kenya (Bagdasaryan et al., 1973; Wilkinson et al., 1986). Three successive rift domains can be distinguished:

- The south Kenya rift shows a graben-like morphology with a 50 km-wide axial trough with active tectonism and magmatism (Lengai carbonatitic volcano). Crustal extension is estimated to 5–10 km in the Natron Lake area (Gloaguen, 2000). The general structural arrangement of the south Kenya rift is strongly influenced by the dominant NS-oriented inherited fabrics of the Mozambican basement (ca. 600 Ma) and by the ASWA NW–SE shear zone which intersects the rift axis in the Magadi Lake area (Dawson, 1992; Smith and Mosley, 1993).
- On both sides of the EW Quaternary volcanic belt involving the Kilimanjaro edifice to the E (Dawson, 1992), the Kenya rift splits into the North Tanzanian Divergence (McConnell, 1972) which encompasses the Eyasi–Manyara zone of diffuse strain to the West and the Pangani arm to the East (Ebinger et al., 1997; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008). These structural complexities are primarily caused by the presence of Archaean cratonic blocks forming the Tanzanian craton and the Masai micro-block (Ebinger et al., 1997).
- In Central Tanzania, a system of NS and NW–SE fault-bounded trough-ridges, totally devoid of magmatism, is activated by the rifting. These trends locally re-use earlier Karoo rift structures as far south as Lake Malawi (Le Gall et al., 2004).

Heat flow in the Mozambique belt averages 64 mW m⁻² (sd=19 mW m⁻²; se=4 mW m⁻²) and is poorly constrained in the rift valley (Nyblade, 1997; Nyblade et al., 1990). A mean value of 103±52 (sd) mW m⁻² in the Kenya rift comes from the data collected by Ebinger et al. (1991). Much lower heat flow values, averaging 33 mW m⁻², have been measured in the craton (sd=10 mW m⁻²; se=3 mW m⁻²) (Nyblade et al., 1990; Nyblade, 1997).

Thanks to the KRISP refraction profiles (KRISP Working Party, 1991; Birt et al., 1997; Prodehl et al., 1997), the crustal structure of the Kenya rift is relatively well known. The Moho depth beneath the rift axis increases from 20 to 30 km between the basins of lakes Turkana and Baringo, and reaches ~33 km and ~35 km beneath lakes Bogoria and Magadi, respectively. From an E–W profile crossing this lake, Birt et al. (1997) found a mid-crustal boundary at ~12 km where the P-wave velocity is ~6.44 km s⁻¹. They also evidenced a thick lower crustal layer of high velocity (7.1–7.2 km s⁻¹), probably related, beneath the rift, to magmatic underplating that could explain the small amount of crustal thinning observed in this region.

Further south, in northern Tanzania, the Moho depth is 37±2 (sd) km in the locus of rifting, slightly increases to 36–39 km in the Mozambique belt and attains 38–42 km in the craton (Last et al., 1997; Julia et al., 2005). The mean P-velocity is 6.4–6.6 km s⁻¹ and 6.5–6.7 km s⁻¹ respectively in the Mozambique belt and the craton (Last et al., 1997).

3. Revision of depth distributions of earthquakes

Data used in this study come from worldwide, regional and local networks (Young et al., 1991; Camelbeeck and Iranga, 1996; Nyblade et al., 1996; Engdahl et al., 1998; Ibs-von Seht et al., 2001). We apply

several selection criteria to the data beforehand, including eliminating events with a large published depth error, and eliminating earthquake swarms (by declustering), because our analysis requires catalogs to be as representative as possible of the long-term seismicity of the region of interest. From this new data set, we aim to determine first how the depth distribution of earthquakes is varying inside the rift, from a branch to another, within a branch itself, or at the places where deformation enters the craton.

Using these criteria, five catalogs, from global, regional and local seismic studies have been used, including events located in the two branches of the EARS, between latitudes 2°N and 10°S (Fig. 1). For each catalog, earthquakes with depth errors less than 5 km were first selected. On the basis of variations of the geological context summarized above and on Fig. 1, the data set has been subdivided into several discrete regions. In contrast to a number of earlier studies (Shudofsky et al., 1987; Nyblade and Langston, 1995; Foster and Jackson, 1998), the data selected here are not too spatially sparse, thus improving the robustness of our results. Furthermore, we have tried to obtain relatively well-constrained data from areas with contrasted geological contexts (often referred to as tectonic provinces, see e.g. Ebinger et al., 1997), ranging from highly volcanic (Kenya rift), poorly volcanic (Albert–Kivu and Lake Rukwa), and non-volcanic Archaean-Proterozoic (Balangida and Tanganyika). However, it should be emphasized that large depth errors for shallow earthquakes can still remain in global catalogs, as discussed for instance by Maggi et al. (2000b): therefore, DFDE resulting from these later determinations must be considered with caution, whereas DFDE inferred from local networks will be believed as more reliable.

3.1. Western branch

3.1.1. EHB catalog

This data set is extracted from the updated EHB catalog (Engdahl et al., 1998) which contains relocated events recorded during the period 1964–2005, well-constrained teleseismically by arrival-time data reported to the International Seismological Centre (ISC) and the U.S. Geological Survey's National Earthquake Information Center (NEIC). Owing to the inherent uncertainty in EHB depth estimates of ± 10 to 15 km (Engdahl et al., 1998), the only events considered here have to fulfill two requirements: (1) focal depth determination is made by using teleseismic depth phases, implying locations in which the depth is left free in the inversion, marked DEQ in the EHB catalog; and (2) computed errors are less than 5 km (the events found in the eastern branch of the rift are too few (9), and are therefore not considered). Finally, only 43 earthquakes remain settled within the western branch (Fig. 1). The magnitudes of selected events are rather homogeneous, ranging between 4.5 and 6.4. The epicenters are

located along the rift axis, from Lake Albert in the north to the south of Lake Tanganyika (Fig. 1). Since there is a gap of data in the northern part of Lake Tanganyika, between 4°S and 5°S, and because the focal depths appear to be relatively larger in the south of the rift than in the north (Fig. 2), the catalog has been shared into two subsets: the EHB-N (Albert–Kivu) for events north of this limit and EHB-S (Tanganyika) for the ones south of it. The EHB-N catalog contains 27 events located in the western branch of the rift, from Lake Albert to the south of Lake Kivu (Fig. 1). The proportion of crustal earthquakes increases with depth to a maximum at 10–15 km, and then decreases down to a maximum depth of 32.2 km. The EHB-S catalog depicts 16 earthquakes located in the Tanganyika and north Rukwa Lakes regions (Fig. 1). The small number of earthquakes is well seen on the histogram, which is homogeneous on three large depth levels. However, the same tendency in the distribution of the focal depths is observed in the north of the western branch, with relative concentration of events at depth between 20 and 30 km.

3.1.2. Rukwa-S catalog

Camelbeek and Iranga (1996) have located 199 earthquakes recorded from June 1992 to December 1994 by 5 temporary seismic stations installed in the southern part of Lake Rukwa area (Fig. 1). 130 events with a depth error less than 5 km are extracted from their catalog. There was no marked clustering of events during the time span, therefore we have considered the whole catalog. The depth distribution obtained appears to be relatively similar to the one presented by Camelbeek and Iranga (1996). The percentage of earthquakes, quite small down to 10 km, reaches a maximum in the 10–20 km depth range and then decreases from 20 to 34 km. Their magnitudes do not exceed 4.1 and are complete down to the magnitude 1.3.

3.2. Eastern branch

3.2.1. Bogoria catalog

A small dense seismic array (15 stations spaced every ~6 km) was deployed in the Kenya Rift, near Lake Bogoria, during 4 months in 1985 (Young et al., 1991). 572 small earthquakes were recorded (81% have a local magnitude less than 1.0), including 273 selected here with a depth error estimated at less than 2 km (Young, 1989). Because of the good spatial constraints provided by this network, a similar depth interval of 2 km has been used on the histogram (Fig. 1). It reveals an apparently bimodal seismicity distribution with a maximum depth of events of 16 km, a seismicity cut-off of 12 km, a main peak of activity at 8–10 km, and a much smaller one at 2–4 km. Very few events are found at ~25 km depth and are interpreted as magma movements from their frequency content (Young et al., 1991).

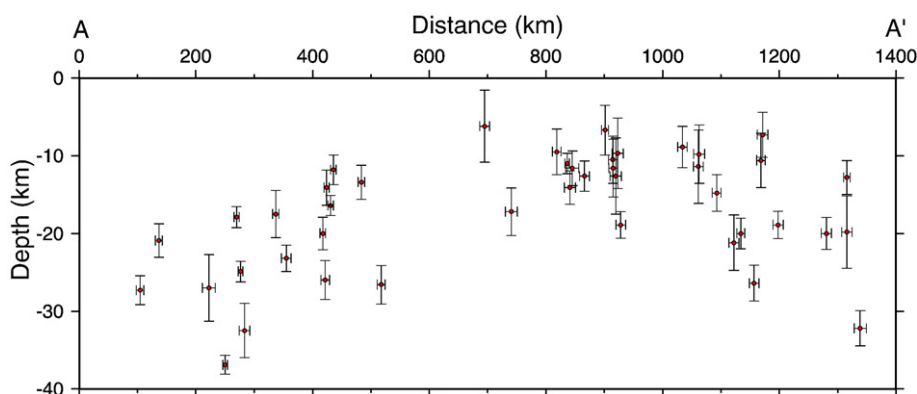


Fig. 2. NS crustal-scale cross-section along the western branch of the East African rift (pointed AA' in Fig. 1) on which the 43 hypocenters extracted from the EHB catalog are projected. South is on the left side (A).

3.2.2. Magadi catalog

From November 1997 to June 1998, a local network of 15 seismological stations spaced every ~10 km has recorded 5590 earthquakes in the Lake Magadi area, at the southern end of the Kenya Rift (Ibs-von Seht et al., 2001; Fig. 1). The quality of the data allowed the authors to obtain an accurate location for 331 earthquakes, with a depth error of less than 2.26 km and 0.5 km for earthquakes above and below 10 km depth, respectively. The catalog is completed down to the magnitude 1.5. A seismic crisis is observed at the end of the period of recording, as illustrated by the distribution of the number of earthquakes of the initial catalog versus time (Fig. 3). These clustered events, which have a tectonic origin according to Ibs-von Seht et al. (2001), initiated in the first 10 km of the crust, in the northern part of Lake Magadi. Interpreted as a temporary and local perturbation within the crust, this swarm and a smaller one, which occurred earlier, were removed, in order to get a homogeneous catalog, as representative as possible of the long-term seismic activity.

As a matter of fact, and contrary to the Rukwa catalog, the focal depth distribution of the remaining 95 events listed in the final catalog is quite different from the initial one: instead of a distribution essentially clustered in the upper crust, between 2 and 4 km, the new distribution depicts a relatively shorter peak at shallow depth, and an additional peak, i.e. a high level of seismic activity between 10 and 20 km (Fig. 3).

The north–south depth distribution shows a significant and systematic deepening of events, suggesting a change in the crustal structure and volcano-tectonic signatures at about 2°S, as initially proposed by Dawson (1992). Ibs-von Seht et al. (2001) have proposed a model of the crust with a thicker brittle part in the south. Thus, the earthquakes were gathered into two different subsets according to their spatial location on either side of a limit characterizing the mechanical changes of the lithosphere (dashed line on the map of the epicentral distribution in the case of the final catalog, Fig. 3).

The Magadi-N catalog contains 61 events north of the WNW limit (Fig. 3). As for the Bogoria catalog, the number of events is sufficient and the errors on depth small enough to use a 2 km interval for representation. Two layers have a predominant seismic activity, at [2; 4 km] and [10; 15 km] with a gap between them (Fig. 1). Comparing with the DFDE in the Bogoria area previously described, it appears that the spatial distribution between both areas differs in the relative importance of the two peaks of activity, and only slightly in their depth (shallower peak at around 3 km in both cases, deeper peak at 8–10 km for Bogoria and 10–12 km for Magadi-N). Furthermore, the relative number of events deeper than 12 km is significantly larger in the Magadi-N area compared to Bogoria. From the cross-sections shown by Young et al. (1991) (D–D', Fig. 6 in Young et al., 1991), part of the difference between relative magnitudes of the peaks may be explained by a swarm activity. The Ibs-von Seht et al.'s (2001) catalog is probably more relevant since the number of events and duration of the study are significantly larger, and because declustering could be applied. However, the tendency for an increasing deeper activity in Magadi-N relative to Bogoria is clear, and only the importance and significance of the shallowest peak of seismicity remain questionable and must therefore be considered as hypothetical.

The Magadi-S catalog contains only 34 events, which is too small to plot a relevant histogram with a 2 km interval, as done with the Magadi-N and Bogoria data sets. Therefore we choose a 5 km depth interval (Fig. 1). Clearly, deeper earthquakes than in the north, down to 26 km, are observed in the southern part of the Lake Magadi area. The histogram presents a maximum between 15 and 20 km, which is also strikingly different from what is found both in the Magadi-N and Bogoria areas (Fig. 1).

3.3. Archaean craton

3.3.1. Balangida catalog

The Tanzania Broadband Seismic Experiment has consisted in the recording of seismicity by a regional network from June 1994 to May

1995 (Nyblade et al., 1996). Twenty stations, spaced from 50 to 200 km, were deployed on two 1000-km-long arrays, crossing the Proterozoic mobile Belts and the Tanzanian craton (Fig. 4). The present study uses the catalog stemming from this experiment, comprising more than 2000 events, and recompiled by R. Brazier in 2005. The catalog seems to be complete down to magnitude 2 to 2.5 (Langston et al., 1998).

The spacing between the stations is large, and generally more than the thickness of the crust, which is a disadvantage to constrain the focal depth. In an attempt to improve the depth determination at least for events at an epicentral distance less than their assumed depth and located as near as possible to a maximum of stations, a relocation of 40 earthquakes was undertaken using the SEISAN software package (Havskov and Ottemöller, 1999) which includes the HYPOCENTER location program (Lienert et al., 1986). These events are located in the eastern margin of the craton, revealing that the Cenozoic rift is developing there (Fig. 4; Nyblade et al., 1996). We call this catalog Balangida, which is the name of the main lake of the area.

All the selected earthquakes are within 40 km of stations SING, BASO, KOND and MTOR. We have picked as many Pg, Pn, Sg, Sn phases as possible for these events, on 840 seismograms. The simple velocity model chosen (Moho at 40 km, a mean crustal velocity V_p of 6.5 km s⁻¹, a mantle velocity V_p of 8.0 km s⁻¹, a V_p/V_s of 1.75) is deduced from previous studies (Birt et al., 1997; Last et al., 1997; see Section 2). The catalog finally selected (histogram on Fig. 1) contains earthquakes that have a depth error estimated to be about or less than 5 km, which concerns 23 events. The geographic coordinates are well-constrained, the new ones being similar to the initial ones (Fig. 4). The remaining earthquakes are mainly located in the southeast of the Archaean craton, and sometimes on the limit with the Proterozoic Mozambique belt (Fig. 1). Despite some variations between the two histograms of events relocated (compare Fig. 1, 23 events, and Fig. 4 right, 36 events), the same trends are observed (two relative peaks around 20 and 35 km).

The focal depth distribution is less homogenous than the initial one (Fig. 4). Nevertheless, a relative increase is observed between 15 and 25 km, followed by a decrease between 25 and 30 km depth. This behavior appears to differ from the depth distribution plotted by Nyblade et al. (1996) using the whole data set of ~2000 earthquakes, especially for the upper peak: instead, a large increase of activity is observed around 10–15 km, while the peak at ~30–35 km is much smaller than ours (Fig. 3 in Nyblade et al., 1996). We have to note that two large swarms have occurred in this region and could explain these differences. In any case, both results favor a thick and strong crust. The deepest event we have relocated is at 39.9±4.3 km.

4. Laws and parameters used to model the strength profiles

4.1. Rheological laws

The yield stress envelope (YSE) characterizes the mechanical behavior of the lithosphere and is calculated following empirical deformation laws describing the brittle and ductile behavior of the lithosphere.

4.1.1. Brittle regime

According to the modified Anderson theory, the brittle behavior of the crust is (Sibson, 1974):

$$(\sigma_1 - \sigma_3)(z) = \alpha \rho g z (1 - \lambda) \quad (1)$$

where σ_1 and σ_3 are respectively the maximum and minimum normal principal stress, ρ the density, λ the ratio of pore fluid pressure to overburden pressure, g the acceleration due to gravity, z the depth, and α a factor depending on fault type.

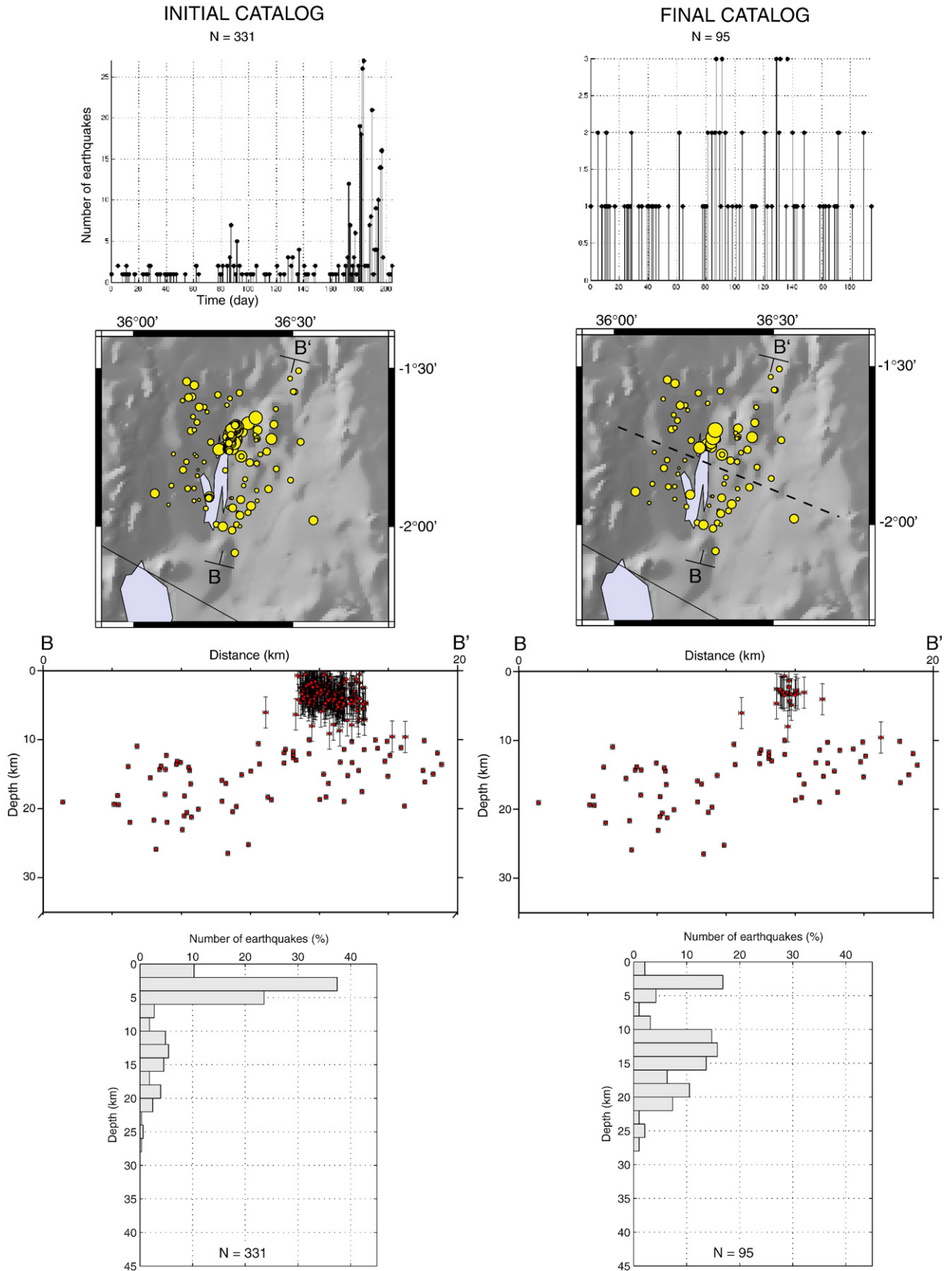


Fig. 3. Effect of the declustering of events in the Magadi catalog (southern Kenya rift) on the depth distribution of earthquakes: left and right columns refer respectively to the initial and final catalogs. From top to bottom: time distribution of earthquakes, epicentral distribution of earthquakes (yellow circles), projection of the hypocenters (red circles) on a N14°E cross-section (B–B'), histograms of the proportion of earthquakes occurring in 2 km depth intervals in the crust. Dashed line on map shows the assumed limit between two different crustal structures (Ibs-von Seht et al., 2001). See Fig. 1 for location of the Magadi area.

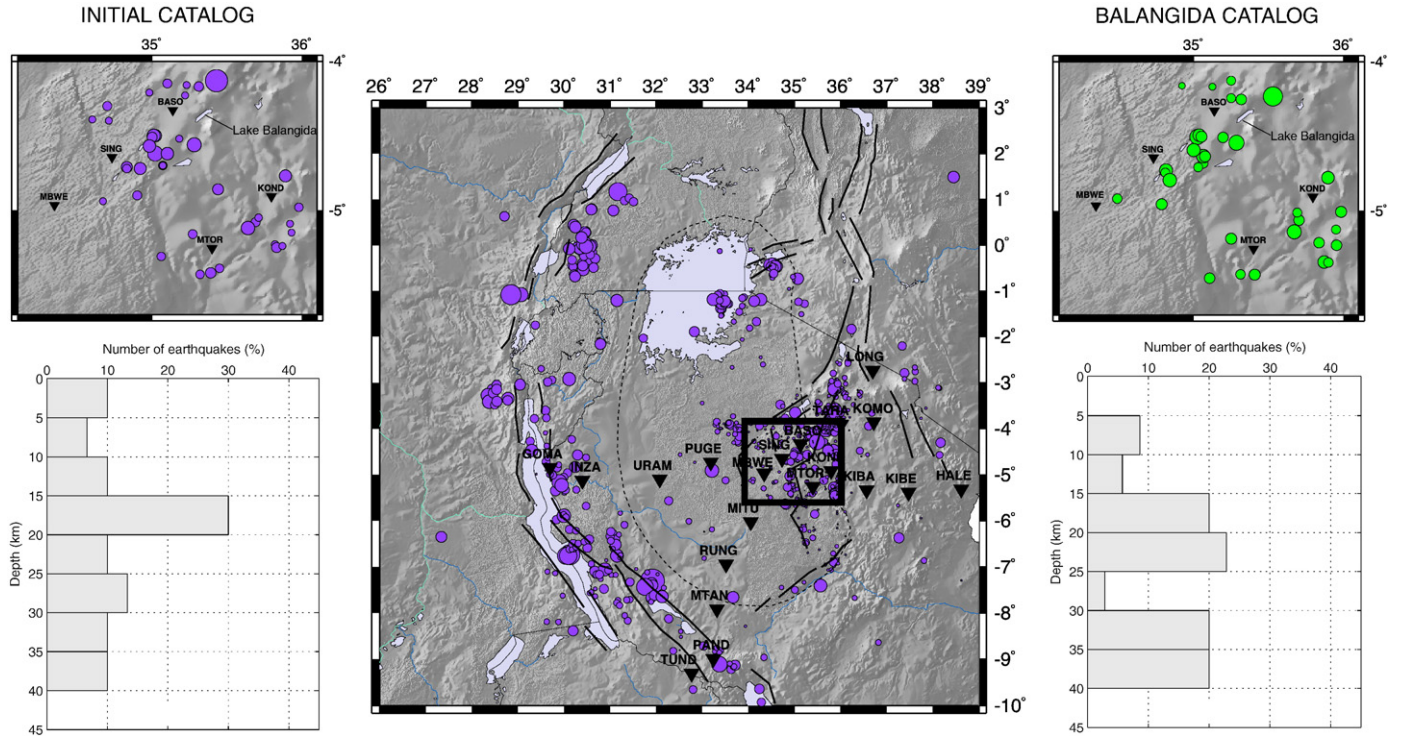


Fig. 4. Central map: spatial distribution of earthquakes collected by the 1994–1995 Tanzanian Broadband Seismic Experiment (recompiled catalog) and position of the network (Nyblade et al., 1996). Left side: map of the 40 events selected in a 40 km radius around the stations SING, BASO, KONDA and MTOR and focal depth distribution of these events each 5 km interval after determinations by Nyblade et al. (1996). Right side: map of the 36 events remaining after relocation (Balangida catalog) in a 40 km radius around the stations SING, BASO, KONDA and MTOR and focal depth distribution of events each 5 km interval. Dashed line shows the limits of the Tanzanian craton. See text for details of relocation.

4.1.2. Ductile regime

The ductile regime is represented by power law creep (see e.g. Ranalli, 1995):

$$(\sigma_1 - \sigma_3)(z) = (\dot{\epsilon}/A^*)^{1/n} e^{(E/nRT(z))} \quad (2)$$

where $\dot{\epsilon}$ is the steady state-strain rate, T the temperature in Kelvin, R the gas constant, A^* , n and E are materials parameters.

Concerning the thermal structure of the crust, we have computed the steady-state geotherm $T(z)$ using the approach by Turcotte and Schubert (2002):

$$T(z) = T_0 + \frac{(Q_0 - A_0 e^{-z/b})z}{K} + \frac{A_0 b^2}{K} (1 - e^{-z/b}) \quad (3)$$

where z is the depth (km), T_0 is the surface temperature taken to 0 °C, Q_0 is the surface heat flow (mW m^{-2}), b is a length parameter, and K is the thermal conductivity ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). The heat production exponentially decreases with depth and equals A_0 ($\mu\text{W m}^{-3}$) at the surface.

The yield strength envelope is obtained combining the failure criterion and the power law creep, taking the minimum value of $\sigma_1 - \sigma_3$ at each depth. It limits an elastic domain and gives the critical strength characterizing the onset of brittle or the ductile deformation of the material.

4.2. Assumptions

Assumptions to compare depth distribution of earthquakes and stress changes have been summarized in Déverchère et al. (2001) and have been already discussed in several studies (see e.g. Lamontagne and Ranalli, 1996; Scholz, 2002). An important one is that the DFDEs are representative of the long-term (i.e. at geological time scales) strength of the lithosphere. Although we cannot rule out that the DFDEs may significantly change if we use catalogs covering much

longer time spans, this assumption is supported by the *a posteriori* observation that, after declustering, the shapes of the DFDEs are consistently reproduced by realistic (i.e., adapted to each region studied) YSEs, in various areas and with data sets of contrasted resolutions and time windows. Because the magnitude range we use is relatively small, we also assume that the possible effect of a change of depth nucleation versus earthquake size is limited, provided that the stress drop is approximately constant and independent of the magnitude (Scholz, 2002).

Our objectives here are to estimate the role of rheology (especially the composition and layering of the crust) assuming that the DFDEs represent the long-term mechanical strength of the crust, and to perform a relative comparison between the obtained YSE. We wish also to further explore whether several strength levels can be detected or not within the crust and to discuss as far as possible their relative magnitudes, provided that the upper bounds of these levels correspond to places where brittle strength becomes equal to creep strength, and not necessarily to places where earthquakes do not occur anymore, as sometimes hypothesized (see the debate on the nature of the “transitional” crust or semi-brittle field and its ability to be seismogenic in Sibson, 1982; Meissner and Strehlau, 1982; Scholz, 2002). Here we will assume that the earthquake cut-off depth (SCO) represents the transition from semi-brittle behavior to purely ductile flow (e.g. Young et al., 1991).

4.3. Parameter values

This part briefly summarizes the values and the references associated to the parameters used to compute yield strength envelopes as representative as possible of the regions of interest (see also Section 2).

Concerning the frictional shear failure criterion (Eq. (1)), we choose a hydrostatic pore fluid pressure ($\lambda=0.4$) (Fadaie and Ranalli, 1990, and references therein) and a normal type of faulting, i.e. $\alpha=0.75$ (Sibson, 1974; Ranalli, 1995). The creep parameters (Eq. (2)) A^* , n , E and the

Table 1

Main creep parameters and density ρ selected for modeling, from a compilation by Ranalli (1997), Turcotte and Schubert (2002) and Afonso and Ranalli (2004)

Lithology	A^* (MPa ⁻ⁿ s ⁻¹)	n	E (kJ mol ⁻¹)	ρ (kg m ⁻³)
Quartzite	3.2×10^{-4}	2.3	154	2640
Quartz	1.0×10^{-3}	2.0	167	2640
Granite	1.8×10^{-9}	3.2	123	2650
Diorite	1.3×10^{-3}	2.4	219	2800
Mafic granulite	1.4×10^4	4.2	445	2880
Maryland diabase (wet)	2×10^{-4}	3.4	260	2900
« Undried » diabase (dry)	8.0	4.7	4	2900

A^* , n and E are materials parameters (see e.g. Ranalli, 1995). The strain rate is chosen at 10^{-15} s⁻¹.

density for various rocks are listed in Table 1 and come from Ranalli (1997), Turcotte and Schubert (2002) and Afonso and Ranalli (2004). As discussed in Ranalli (1997), a variation of $\pm 25\%$ of these parameters, for similar materials, is not uncommon. According to the estimates of the crustal extension in the East African rift valleys (e.g. Ebinger, 1989), the strain rate is 10^{-15} s⁻¹.

The geotherm (Eq. (3)) is calculated with a surface heat production A_0 of $2 \mu\text{W m}^{-3}$ from an average of 8 measurements from Proterozoic rocks made by Chapman and Pollack (1977) and Nyblade et al. (1990). We choose typical values for the thermal conductivity K and the characteristic depth parameter b of $2.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ and 10 km, respectively (Fadaie and Ranalli, 1990; Turcotte and Schubert, 2002). We choose the surface heat flow values according to the estimates made in the regions concerned (see Section 2 above and Table 2). Finally we take a crustal thickness of 40 km, which is consistent with the mean values found in the areas studied here and with the small amount of thinning beneath the axial rift under Magadi (Camelbeek and Iranga, 1996; Birt et al., 1997; Last et al., 1997; see Section 2). According to sensitivity tests performed, a variation of ± 5 km of crustal thicknesses (which represents generally the error bars on depths of earthquakes and on Moho depths) does not change significantly the shapes of the YSE(%).

Owing to the uncertainties associated to these parameters, a detailed rheological structure of the crust is certainly not resolved by rheological profiles (see e.g. Ranalli, 1997; Fernandez and Ranalli, 1997). Here, we aim to (1) put additional constraints on the YSE using another independently determined parameter, namely the seismicity distribution, and (2) compare the calculated YSE in different areas rather than to examine and produce a unique YSE.

5. Modeling characteristic strength profiles: analysis and results

5.1. Description of the approach used

The first step is to calculate a yield stress envelope YSE(MPa) with given parameters (see Section 4): the only variable parameter in the modeling approach is the composition of the crust, but it is necessary to evaluate the influence of the surface heat flow which is poorly constrained in many regions. Then we deduce the strength percentage for 5 km depth intervals (YSE(%)). This interval corresponds to the maximum focal depth error accepted. However, as discussed in Section 3.2, a smaller interval of 2 km is relevant in the case of the Bogoria and Magadi-N catalogs, according to uncertainties on depth less than 2.26 km and a relative high number of events.

The second step consists in comparing the strength percentage (YSE(%)) with the percentage of earthquakes that occurred in the same interval (DFDE). An example of the approach is given in Fig. 5A: at 15 km depth, the strength percentage is 47.3%, which corresponds to the contribution of the layer [10; 15 km] in the total strength of the crust 40 km thick. At this depth the dot refers to the percentage of earthquakes which occurred in the [10; 15 km] depth interval, equal here to 30.8%.

Combination of layers with different compositions results into several strength peaks at various depths (e.g., Burov and Diamant, 1995; Ranalli, 1995; Watts and Burov, 2003, and references therein). Fig. 5B illustrates an example of the influence of a given, uniform crust composition on the shape of the YSE(%). For instance, the use of a weak material like quartz implies a strength peak shallower than the one obtained with a diabase composition and modifies strongly the relative amplitude of the main peak. The same pattern is observed with a multi-layered rheology of the crust, generating several crustal peaks. The associated geotherm has been calculated with a surface heat flow of 60 mW m^{-2} in this example.

Following this approach, different fits have been obtained between the strength and the seismicity percentages for the 7 data sets selected (Fig. 1), for a given geotherm and an appropriate composition of the crust (Fig. 6, Tables 1 and 2). As reported by Afonso and Ranalli (2004), the upper continental crust bulk rheology is usually dominated by quartz composition, and the use of a composition like quartzite or granite does not modify strongly the YSE (Fig. 5), whereas the lower continental crust rheology remains poorly constrained. Therefore, we attempt here to select or discard compositions that are in agreement both with the known geological context (geothermal gradient, crustal thickness, tectonic history) and with the characteristic DFDE determined here. We further comment on these fits in the following.

5.2. Western branch

5.2.1. EHB-N catalog

The mean surface heat flow Q_0 is constrained by two studies in this area. According to Degens et al. (1973), Q_0 is 73.1 mW m^{-2} in the basin of Lake Kivu. Despite of a high standard deviation ($\pm 45 \text{ mW m}^{-2}$), this mean value is consistent with the measurements made by Nyblade (1997) outside of the rift, in the Kibaran belt, where the heat flow is assumed to be lower: he found a Q_0 of 67 mW m^{-2} associated to a standard deviation of 7 mW m^{-2} and a standard error of 4 mW m^{-2} . The best fit between YSE(%) and DFDE is obtained for the highest of the two values, with a crust composed half of diorite and half of wet diabase (Fig. 6). The proportional strength curve reproduces quite well the percentage of earthquake depth distribution and especially the maximum, which is 40% between 10 and 15 km. With a Q_0 of 67 mW m^{-2} , it is more difficult to fit the YSE(%) and the DFDE: a mafic composition of the lower crust is necessary to fit the seismicity below 20 km, but the strength peak becomes smaller and deeper than the seismicity peak. If Q_0 is increased up to $\sim 120 \text{ mW m}^{-2}$, we have to decrease the diorite thickness and replace it by wet diabase, by mafic granulite and then by dry diabase; however, the lower part of the DFDE remains poorly fitted.

5.2.2. EHB-S catalog

According to the data set selected, there are deeper earthquakes in the Lake Tanganyika region than in the north of the western branch. The mean surface heat flow in the basin is 67.4 mW m^{-2} (Ebinger et al., 1991; see Section 2). It was necessary to use a crust composed of dry diabase in order to get a high strength percentage at great depth. The effect of an upper layer of a weak material, like quartzite, quartz or

Table 2

Mean heat flow Q_0 selected in the 6 regions under study

	Q_0 (mW m ⁻²)	Region of measurements	Reference
EHB-N	73.1	Lake Kivu	1
EHB-S	67.4	Lake Tanganyika	2
Rukwa-S	71.3	Lake Malawi	2
Magadi-Bogoria	103.4	Kenya rift valley	2
Balangida	46.0	Tanzanian craton	3

(1) Degens et al. (1973).

(2) Compilation and corrected values from Ebinger et al. (1991).

(3) Nyblade et al. (1990).

Standard deviations and standard errors on Q_0 values are discussed in the text.

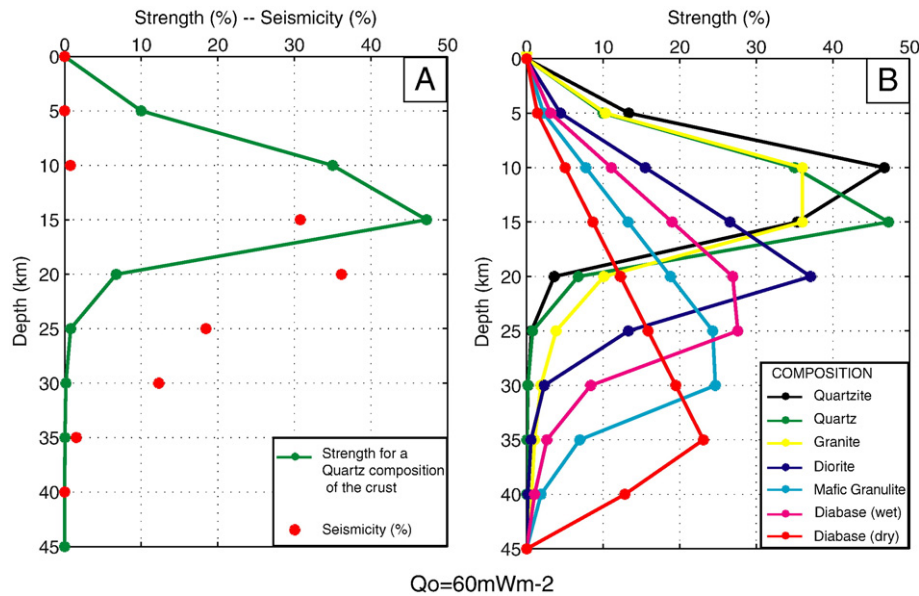


Fig. 5. Comparison of strength profiles (YSE) to seismicity profiles (DFDE) in percentage of the whole within the crust, and sensitivity of YSE to crust composition. The crust thickness is chosen to be 40 km and the surface heat flow 60 mW m^{-2} . A: Example of the comparative approach between YSE and DFDE: Red dots represent the number of earthquakes, in percentage, within each 5 km interval of the crust. Green dots joined by green lines represent the percentage of the strength in each 5 km interval of the crust. Depths of the peaks, relative magnitudes and cut-off depths for seismicity and strength can be easily compared (see text for details). B: Dependence of the calculated strength value on the composition of the crust.

granite, less than 15 km thick, is negligible: above 15 km thick for this layer, an upper strength peak appears at 10 km and the fit of the deep seismicity decreases. No improvement is observed with a smaller Q_0 (e.g. 60 mW m^{-2}): the dry diabase is too strong, implying a deepening of the strength peak while the wet diabase is too weak, and no good compromise has been obtained with a crust composed of these two materials. A higher Q_0 value like the one in lakes Kivu and Malawi (see below) prevents from fitting the deepest earthquakes.

5.2.3. Rukwa-S catalog

The mean surface heat flow used in the calculation of the geotherm is 71.3 mW m^{-2} , measured into the Malawi basins (Ebinger et al., 1991; see Section 2). The best fit is obtained with 15 km of diorite and 25 km of wet diabase. Indeed, the calculated YSE(%) satisfactorily reproduces the peak of the seismic activity occurring in the layer [15; 20 km], as well as its decrease in the lower crust. If a weaker material is chosen instead of diorite, its thickness must be smaller and the strength peak will not fit the seismicity peak. Contrary to the EHB catalogs, the DFDE is also relatively well reproduced with Q_0 within [65; 100 mW m^{-2}], by replacing, for example, wet diabase by dry diabase in the case of the highest heat flow. Therefore, in spite of uncertainties on the true geotherms, a mafic lower crust is necessary to fit the deep seismicity, as found for the two previous catalogs.

5.3. Eastern branch

5.3.1. Bogoria catalog

The comparison of the seismic and strength percentages has been done each 2 km (see Section 3.2), using a geotherm calculated with a mean Q_0 of 103.4 mW m^{-2} , measured in southern Kenya (Ebinger et al., 1991; see Section 2). Either a crust made of diorite (25 km) and diabase (15 km) or exclusively made of diorite allows to adjust globally the YSE(%) to the DFDE, but without reproducing the amplitude of the main peak. Decreasing Q_0 involves deepening of the strength peak, while increasing Q_0 up to 110 mW m^{-2} moves it slightly closer to the DFDE peak.

5.3.2. Magadi-N catalog

As for the Bogoria catalog, the depth interval is 2 km and the YSE(%) is calculated for a mean Q_0 of 103.4 mW m^{-2} (Ebinger et al., 1991; see

Section 2). The deepest peak of seismicity, at 12 km depth, is nearly reproduced, as well as the global trend of the focal depth distribution. The crust is predominantly composed of wet diabase in order to fit the deep seismicity while the first 10 km are composed of quartzite to create a decoupling and a fall in resistance in the [8; 10 km] interval. The first peak of seismicity at 4 km depth is not well modeled: actually, strength remains too small, even using a thicker upper crust made of diorite, which only effect is to deepen the two strength peaks. As discussed above (see Section 3.2), the long-term seismicity of the shallowest kilometers of the crust may be lower, either because the Ibs-von Seht et al.'s (2001) dataset is still oversampling the shallower seismicity, despite the declustering applied here, or because of the remaining uncertainties on the shallowest seismicity depth control, which are always larger than for deeper events. Results by Young et al. (1991) in the Lake Bogoria area indeed suggest that the shallowest peak of seismicity could be relatively smaller on the long term and would therefore fit better the strength profile predicted, thus providing us more confidence in the YSE modeled here. Increasing Q_0 to $\sim 120 \text{ mW m}^{-2}$, with this composition, improves the fit, but beyond 130 mW m^{-2} , the deepest peak of seismicity is not well reproduced: a lower crust composed of wet diabase implies a too small strength peak, whereas mafic granulite or dry diabase are too strong. Below $Q_0 \sim 80 \text{ mW m}^{-2}$, the YSE(%) peaks are too deep compared to the seismicity peaks.

5.3.3. Magadi-S catalog

Owing to the value of the mean surface heat flow (103.4 mW m^{-2} ; Ebinger et al., 1991; see Section 2), a dry diabase composition of the crust is necessary to get a YSE(%) fitting the DFDE between 22 and 24 km. This further strengthens the hypothesis of a geological change from north to south of the Magadi area (Ibs-von Seht et al., 2001). While the gap between the YSE(%) and the DFDE peaks enlarges beyond $Q_0 \sim 110 \text{ mW m}^{-2}$, a good fit is still possible down to $Q_0 \sim 65 \text{ mW m}^{-2}$, by replacing dry diabase by wet diabase.

5.4. Archaean craton (Balangida catalog)

The mean surface heat flow in the Tanzanian craton is 33 mW m^{-2} (Nyblade, 1997). We choose the value of 46 mW m^{-2} (Nyblade, 1997;

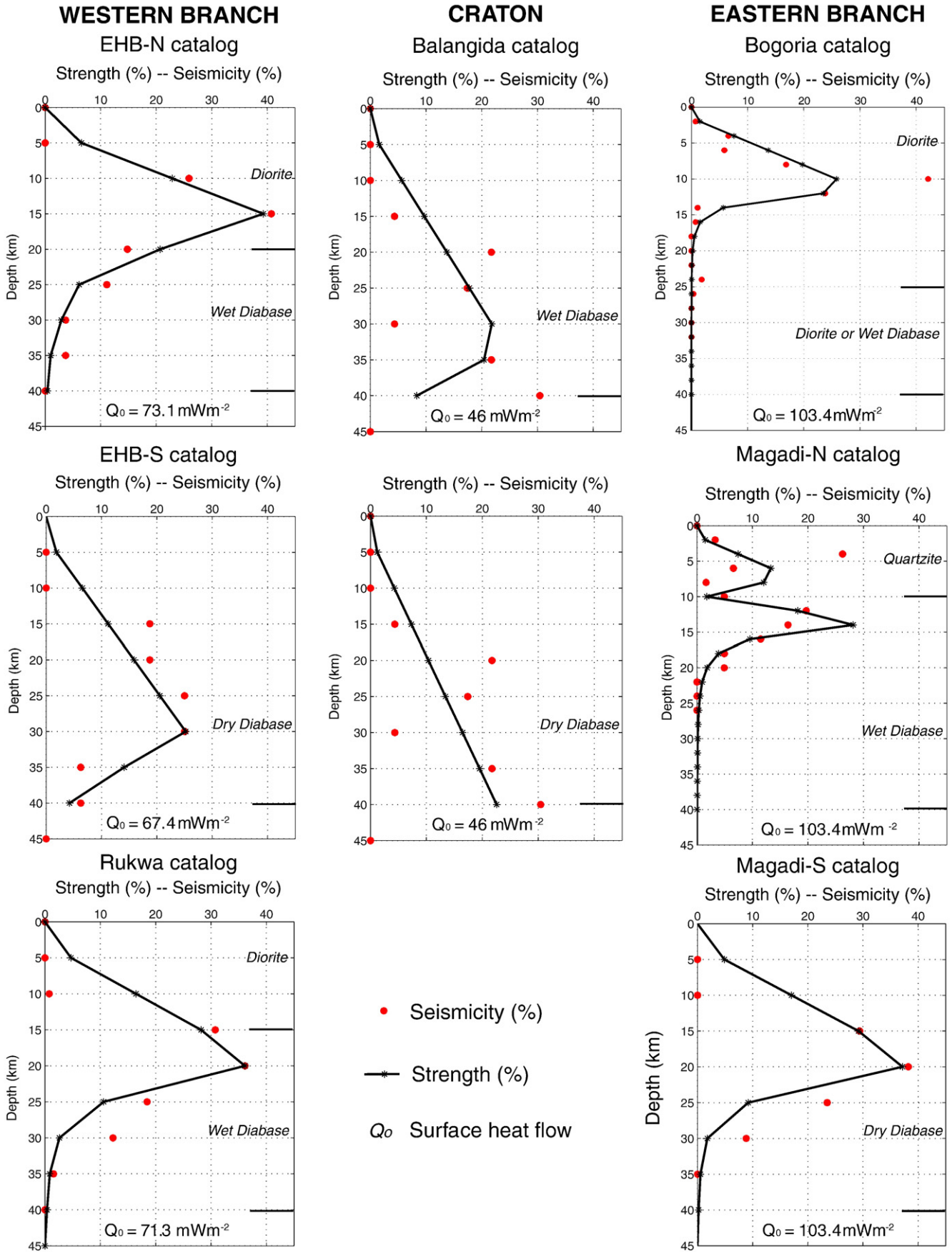


Fig. 6. Modeling of strength profiles by fitting the YSE(%) to the seismicity distribution (DFDE) for the 7 catalogs selected in this study in the western and the eastern branches of the East African rift. See Fig. 1 for location of the subsets of events.

Nyblade et al., 1990) to constrain the geotherm, since this measurement is made in the centre of the studied area. In spite of the small number of earthquakes used and the rather sparse regional network, the deepest peaks of seismicity confirm the existence of deep earthquakes (Foster and Jackson, 1998) and imply either a wet or a dry diabase composition of the crust in order to get a strong lower crust. Because of the low surface heat flow, the shape of the YSE(%) curve is not significantly influenced by an upper crust composed of a weak material as quartzite. Except the decrease of seismicity percentage between 25 and 30 km depth, the global trend of the earthquake distribution is broadly reproduced. Although the two seismicity peaks could be representative of the long-term pattern and of a specific rheological behaviour, the simplifications of the strength modelling used here prevent us from fitting the trend better.

6. Discussion

6.1. Depth distribution of earthquakes

A careful examination of the seismicity in the central and southern EARS allows us to outline contrasting patterns in the western and eastern branches regarding the depth distribution of earthquakes. The latter reveals clear variations in its lower limit (seismicity cut-off) as well as in its preferential concentration in certain levels of the crust (Fig. 1). As a whole, we further support the previously observed tendency of earthquakes to occur in the lower part of the brittle crust and the presence of events unequivocally situated in the lower crust (e.g. Shudovsky et al., 1987; Seno and Saito, 1994; Nyblade and Langston, 1995; Camelbeeck and Iranga, 1996; Foster and Jackson, 1998).

The histograms reveal stable and significant changes in the focal depth distribution inside the crust, generally characterized by an increase of the seismicity percentage up to a maximum and then by a decrease (Fig. 1). The depth distribution of earthquakes in the crust is thus heterogeneous, showing different levels of high seismic activity. This kind of distribution is also reported in other rifts as in the Baikal rift and the Dead Sea basin, with a typical peak of seismicity between 15 and 20 km depth (Déverchère et al., 2001; Aldersons et al., 2003). In the western rift, the peak of the seismic activity occurs between 10 and 15 km depth in the north and between 17 and 30 km depth in the south (TBDTs, Table 3; Fig. 1). Areas proportionally more active around these depths also affect the crust under the eastern branch of the rift: however, much shallower (3–6 km depth, Young et al., 1991; Ibs-von Seht et al., 2001; this study) or sometimes deeper peaks (~30 km, this study) are also found (Table 3; Fig. 1). Most of the earthquakes are confined in a determined layer of the stretched continental crust, except in the southern Kenya rift where we evidence after declustering a clear bimodal trend at ~5 km and ~10 km (Table 3; Fig. 1).

The earthquakes in the eastern branch of the EARS occur deeper and deeper inside the crust from north to south: the cut-off depth is 12 km near Lake Bogoria (Fig. 1; Young et al., 1991), 19 km in the north of Lake Magadi, 26 km in the south of this lake, and reaches more than 35 km inside the Tanzanian craton (SCO, Table 3), a value similar to the one reported in the Baikal rift (Déverchère et al., 2001). Similarly, the onset of volcanism is estimated to be younger from north to south (Ebinger, 1989; Simiyu and Keller, 1997; Le Gall et al., 2008). In the western branch, the cut-off depth, although less contrasted, changes from more than 30 km in the north to more than 35 km below Lake Tanganyika, and slightly decreases at ~30 km in the southern end of Lake Rukwa (SCO, Table 3). Therefore, in spite of the limited number of earthquakes used here, of the briefness of catalogs, and of the remaining uncertainties on depths, significant changes in the relative distribution of events vs. depth are obvious, with a clear correlation to the geological framework (Fig. 1). These trends clearly overlap tectonic provinces that can be roughly sorted out from the weakest to the stiffest rheology as: (1) volcanic/magmatic in the Kenya rift, eastern branch, being younger from north (Lake Bogoria) to south (Lake

Table 3

Main characteristics of DFDE (Fig. 1) and YSE deduced from this study (Fig. 6) in the regions modeled (see Fig. 1 for location)

Zone	Branch	N	SCO	TBDTs	Max. strength
EHB-N	WB	27	>30 km	15 km	175.1 MPa
EHB-S	WB	16	>35 km	29 km	371.3 MPa
Rukwa-S	WB	130	~30 km	17 km	217.6 MPa
Bogoria	EB	273	~22 km	10 km	123.6 MPa
Magadi-N	EB	61	~20 km	6 km	070.0 MPa
				11 km	142.4 MPa
Magadi-S	EB	34	26 km	18 km	223.3 MPa
Balangida (wet diabase)	EB	23	>35 km	31 km	396.9 MPa

WB and EB = western and eastern branches of the East African Rift System. N = number of earthquakes used in each catalog. SCO = seismicity cut-off depth as defined by Lamontagne and Ranalli (1996). TBDTs = tops of brittle–ductile transitions (where brittle strength equals the creep strength) estimated to represent the peaks of seismicity. Note that TBDTs are less than SCO in all regions. The difference between the lower value of TBDT and SCO is assumed to depict the thickness of the lower BDT. Maximal strength is the largest value of $\sigma_1 - \sigma_3$ at the BDTs.

Magadi); (2) Proterozoic and weakly or locally volcanic/magmatic north and south of the western branch; and (3) cratonic (even impacted by a mantle plume, see e.g. Weeraratne et al., 2003, and references therein) in the southernmost eastern branch, adjacent to the Archaean margin. As a whole, we note that depths of earthquakes exceed 35 km only in almost nonmagmatic areas (Balangida and Tanganyika, Fig. 1).

6.2. Thermo-mechanical properties of the crust

Our results can be summarized as follows (Fig. 7):

6.2.1. Western branch

According to the inferred YSE, the crust becomes stronger from Lake Albert to Lake Tanganyika, which appears to be mostly linked to a thicker lower crust composed of diabase (Shudovsky et al., 1987; Nyblade and Langston, 1995; Last et al., 1997; Foster and Jackson, 1998), the surface heat flow values being not significantly different along the western branch of the rift. Actually, in the EHB-N (Albert–Kivu) region, the top of the BDT (TBDT, Table 3) is observed at 15 km where ($\sigma_1 - \sigma_3$) is 175 MPa and is slightly shallower but smaller than in the Rukwa-S region where it reaches 218 MPa at 17 km depth (Table 3; Fig. 7). By contrast, the YSE obtained in the EHB-S (Tanganyika) region displays the greatest strength (371 MPa), with a deep TBDT at 29 km (Table 3; Fig. 7). Therefore, the central part of the western branch appears to behave as a stiff area bordered on both sides by areas depicting similar intermediate strength profiles.

6.2.2. Eastern branch

The behavior of the lithosphere is significantly different between central Kenya and the north of Tanzania, as illustrated by the different shapes of the YSE from Lake Bogoria to the north and the south of Lake Magadi. In this region, the rift is narrow and highly volcanic in Kenya, getting wider north of Tanzania until being split into three other rifts constituting the North Tanzanian Divergence (Ebinger, 1989; Dawson, 1992; Le Gall et al., 2008). This abrupt change can be seen in the tectonic style, the gravity and magnetic patterns, and the magma types (Dawson, 1992; Ebinger et al., 1997; Le Gall et al., 2004; Le Gall et al., 2008). From the modeled strength envelopes, the crust appears weak in the Lake Bogoria area (dominant dioritic composition, TBDT at ~10 km and the lowest yield strength predicted at ~124 MPa). Comparatively, the Lake Magadi region appears slightly stronger, with two TBDTs in the north at 6 and 11 km depth, linked to a stratification in quartzite and wet diabase, and a single and deeper TBDT in the south, reaching 223 MPa at 18 km depth (Table 3; Figs. 6 and 7).

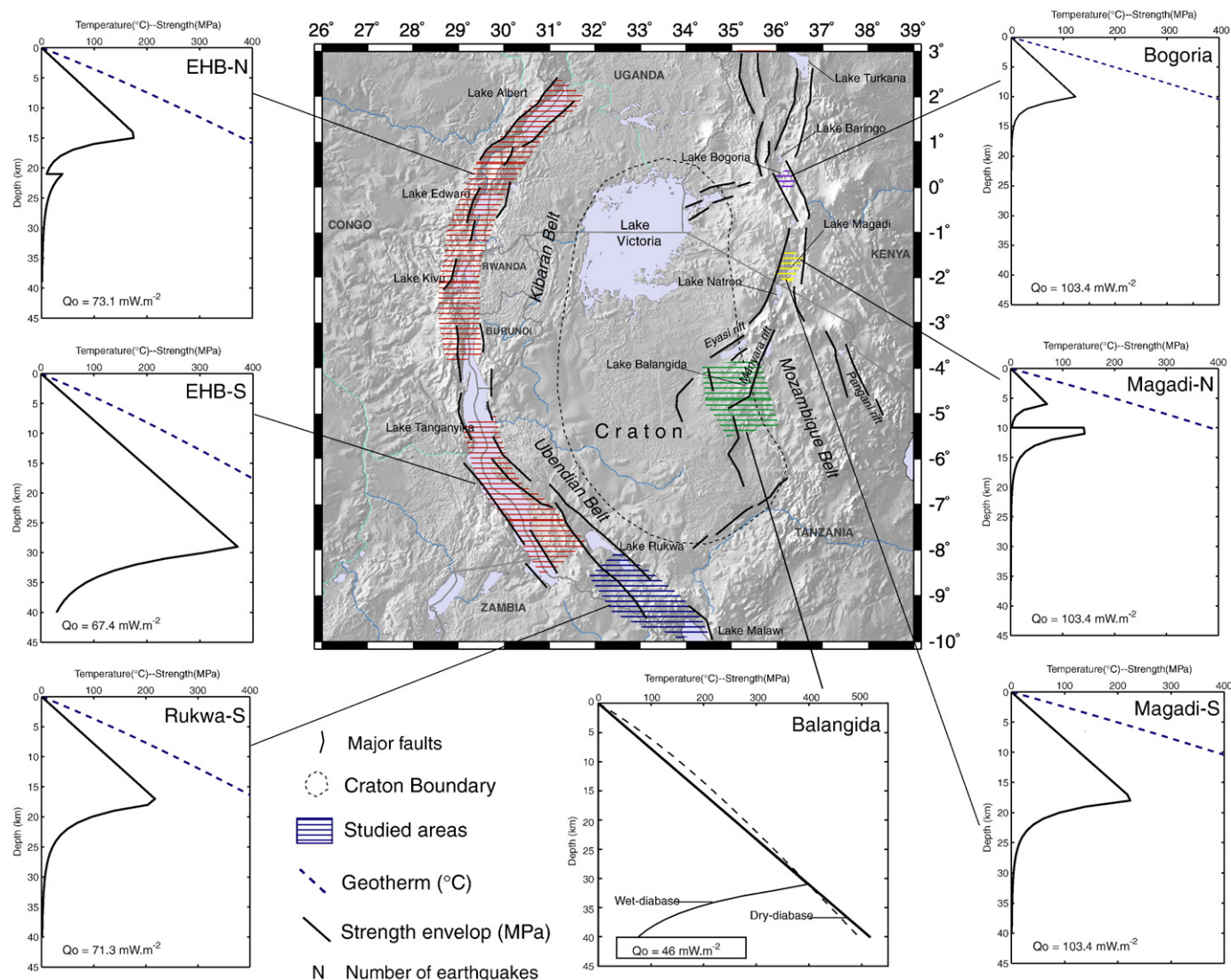


Fig. 7. Map representing a simplified sketch of the central and southern parts of the EARS and the zones (identified by striped patterns) corresponding to the strength envelopes modeled.

6.2.3. Craton

Further south, in the craton, the strength of the crust is greater than everywhere else as illustrated by the Balangida YSE (Table 3; Figs. 6 and 7). The crust is thus changing from north to south from a decoupling to a stronger coupled behavior and becomes considerably stiffer. As in the western branch, the lower crust is necessarily composed of diabase.

6.3. Comparison with previous studies on the rheology and magmatic implications

Compared to previous studies on the East African crust rheology (e.g. Shudofsky et al., 1987; Fadaie and Ranalli, 1990; Foster and Jackson, 1998; Ibs-von Seht et al., 2001), we do not have to question the occurrence of « deep » earthquakes in the crust, since our YSE are built to closely fit seismicity profiles (DFDE) that are supposed to be stable enough through time to represent the long-term strength of the crust. If the top of the BDT (TBDT) is considered as the depth where seismicity reaches a maximum (and not the depth of the deepest earthquake), there is indeed no problem to identify events deeper than the BDT depth (see e.g. discussion in Fadaie and Ranalli, 1990). Therefore, the matter is not the existence of events within the lower crust, which is widely observed, but the relative abundance of events

at these depths. DFDEs determined in the central and southern EARS (Fig. 1), in spite of inherent inaccuracies that should not be underestimated, do provide further support for this reasoning, as observed elsewhere (Shudofsky et al., 1987; Lamontagne and Ranalli, 1996; Nyblade et al., 1996; Déverchère et al., 2001; Aldersons et al., 2003).

Regarding the composition of the crust, a common conclusion is that the lower crust has to be mafic (wet or dry diabase, Fig. 6), whatever the geological context. A pervasive mafic lower crust attributed to underplating is indeed reported beneath Proterozoic and Archaean terranes in East Africa, which is apparently only a few kilometers thick according to S-wave velocity models (Julia et al., 2005). However, the seismicity distributions obtained here impose that at least the whole lower crust (from ~20 to ~40 km depth, Fig. 6) is dominated by a diabase rheology (except maybe Bogoria). This explains that these regions exhibit significant strength down to lower crustal levels, as noticed earlier (Shudofsky, 1985; Shudofsky et al., 1987; Nyblade and Langston, 1995; Foster and Jackson, 1998). Consequently, we suggest that a significant part of the lower crust, and not only the high velocity lowermost crustal layer of ~7 km s⁻¹ found by Julia et al. (2005), is generally dominated by mafic lithologies in the EARS. The multiple large magmatic events that cut the Archaean craton and Proterozoic mobile belts in East Africa since at least ~2.5 Ga

(Halls et al., 1987; see Section 2), and not only the Cenozoic rifting event, may have been large enough to have intruded and underplated the crust. As noted by Foster and Jackson (1998), the presence of mid- to low-crustal rocks at the surface in parts of East Africa implies a deep erosion level, which is also an important factor to explain the mafic rheology modeled here. This is further supported by the relative increase of bulk density and seismic velocities in the crust compared to other Proterozoic and Archaean terranes worldwide (Section 2; Durrheim and Mooney, 1991, 1994; Julia et al., 2005, and references therein).

Although we share this general conclusion with many previous authors, including in highly volcanic areas (Lake Magadi, Kenya rift), several additional links to rheology arise that need to be emphasized. Firstly, we characterize 2 “deep” TBDTs that are shallower than those found by Ibs-von Seht et al. (2001) in the Kenya rift, i.e. 11 km instead of 15 km in the north and 18 km instead of 25 km in the south (Table 3): this comes from the choice by Ibs-von Seht et al. (2001) to use cut-off depths to characterize BDTs, which is not correct in our view (see Table 3 to appreciate the difference between SCO and TBDT). Secondly, it is worth to note that the deep TBDT inferred here from the seismicity peaks in the north Magadi and Bogoria areas (~10–11 km depth) correlates well to the mid-crustal boundary identified by Prodehl et al. (1997) at $\sim 6.44 \text{ km s}^{-1}$, suggesting that this velocity-interpreted lithological transition from refraction studies controls the place where brittle strength equals the creep strength. Thirdly, the declustering has allowed us to re-assess the relative importance of the deeper seismicity, leading to a clear bimodal distribution in the north Magadi area that is probably also occurring beneath Lake Bogoria (Fig. 1). This pattern is believed to unravel the persistence of the influence of the Proterozoic and cratonic roots, probably determined by intense mafic dyking and underplating in pre-Cenozoic times and further modified by the magmatic activity during Cenozoic rifting (see results and discussions in Birt et al., 1997; Ibs-von Seht et al., 2001; Julia et al., 2005).

Another benefit of DFDE is to provide an independent constraint on YSE which are generally inferred from joint topography and gravity studies, and sometimes from heat flow modeling. When comparisons are possible, our results are at least qualitatively similar or consistent to those found by Fadaie and Ranalli (1990), Nyblade and Langston (1995), Ebinger et al. (1997), Petit and Ebinger (2000), concerning the composition of the crust, the main BDTs, and the magnitude of strength in the different tectonic provinces. From our DFDE, we are able not only to confirm the general trends of contrasted rheologies already denoted in the EARS (classified as “cratonic”, “strong” and “weak” by Petit and Ebinger, 2000), but also to shed light at a regional scale on the relative magnitude of strength, the possible decoupling layers (N-Magadi), and the position of BDTs. For instance, we found strength magnitude ranges of ~ 400 , ~ 250 , and ~ 100 MPa, and tops of BDTs of ~ 30 , ~ 20 , and ~ 10 km for “cratonic”, “strong” and “weak” environments (Table 3), which are quite similar to previous studies. However, we detect significant changes in BDTs and maximum strength values at a regional scale (Table 3) that are not reported in previous studies, probably because of the generally poor control on thermal and rheological parameters used at a regional scale. As a whole, the correlations of the shallowing of BDTs, decrease of maximum strength values (Table 3), and Cenozoic volcanic activity at a regional scale (Fig. 1) strongly suggest that Cenozoic magmatism exerts a first-order control on the actual rheological behavior of the crust. A weakening effect (e.g. in the Kenya rift) is indeed clear in areas affected by the ascent of a thermally modified mantle beside the Tanzanian craton possibly arising from a plume head below it (e.g. Nyblade et al., 2000).

Although we have to remain quite cautious with our results obtained from DFDE, considering the large uncertainties arising from the limitations of the catalogs determined and from the parameters

used (especially thermal and creep), these similarities further strengthen the belief that DFDE, when sufficiently controlled and cleaned from inaccurate locations and clustering, may provide a good first-order control on rheological profiles, and may indeed help to bring to light at a regional scale weak or strong layers within the crust, BDTs, and thickness of semi-brittle fields. Further studies based on significantly longer catalogs and denser seismological networks will for sure help to strengthen this approach.

7. Conclusion

1. Using regional depth–frequency earthquake distributions (DFDEs) deduced from revised catalogs, we find that peaks of seismicity in the eastern branch of the EARS deepen from north to south, following a general trend of rift propagation, whereas the western branch depicts high activities at intermediate depths, with a seismicity cut-off at ~ 35 km and the deepest peak beneath the Lake Tanganyika area.
2. Assuming that the abundance of earthquakes depends primarily on the long-term yield strength, the various peaks of seismicity and earthquake cut-off depths are indicative of significant rheological changes in different parts of the central and southern EARS. Especially, the crust in the western branch of the EARS appears to become stronger from north to south. The lower crust is generally mafic in the two branches of the EARS (Fig. 7), resulting from multiple large magmatic events that have affected the Precambrian terranes since at least 2.5 Ga.
3. Earthquakes originate preferentially within a determined level of the continental crust that depends primarily on its composition and thermal state, the later being clearly related to the degree of Cenozoic magmatic activity and to its tectonic inheritance.
4. Changes in the magnitude (from ~ 1 to ~ 4 times) and depth of strength peaks (from ~ 5 to ~ 30 km) predicted from DFDE, although yet imperfectly representative of the long-term behavior and possibly inaccurate, appear broadly consistent with previous estimates made from other geophysical or geological data, therefore providing apparently realistic and reliable estimates of the main rheological layering of the crust.
5. Our results also suggest that seismicity peaks and cut-off depths correlate respectively with upper and lower bounds of the brittle–ductile transitions (semi-brittle fields) within the continental crust.
6. The sharp change in the morphology, tectonic style and magma type observed in the southern Kenya rift is also detected in the rheology of the crust from the YSE constrained by the DFDE when determined after declustering, revealing the persisting influence of inherited roots (cratonic or Proterozoic) even in young volcanic segments of the East African Rift System.

Acknowledgments

We are most grateful to T. Camelbeek, E. Engdahl, M. Ibs-von Seht and P. Maguire for providing us access to their catalogs, and to A. Nyblade and R. Brazier for providing us seismograms together with all necessary information for relocation in the Balangida region. We thank anonymous reviewers for helpful comments. We acknowledge support from Service des Relations Internationales, Université de Bretagne Occidentale, Brest. This is Publication Number 1083 of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

References

- Afonso, J.C., Ranalli, G., 2004. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich obsolete? *Tectonophysics* 394, 221–232.
- Aldersons, F., Ben-Avraham, Z., Hofstetter, A., Kissling, E., Al-Yazjeen, T., 2003. Lower-crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214 (1–2), 129–142.
- Bagdasaryan, G.P., Gerasimovskiy, V.I., Polyakov, A.I., and Gukasyan, R.K., 1973. Age of volcanic rocks in the rift zones of East Africa. *Geochem. Int.*, 10, 66–71. 81–92.

- Baker, B.H., Williams, L.A.J., Miller, J.A., Fitch, F.J., 1971. Sequence and geochronology of the Kenya rift volcanics. *Tectonophysics* 11, 191–215.
- Birt, C.S., Maguire, P.K.H., Khan, M.A., Thybo, H., Keller, G.R., Patel, J., 1997. The influence of preexisting structures on the evolution of the southern Kenya rift valley – evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278, 211–242.
- Burov, E.B., Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean? *J. Geophys. Res.* 100, 3905–3927.
- Burov, E.B., Watts, A.B., 2006. The long-term strength of the lithosphere: “jelly sandwich” or “crème brûlée”? *GSA Today* 16 (1), 4–10.
- Camelbeeck, T., Iranga, M.D., 1996. Deep crustal earthquakes and active faults along the Rukwa trough, eastern Africa. *Geophys. J. Int.* 124, 612–630.
- Chapman, D.S., Pollack, H.N., 1977. Heat flow and heat production in Zambia: evidence for lithospheric thinning in central Africa. *Tectonophysics* 41, 79–100.
- Chen, W.P., Molnar, P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 88, 4183–4214.
- Daly, M.C., Chorowicz, J., Fairhead, J.D., 1989. Rift basin evolution in Africa – the influence of reactivated steep basement shear zones. *Geol. Soc. London, Sp. Pub.* 44, 309–334.
- Dawson, J.B., 1992. Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: contrasts with the Kenya sector. *Tectonophysics* 204, 81–92.
- Degens, E.T., Von Herzen, R.P., Wong, H.K., Densler, W.G., Jannasch, H.W., 1973. Lake Kivu: structure, chemistry and biology of an East African rift lake. *Geol. Rundsch.* 62, 245–277.
- Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V., San'kov, V., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophys. J. Int.* 146, 714–730.
- Durrheim, R.J., Mooney, W.D., 1991. Archaean and Proterozoic crustal evolution: evidence from crustal seismology. *Geology* 19, 606–609.
- Durrheim, R.J., Mooney, W.D., 1994. Evolution of the Precambrian lithosphere: seismological and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.* 102 (99), 15,359–15,374.
- Ebinger, C., 1989. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 885–903.
- Ebinger, C., Karner, G.D., Weisell, J.K., 1991. Mechanical strength of extended continental lithosphere: constraints from the western rift system, East Africa. *Tectonics* 10 (6), 1239–1256.
- Ebinger, C., Poudjom Djomani, Y., Mbede, E., Foster, A., Dawson, J.B., 1997. Rifting Archaean lithosphere: the Eyasi–Manyara–Natron rifts, East Africa. *J. Geol. Soc. London* 154, 947–960.
- Emmerson, B., Jackson, J., McKenzie, D., Priestley, K., 2006. Seismicity, structure and rheology of the lithosphere in the Lake Baikal region. *Geophys. J. Int.* 167 (3), 1233–1272.
- Engdahl, E.R., Van der Hilst, R.D., Buland, R.P., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. seism. Soc. Am.* 88 (3), 722–743.
- Fadaie, K., Ranalli, G., 1990. Rheology of the lithosphere in the East African Rift System. *Geophys. J. Int.* 102, 445–453.
- Fernandez, N., Ranalli, G., 1997. The role of rheology in extensional basin formation modelling. *Tectonophysics* 282, 129–146.
- Foster, A., Jackson, J.A., 1998. Sources parameters of large African earthquakes: implications for crustal rheology and regional kinematics. *Geophys. J. Int.* 134, 422–448.
- Foster, A.N., Ebinger, C.J., Mbede, E., Rex, D., 1997. Tectonic development of the northern Tanzanian sector of the East African Rift System. *J. Geol. Soc. London* 154, 689–700.
- Gloaguen, R., 2000. Analyse quantitative de l'extension continentale par imagerie satellitale optique et radar. Application au rift sud-kenyan. PhD Thesis, Université de Brest, France, p. 277.
- Halls, H.C., Burns, K.G., Bullock, S.J., Batterham, P.M., 1987. Mafic dyke swarms of Tanzania interpreted from aeromagnetic data. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms*. *Geol. Soc. Canada Spec. Pap.*, vol. 34, pp. 173–186.
- Havskov, J., Ottmøller, L., 1999. SEISAN earthquake analysis software. *Seism. Res. Lett.* 70, 532–534.
- Hobbs, B.E., Ord, A., 1988. Plastic instabilities: implications for the origin of intermediate and deep focus earthquakes. *J. Geophys. Res.* 93, 10,521–10,540.
- Ibs-von Seht, M., Blumenstein, S., Wagner, R., Hollnack, D., Wohlenberg, J., 2001. Seismicity, seismotectonics and crustal structure of the southern Kenya Rift—new data from the Lake Magadi area. *Geophys. J. Int.* 146, 439–453.
- Jackson, J., 2002. Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today* 12 (9), 4–9.
- Julia, J., Ammon, C.J., Nyblade, A.A., 2005. Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophys. J. Int.* 162, 555–569.
- KRISP Working Party, 1991. Large-scale variation in lithospheric structure along and across Kenya rift. *Nature* 354, 223–227.
- Lamontagne, M., Ranalli, G., 1996. Thermal and rheological constraints on the earthquake depth distribution in the Charlevoix, Canada, intraplate seismic zone. *Tectonophysics* 257, 55–69.
- Langston, C.A., Brazier, R., Nyblade, A.A., Owens, T.J., 1998. Local magnitude scale and seismicity rate for Tanzania, East Africa. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88 (3), 712–721.
- Last, R.J., Nyblade, A.A., Langston, C.A., 1997. Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *J. Geophys. Res.* 102 (B11), 24,469–24,483.
- Le Gall, B., Gernigon, L., Rolet, J., Ebinger, C., Gloaguen, R., Nilsen, O., Dypvik, H., Deffontaine, B., Mruma, A., 2004. Neogene–Holocene rift propagation in central Tanzania: morphostructural and aeromagnetic evidence from the Kilombero area. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 116 (3–4), 490–510.
- Le Gall, B., Nonnotte, P., Rolet, J., Benoit, M., Guillou, H., Mousseau-Nonnotte, M., Albaric, J., Déverchère, J., 2008. Rift propagation at craton margin: distribution of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times. *Tectonophysics* 448 (1–4), 1–19. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.005.
- Lienert, B.R.E., Berg, E., Frazer, L.N., 1986. Hypocenter: an earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 76, 771–783.
- McConnell, R.B., 1972. Geological development of the rift system of Eastern Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83, 2549–2572.
- Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D., Priestley, K., 2000a. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology* 28, 495–498.
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., Baker, C., 2000b. A reassessment of focal depth distribution in southern Iran, in Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophys. J. Int.* 143, 629–661.
- Meissner, R., Strehlau, J., 1982. Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth–frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics* 1, 73–79.
- Morley, C.K., Cunningham, S.M., Wescott, W.A., Harper, R.M., 1999. *Geology and geophysics of the Rukwa rift*. In: Morley, C.K. (Ed.), *Geoscience of Rift Systems—Evolution of East Africa*. AAPG Studies in Geology, vol. 44, pp. 91–110.
- Nyblade, A.A., 1997. Heat flow across the East African Plateau. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2083–2086.
- Nyblade, A.A., Langston, C.A., 1995. East African earthquakes below 20 km depth and their implications for crustal structure. *Geophys. J. Int.* 121, 49–62.
- Nyblade, A.A., Birt, C.S., Langston, C.A., Owens, T.J., Last, R.J., 1996. Seismic experiment reveals rifting of craton in Tanzania. *Eos Trans. AGU* 77, 517–521.
- Nyblade, A.A., Pollack, H.N., Jones, D.L., Podmore, F., Mushayandevu, M., 1990. Terrestrial heat flow in East and Southern Africa. *J. Geophys. Res.* 95 (B11), 17,371–17,384.
- Nyblade, A.A., Owens, T.J., Gurrrola, H., Ritsema, J., Langston, C.A., 2000. Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath east Africa. *Geology* 28 (7), 599–602.
- Pasteels, P., Villeneuve, M., Depaepe, P., Klerkx, J., 1989. Timing of the volcanism of the Southern Kivu Province – implications for the evolution of the Western Branch of the East-African Rift System. *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 353–363.
- Petit, C., Ebinger, C., 2000. Flexure and mechanical behavior of cratonic lithosphere: gravity models of the East African and Baikal rifts. *J. Geophys. Res.* 105, 19,151–19,162.
- Prodehl, C., Ritter, J.R.R., Mechie, J., Keller, G.R., Khan, M.A., Jacob, B., Fuchs, K., Nyambok, I.O., Obel, J.D., Riaroh, D., 1997. The KRISP 94 lithospheric investigation of southern Kenya—the experiments and their main results. *Tectonophysics* 278, 121–147.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, Second Edition. Chapman & Hall, London, p. 413.
- Ranalli, G., 1997. Rheology and deep tectonics. *Ann. Geophys.* XL (3), 671–680.
- Ranalli, G., Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics* 132, 281–295.
- Ring, U., 1994. The influence of preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi rift. *Tectonics* 13 (2), 313–326.
- Scholz, C.H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd edition. Cambridge University Press, UK, p. 496.
- Seno, T., Saito, A., 1994. Recent East African earthquakes in the lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 125–136.
- Shudofsky, G., 1985. Source mechanisms and focal depths of east African earthquakes using Rayleigh-wave inversion and bodywave modelling. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 83, 563–614.
- Shudofsky, G., Cloetingh, S., Stein, S., Wortel, R., 1987. Unusually deep earthquakes in East Africa: constraints on the thermo-mechanical structure of a continental rift system. *Geophys. Res. Lett.* 14, 741–744.
- Sibson, R.H., 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature* 249, 542–544.
- Sibson, R.H., 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 1421–1448.
- Simiyu, S.M., Keller, G.R., 1997. An integrated analysis of lithospheric structure across the East African plateau based on gravity anomalies and recent seismic studies. *Tectonophysics* 278, 291–313.
- Smith, M., Mosley, P., 1993. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa. *Tectonics* 12, 591–606.
- Tesha, A.L., Nyblade, A.A., Keller, G.R., Doser, D.I., 1997. Rift localization in suture-thickened crust: evidence from Bouguer gravity anomalies in northeastern Tanzania. *Tectonophysics* 278, 315–328.
- Tse, S.T., Rice, J.R., 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res.* 91, 9452–9472.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. *Geodynamics*, Second Edition. Cambridge, UK, p. 456.
- Versfelt, J., Rosendahl, B.R., 1989. Relationships between pre-rift structures and rift architecture in lakes Tanganyika and Malawi, East Africa. *Nature* 337, 354–357.
- Watts, A.B., Burov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, 113–131.
- Weeraratne, D.S., Forsyth, D.W., Fischer, K.M., Nyblade, A.A., 2003. Evidence for an upper mantle plume beneath the Tanzanian craton from Rayleigh wave tomography. *J. Geophys. Res.* 108 (B9), 2427. doi:10.1029/2002JB002273.
- Wilkinson, P., Mitchell, J.G., Cattermole, P.J., Downie, C., 1986. Volcanic chronology of the Meru–Kilimanjaro region, Northern Tanzania. *J. Geol. Soc. London* 143, 601–605.
- Young, P.A.V., 1989. A local earthquake study near Lake Bogoria in the Kenya rift, PhD Thesis, University of Leicester, UK, p. 230.
- Young, P.A.V., Maguire, P.K.H., Laffoley, d'AN., Evans, J.R., 1991. Implications of the distribution of seismicity near Lake Bogoria in the Kenya rift. *Geophys. J. Int.* 105, 665–674.

1.4 Réseau sismologique SEISMO-TANZ'07 : déploiement, données

1.4.1 Déroulement de la campagne et distribution des stations

Le projet SEISMO-TANZ'07 est le fruit d'une collaboration nationale et internationale visant à étudier une région de l'Afrique de l'Est où la morphologie du rift et la distribution de grands édifices volcaniques sont "anormales", la Divergence Nord-Tanzanienne (DNT). Il s'inscrit dans une approche pluridisciplinaire suite à des travaux de géologie structurale, pétrologique et géochimique récemment menés dans la zone (Nonnotte, 2007). SEISMO-TANZ'07 est le premier réseau sismologique déployé à l'échelle locale dans la DNT, à proximité de volcans célèbres (Kilimanjaro et Oldoinyo Lengai), de grands escarpements et d'un domaine encore peu déformé mais vieux de plusieurs milliards d'années, le craton archéen tanzanien (Figs. 1.4, 1.6, 1.7).

La campagne a été co-financée par le programme de l'INSU-CNRS DYETI (2005), par les laboratoires français impliqués (notamment l'UMR 6538 Domaines Océaniques), et par le Service des relations Internationales de l'UBO. Elle s'est déroulée en plusieurs phases, débutant en Février 2007 par une mission de reconnaissance de 10 jours où nous avons recensé un maximum d'informations sur chacun des sites potentiels (Fig. 1.9), évalué la faisabilité de différents parcours (accessibilité des sites, temps de trajet) et rencontré nos partenaires tanzaniens. Cette mission de terrain nous a permis d'appréhender une grande partie des difficultés auxquelles nous aurions à faire face, notamment du point de vue de l'environnement naturel (état des routes, saison des pluies ou sèche, animaux...), administratif (permis de résidence et de travail, autorisation d'entrée dans les parcs, permissions locales...) et logistique (stockage du matériel, base de travail sécurisée avec électricité). Afin d'optimiser les missions suivantes auxquelles les participants étaient souvent différents, nous avons établi des fiches par site avec schémas et photos pour l'accès, le nom des autorités locales et des gardiens, les temps de trajets, les prix négociés, etc... (fiche type en Annexe B). La figure 1.9 est une carte routière de la Tanzanie où sont reportés les différents sites que nous avons jugés satisfaisants pour l'installation des stations ainsi que des endroits suggérés mais non visités, faute de temps (cercles jaunes).

Le choix des sites a été essentiellement guidé par le type de sol (socle non fracturé favorisé), la sécurité (présence de gardiens indispensable), le bruit environnant (antennes, routes à éviter par exemple), l'ombrage des stations, l'ensoleillement des panneaux solaires et évidemment une distribution d'ensemble appropriée. Nous avons pour cela privilégié un réseau dense dans la région des failles Eyasi et Manyara (~ 20 km entre les stations), et plus espacé sur la ceinture volcanique E-W, du Ngo-rongoro au Kilimanjaro (30-40 km entre les stations).

Le déploiement du réseau a été mené par deux équipes, chacune étant composée de deux scientifiques français, d'un scientifique tanzanien et d'un chauffeur. Le matériel était entreposé à Arusha dans un local où deux stations PC étaient utilisées pour extraire les données des disques durs et effectuer des sauvegardes (DVD). Ce travail d'installation a été réalisé en l'espace de trois semaines, du 27 Mai au 14 Juin 2007. La figure 1.10 illustre la configuration du réseau aux différentes périodes.

Le 17 Juillet 2007 un séisme de magnitude M_w 5.9 s'est produit au sud du lac Natron, ce qui nous a conduit à revoir légèrement la configuration du réseau lors de la première mission de maintenance qui a eu lieu en Août, du 2 au 17 (Fig. 1.10, séismes du 17 Juillet représentés par des cercles rouges, NEIC). Nous avons donc déplacé une station d'un site endommagé (KWSI) à GLAI et nous en avons installé cinq supplémentaires, une "française" et quatre "tanzaniennes" autour de la région affectée. Les premières données ont été relevées à l'occasion de cette mission de terrain, les disques durs changés et les sites réparés lorsque cela était possible. Nous avons en effet rencontré un éventail de problèmes assez large : vols de panneaux solaires et d'antennes GPS, câbles sectionnés par des animaux, dysfonctionnement de certains disques dur et de quelques stations dont certaines ont finalement été démontées (par ex. ARSH).

L'avant-dernière mission a été réalisée en Novembre : la plupart des stations ont alors été enlevées et ré-expédiées en France. Un sous-réseau au sud du volcan Gelaï a cependant été maintenu et densifié, en raison la crise sismique évoquée précédemment et de l'éruption du volcan Oldoinyo Lengai en Septembre, situé à proximité. Les dernières stations ont été récupérées en Janvier 2008.

1.4. Réseau sismologique SEISMO-TANZ'07 : déploiement, données

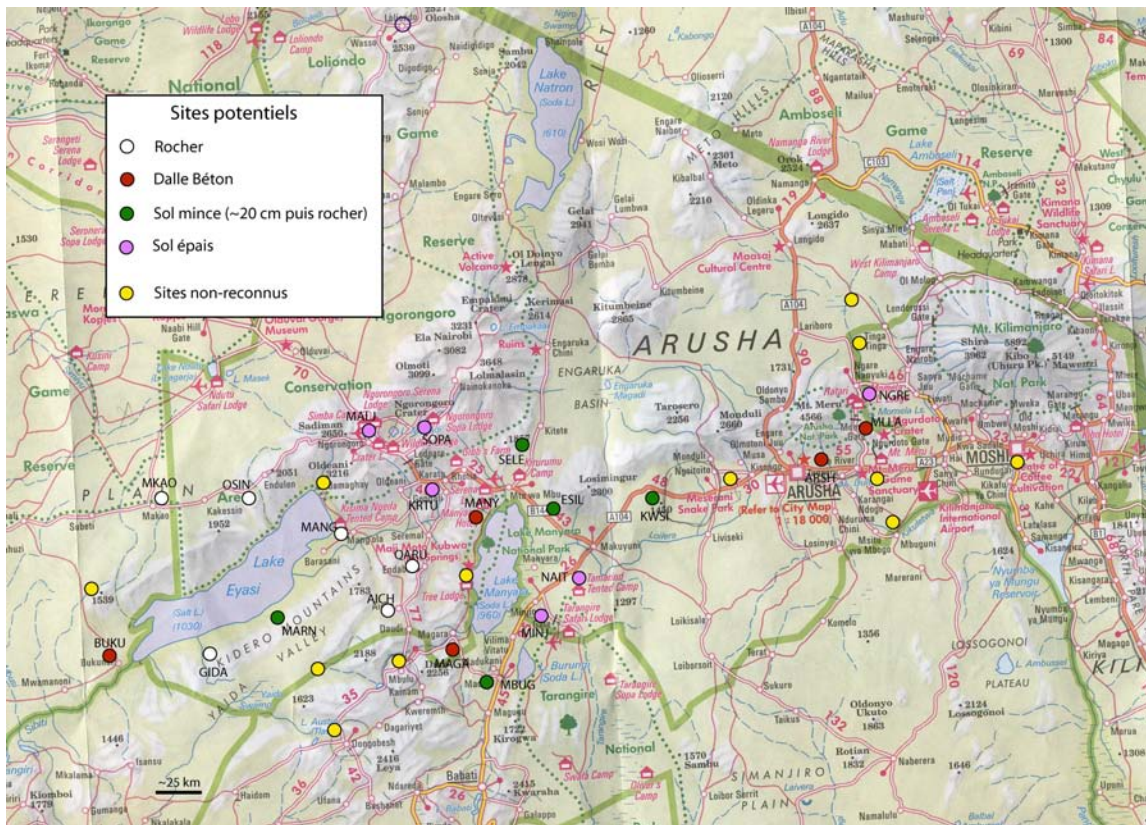


FIG. 1.9: Carte routière de la Tanzanie et sites potentiels identifiés (cercles) lors de la mission de reconnaissance en février 2007. Le code de couleur fait référence au type de sol ou à l'emplacement de sites non reconnus mais suggérés pour la mission d'installation.

1.4.2 Stations, dérive temporelle, extraction

Stations et correction de la dérive

Le réseau SEISMO-TANZ'07 est composé de 35 stations à enregistrement continu (TITAN, mini-TITAN et OSIRIS) du Parc Sismologique mobile National Lithoscope², des laboratoires Géoazur (Nice) et Domaines Océaniques (Brest). Quatre stations du département de Géologie de l'Université de Dar Es Salaam (Tanzanie) ont également été installées en Août mais n'ont pas été traitées dans cette étude. La fréquence d'échantillonnage a été fixée à 125 Hz à l'exception de MOSH où nous avons choisi une fréquence plus faible (62.5 Hz) en raison du niveau bruit trop élevé.

Toutes les stations sont équipées d'une horloge interne qui dérive en fonction du temps. Elles sont donc reliées à un récepteur GPS qui envoie un top horaire toutes les minutes rondes et permet de corriger cette dérive.

Les capteurs associés aux stations sont à 3 composantes (Figs. 1.10 et 1.11) :

- 1 L4C -1 Hz , courte période.
- 1 L22 - 2 Hz , courte période.
- 16 NoeMax (20 s - 50 Hz), bande élargie.
- 4 Lennartz Le3D (5 s - 50 Hz), bande élargie.
- 10 Güralp CMG 40T (60 s - 50 Hz), large bande.
- 3 Güralp CMG 3T (120s - 50Hz), large bande.

Les capteurs large bande ont été installés de préférence sur la ligne E-W traversant les édifices volcaniques sous lesquels nous souhaitons imager la structure profonde.

²<http://www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/equipements-nat/lithoscope/lithoscope.htm>

1.4. Réseau sismologique SEISMO-TANZ'07 : déploiement, données

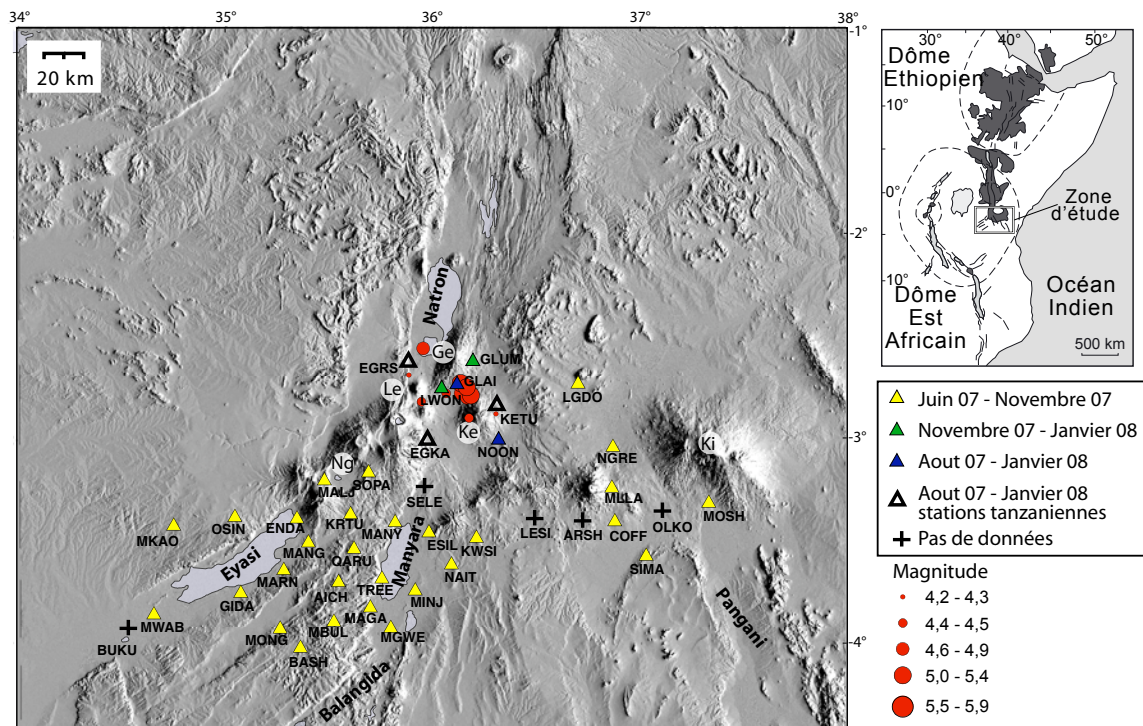


FIG. 1.10: Configuration du réseau sismologique SEISMO-TANZ'07 entre Juin 2007 et Janvier 2008 dans la DNT.

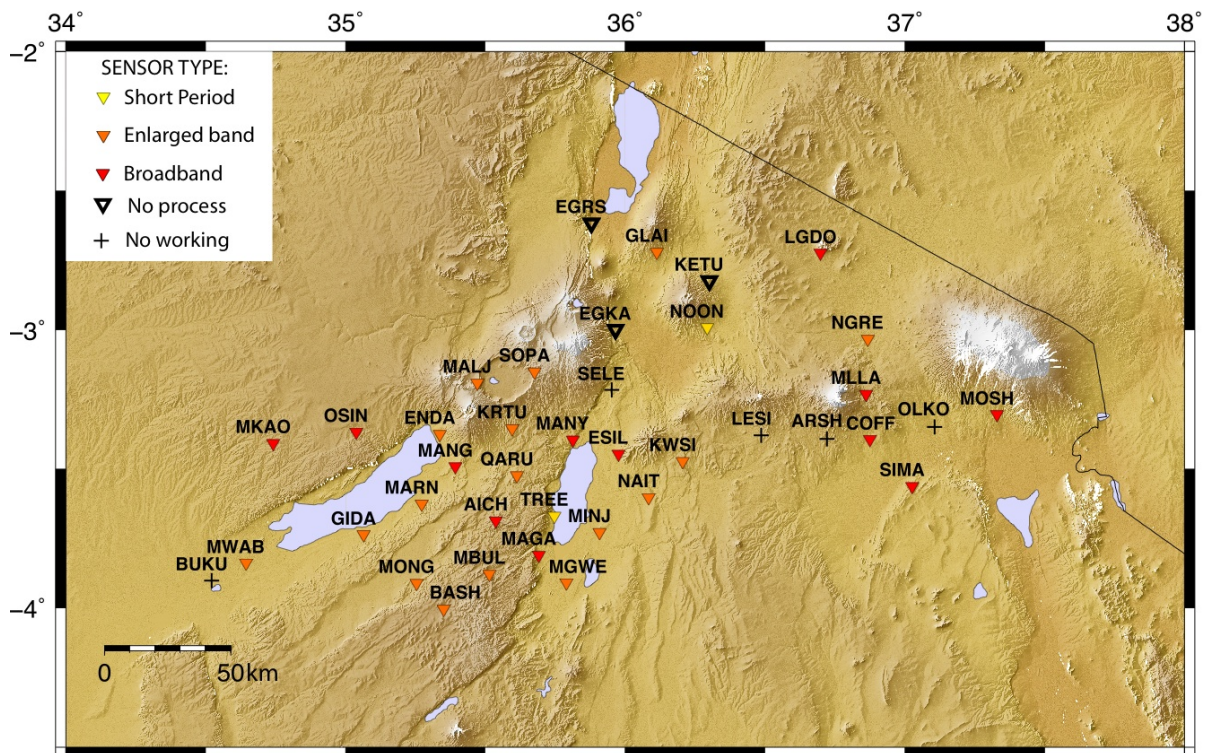


FIG. 1.11: Types de capteurs du réseau SEISMO-TANZ'07.

Détection et extraction des événements

Une fois les corrections de temps effectuées, il s'agit d'extraire le contenu du signal qui nous intéresse (les séismes) du volume de données total, celui-ci étant important du fait de l'enregistrement continu des stations pendant 6 mois. Pour cela nous avons utilisé l'algorithme *STA/LTA* (p. ex. Earle et Shearer, 1994; Baer et Kradolfer, 1987) : sur des fenêtres de temps spécifiques, le rapport des moyennes à court terme *STA* (Short Term Average) et à long terme *LTA* (Long Term Average) du signal filtré est comparé à une valeur seuil R_{min} au-delà de laquelle il y aura une détection (Fig. 1.12).

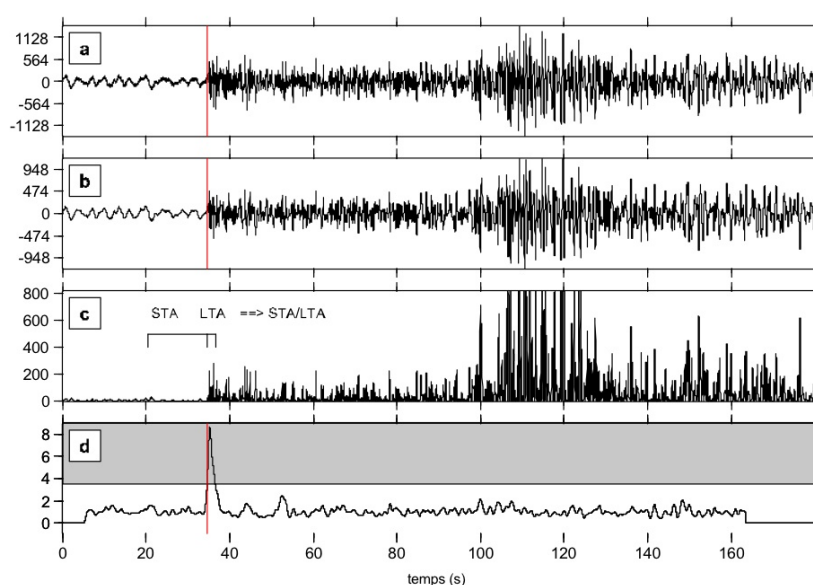


FIG. 1.12: Détection de l'arrivée de phases avec l'algorithme du rapport *STA/LTA* (figure extraite de Gaillot, 2000). (a) Sismogramme. (b) Sismogramme filtré. (c) Enveloppe du signal et fenêtres *STA* et *LTA* (élargies pour la visualisation). (d) Fonction de rapport *STA/LTA* et seuil de détection (domaine grisé). Le déclenchement correspond à l'intersection entre la fonction rapport *STA/LTA* et le seuil. Le trait vertical rouge indique le pointé automatique.

Nous avons choisi des valeurs de 0.5 s et 40 s pour les fenêtres temporelles associées respectivement à *STA*, *LTA* et 4 pour le seuil R_{min} , typiques dans la détection des séismes locaux (Havskov et Alguacil, 2004). Afin de limiter l'extraction de bruit, une détection est conservée (i.e. considérée comme un séisme) seulement si elle est observée sur les enregistrements d'au moins 5 stations, pour une fenêtre de recouvrement de 20 s. Le nombre de détections et donc "d'événements" extraits par mois est reporté dans le tableau 1.1 (les données postérieures à Novembre sont en cours de

1.4. Réseau sismologique SEISMO-TANZ'07 : déploiement, données

traitement). On note l'augmentation fulgurante du nombre de détections en Juillet relative à la crise sismique de Gelai (Section 3.1) et sa diminution progressive jusqu'en Novembre quand le réseau a été démonté.

Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre
521	6956	3941	1684	867	345

TAB. 1.1: Nombre de détections relevées entre Juin et Novembre 2007 sur les enregistrements des stations du réseau SEIMO-TANZ'07.

1.4.3 Pointé, localisations absolue et relative, magnitudes

Base de données, lecture des temps d'arrivée

La première phase du traitement de données a été réalisée avec le progiciel SEISAN (Havskov et Ottemöller, 2008) qui permet notamment de visualiser les sismogrammes et de “pointer” les temps d'arrivée des phases sismiques. Cette tâche doit être accomplie avec la plus grande rigueur si l'on veut éviter d'introduire un biais important dans les localisations. Nous avons pointé les temps d'arrivées des ondes P (P_n et P_g) et S lorsque la qualité du signal le permettait, en affectant à ces dernières un facteur de qualité au moins deux fois inférieur à celui des P . Aucun filtrage n'a été appliqué pendant cette phase.

Les séismes sont principalement issus du sud du lac Natron (crise sismo-magmatique de Gelai) et du sud du lac Manyara (Fig. 1.13). Dans le premier cas les événements sont hors du réseau, à plus de 60 km de la majorité des stations. Dans le second, il sont en bordure de réseau, mais généralement à l'intérieur et parfois à l'aplomb de certaines stations. Par conséquent nous avons eu plus de mal à pointer les séismes de Gelai, notamment les plus petits, les signaux étant parfois trop bruités. L'activité sismique enregistrée à Gelai a par ailleurs eu un effet “masque” sur la sismicité de Manyara où les événements sont de magnitude plus faible (Fig. 1.14).

Au final, ce sont 2128 événements qui ont été identifiés, chacun étant enregistré par 14 stations en moyenne (~ 29117 phases P pointées).

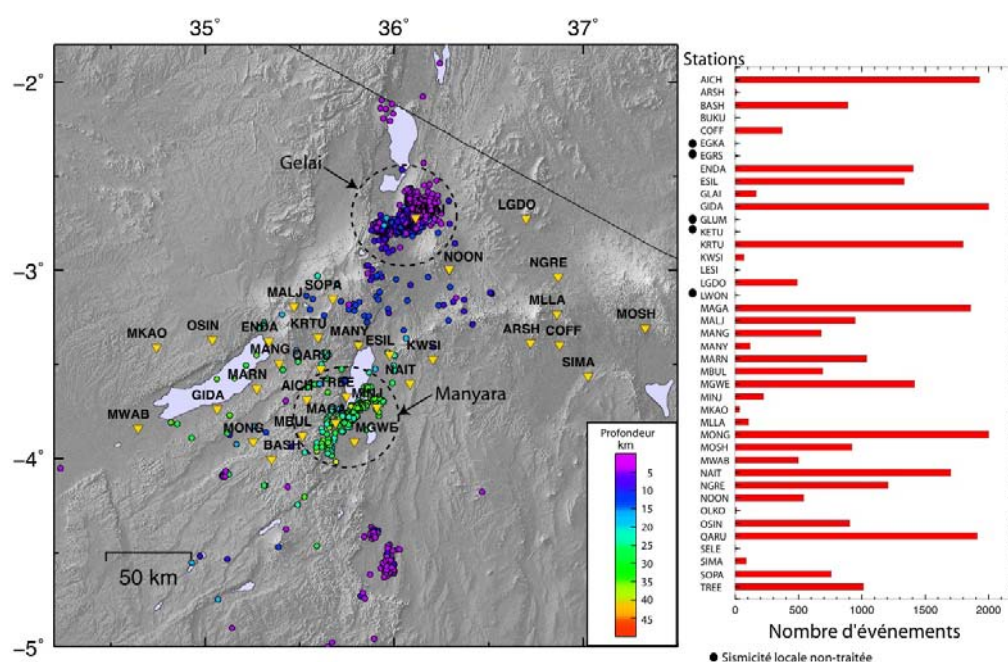


FIG. 1.13: Gauche : Carte de la sismicité enregistrée par le réseau SEISMO-TANZ'07 entre Juin et Novembre 2007. Droite : Nombre d'événements localisés enregistrés par chacune des stations.

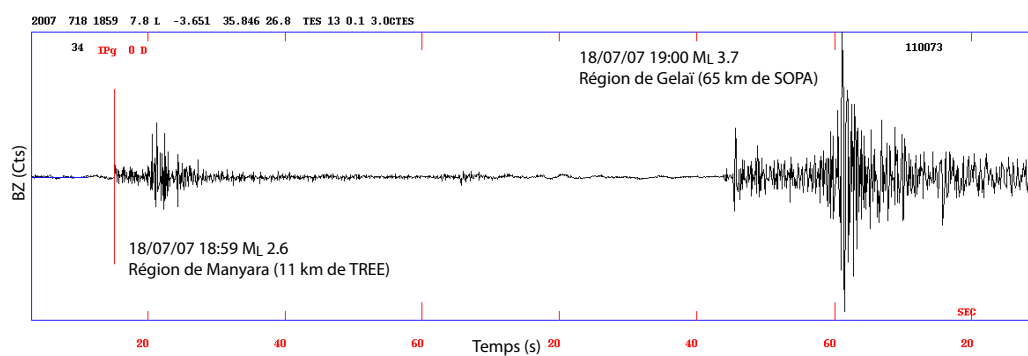


FIG. 1.14: Exemple de sismogramme mettant en évidence l'effet "masque" de la crise de Gelai sur la sismicité de Manyara (enregistrement de la station AICH, composante verticale). Le premier séisme s'est produit à 34 km de AICH (le temps d'arrivée de la phase P_g est marqué par un trait rouge) et le second à 122 km. Les stations les plus proches de chacun des séismes sont respectivement TREE et SOPA. I, impulsif; D, dilatation.

Localisation absolue

Les séismes ont été localisés dans un premier temps avec le programme HYPO-CENTER (Lienert et Havskov, 1995) pour un modèle de vitesse issu d'une expérience de sismique-réfraction menée au sud du Kenya (Tab. 1.2, KRISP Working Party, 1991). Les localisations et erreurs calculées associées sont présentées dans la section 3.2.1 sous la forme d'un article publié au *Journal of African Earth Sciences*. 241 événements ont un gap³ inférieur à 180° mais sont en bordure de réseau, ce qui reflète une forte incertitude sur l'ensemble des données (Fig. 1.15). La RMS fournit une estimation de l'ajustement des paramètres du modèle aux données, indiquant l'écart entre le temps calculé et le temps observé (écart à la moyenne au sens des moindres carrés). Les valeurs de RMS sont de manière cohérente plus importantes pour les séismes hors du réseau mais restent relativement élevées pour le reste des événements. Le calcul d'un modèle de vitesse minimum 1D, décrit dans le chapitre suivant, a cependant permis d'améliorer les résultats.

Toit de la couche (km)	V_P (km.s ⁻¹)
0	5.9
14	6.5
27	6.8
37	8.0

TAB. 1.2: Modèle de vitesse initial (d'après KRISP Working Party, 1991). Le Moho est placé à 37 km de profondeur.

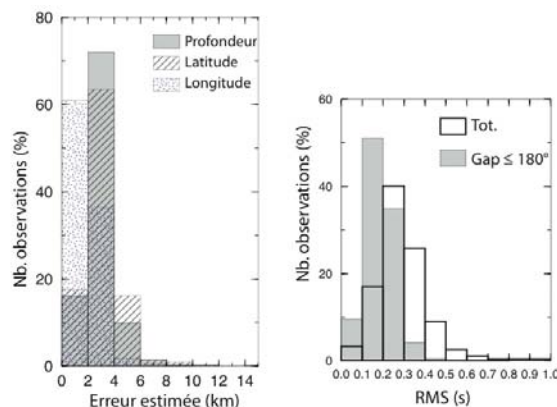


FIG. 1.15: Gauche : Erreur de localisation en latitude, longitude et profondeur. Droite : RMS des événements localisés.

³Angle maximal entre l'épicentre et deux stations adjacentes

Un rapport V_p/V_s moyen de 1.72 a été déterminé pour l'ensemble des temps d'arrivées des ondes P et S observés à partir de la méthode de Chatelain (1978).

Localisation relative

Nous avons ensuite réalisé une relocalisation par le biais du programme *HypoDD*, qui utilise l'algorithme de la double-différence développé par Waldhauser et Ellsworth (2000) pour localiser des séismes de manière relative dans un essaim.

Il permet d'améliorer la localisation des hypocentres en s'affranchissant des effets de l'approximation du modèle de vitesse utilisé dans la localisation absolue. Pour cela, la distance entre deux événements doit être faible par rapport à la distance avec la station. La différence de trajet entre deux événements et la même station est supposée être indépendante des hétérogénéités de vitesse le long du rai.

Le programme cherche à minimiser le résidu de la différence des temps de trajet, la double-différence, pour une paire d'événements à une station donnée.

Un premier tri est réalisé dans le catalogue initial en cherchant et sélectionnant les phases (observations) pour chaque paire. Des liens sont construits entre chaque événement et un nombre d'événements voisins qui sont situés dans un rayon inférieur à une distance fixée par l'utilisateur. Le lien entre un événement et un événement-voisin est dit "fort" s'il existe un nombre de liens minimum entre eux. Ce dernier paramètre doit être au moins égal à 8 puisqu'il doit y avoir au moins une observation par degré de liberté (x , y , z et le temps origine t_o) : dans ce cas pour être considérés voisins et avec un lien "fort", les deux événements doivent avoir une phase observée par au moins 8 stations communes. Les phases sont ensuite sélectionnées selon une distante croissante jusqu'à ce que le nombre d'observations maximal pour la paire soit atteint. *HypoDD* minimise, de manière itérative, les résidus entre les différences de temps de trajet (doubles) observés et calculés. Nous avons utilisé la méthode de décomposition en valeurs singulières (SVD) pour résoudre le système des équations des doubles-différences, qui est adaptée aux petits systèmes.

De la même manière que pour la localisation absolue, la technique des doubles-différences est limitée par la géométrie du réseau et va intégrer les erreurs préalables, telle que celle associée au pointé des temps d'arrivée. *HypoDD* utilise les données issues de la corrélation des formes d'ondes ou des catalogues ou des deux. Nous avons utilisé ici les catalogues répertoriant les temps d'arrivée des ondes P et S observés.

Magnitude, b-value

Les magnitudes locales M_L ont été déterminées à partir de l'amplitude maximum A et de la distance épacentrale D avec la formule (Hutton et Boore, 1987) :

$$M_L = a \log(A) + b \log(D) + cD + d \quad (1.1)$$

avec $a = 0.925$, $b = 0.91$, $c = 0.00087$ et $d = -1.31$, (Hollnack et Stangl, 1998).

Une partie des magnitudes ($\sim 10\%$) n'a cependant pas encore été pointée (mois de Juillet pour les événements autour de Manyara). La plupart des événements ont une magnitude comprise entre 2.5 et 3.5 et le catalogue est complet pour la magnitude seuil M_L 2.9 (Fig. 1.16). Les constantes a et b de la relation de Gutenberg-Richter ($\log(N) = a + bM$, où N est le nombre cumulé d'événements sur un intervalle de temps donné ayant une magnitude supérieure ou égale à la magnitude M , voir Gutenberg et Richter, 1944) calculés sont égales respectivement à 5.14 et 0.73 (méthode de Aki, 1965, "maximum likelihood"). La valeur de a caractérise le niveau de sismicité et la valeur b peut être reliée à l'environnement tectonique et à la prépondérance des séismes forts ($b < 1$) ou faibles ($b > 1$) dans la zone étudiée (Lestuzzi et Badoux, 2008). Les expériences en laboratoire ont montré que b diminuait avec l'augmentation de la contrainte (Scholz, 1968). Scholz (2002) indique que la valeur de b est généralement stable (à l'échelle du globe, la valeur de b est égale à 1), à part dans les contextes volcaniques où elle est parfois plus élevée.

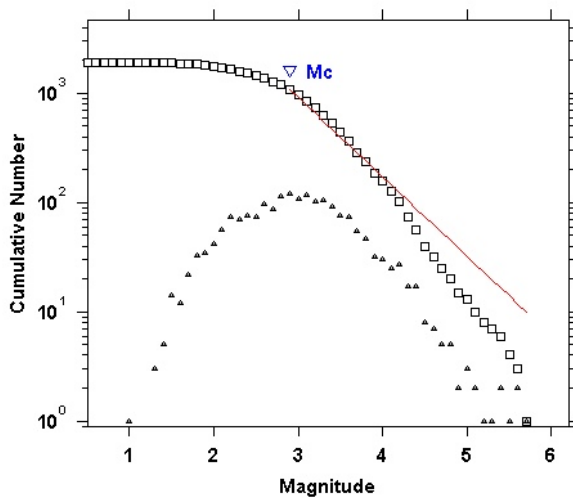


FIG. 1.16: Logarithme du nombre cumulé d'événements en fonction de la magnitude sur la période d'enregistrement (relation de Gutenberg-Richter). Le catalogue est complet pour la magnitude seuil $M_c = 2.9$. (graphique réalisé avec *zmap* Wiemer, 2001).

Maximum Likelihood Solution
 b-value = 0.727 +/- 0.02, a value = 5.14, a value (annual) = 5.48
 Magnitude of Completeness = 2.9

Chapitre 2

Sismicité : méthodes et résultats

Les méthodes appliquées sur les données enregistrées par le réseau SEISMO-TANZ'07 et les résultats obtenus sont présentés dans ce chapitre.

Un modèle de vitesse d'onde P 1D minimum et des corrections aux stations associées ont été calculés avec le programme VELEST (Kissling, 1988), à partir d'une sélection appropriée d'événements. Ce travail, qui a bénéficié d'une collaboration avec Stephan Husen (SED, ETH, Zurich), est présenté sous la forme d'un rapport rédigé en anglais.

Les mécanismes au foyer ont été déterminés à partir de la polarité des ondes P , en utilisant l'algorithme HASH (Hardebeck et Shearer, 2002).

L'inversion du tenseur des contraintes local a ensuite été réalisée avec l'algorithme de Michael (1987, 1988) après avoir vérifié la compatibilité des mécanismes au foyer par la méthode des dièdres droits.

2.1 Calcul d'un modèle de vitesse 1D minimum

2.1.1 Data, VELEST program

Introduction : the experiment and the data

The SEISMO-TANZ'07 experiment is a French-Tanzanian collaboration aiming to analyse the seismological data from a local network settled in Northern Tanzania for 6 months. The equipment came from the french national pool Lithoscope and french laboratories (Géoazur, Nice; Domaines Océaniques, Brest). It was launched in February 2007 with a site recognition and followed in June by the installation of 35 stations (Fig. 2.1). In August, we did a maintenance and retrieval data mission during which the KWSI station was moved to GLAI and a new one, NOON, was installed. Indeed, the KWSI site was damaged, so no more safe, and we wanted to extend the network to the Natron region, affected by a M_w 5.9 earthquake in July, without changing completely its configuration. At the end of November, most of the stations were taken off, some of them moved to the North from which data are not studied here.

The equipment is composed of continuous digital recording systems with GPS time control (TITAN, mini-TITAN and OSIRIS). The sample rate was 125 Hz everywhere but at MOSH station where it was 62.5 Hz. This site is located at the extreme eastern side of the region where only teleseismic observations were expected. Different sensors were used : 2 short period (L4C - 1Hz and L22 - 2Hz), 20 enlarged bands (Noemax (20s - 50Hz) and Lennartz Le3D (5s - 50 Hz)) and 13 broadband (Güralp CMG 40T (60s-50Hz) and Güralp CMG 3T (120s - 50Hz)). The power was generally supplied by solar panels charging batteries. Five stations (ARSH, BUKU, LESI, OLKO, SELE) were out of order during nearly all the period.

We first ran an STA/LTA (short-term average/long-term average) trigger algorithm on the continuous recording raw data corrected from the time drift of the internal clock. Events were converted to the SEISAN software format (Havskov et Ottemöller, 2008), used to pick P and S -wave arrivals and evaluate the signal duration.

The preliminary earthquake location was performed with the location program HYPOCENTER (Lienert et Havskov, 1995).

More than 2000 earthquakes were located during the 6 months of the experiment, using a minimum of 6 stations. About 80% are due to the Gelai crisis, the northern

2.1. Calcul d'un modèle de vitesse 1D minimum

sequence (Fig. 2.1). Unfortunately, the majority of the events is outside the network (grey points) and had a “hiding effect” on the micro-seismicity of the Manyara-Eyasi tectonic system, particularly in July and for the two first weeks of August.

From the well-located earthquakes (azimuthal gap¹ $\leq 180^\circ$ and at least 6 P -observations, red points on Fig. 2.1) we have computed a minimum 1D P -velocity model with the routine VELEST (Kissling et al., 1994; Kissling, 1995). It consists of solving the coupled hypocenter-velocity model problem (e.g. Crosson, 1976) by simultaneously inverting travel time data for both model and hypocenter parameters (Kissling, 1988). Indeed, neglecting the coupling between hypocenters and velocity parameters may lead to systematically bias the solution of the location problem and the corresponding error estimate (Kissling et al., 1995). We present our approach and results in the next sections.

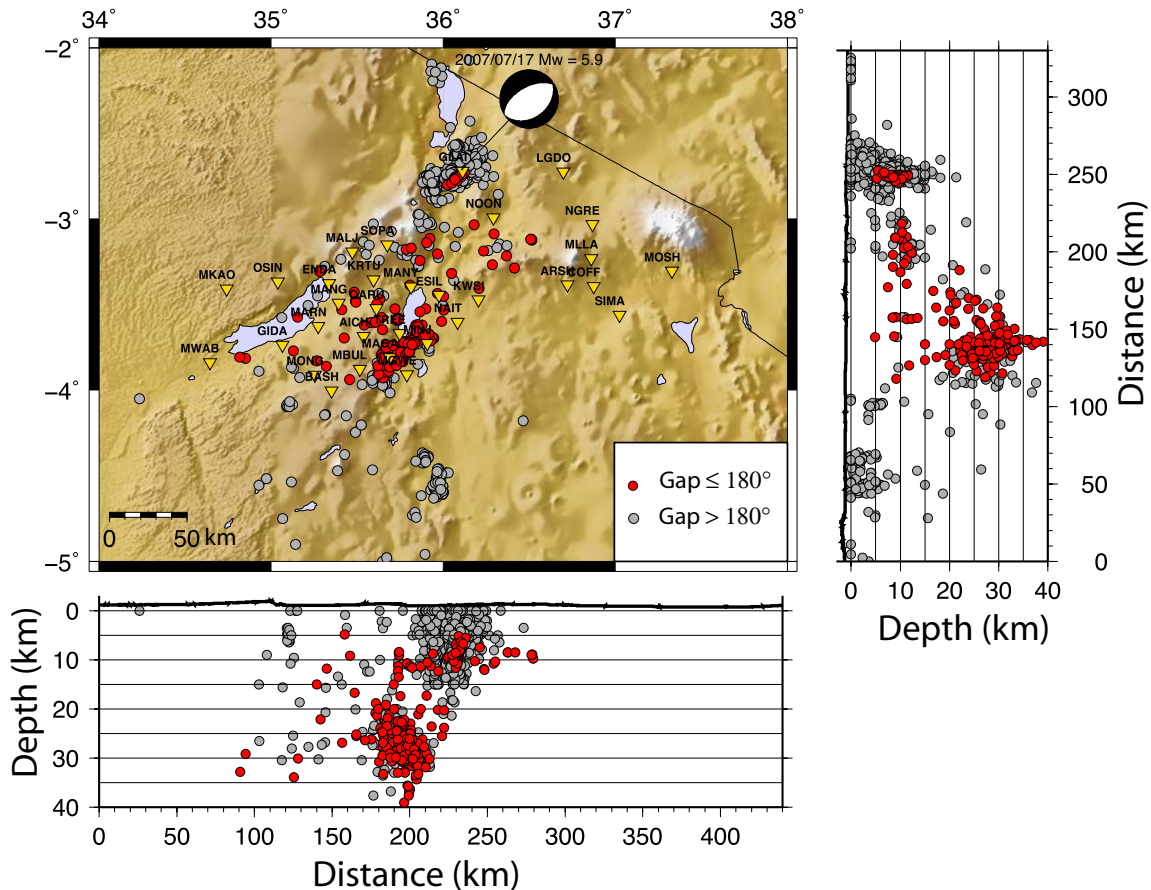


FIG. 2.1: SEISMOTANZ'07 network (yellow triangles) and seismicity recorded during the 6 months of the experiment.

¹Gap : Largest angle between two adjacent stations as viewed from an event.

Short description of VELEST

The travel time of a seismic wave generated by an earthquake is a non-linear function of both the hypocentral parameters (origin time and geographic coordinates) and the velocity parameters of the medium sampled by the ray between hypocenter and station. The determination of these unknown parameters from a set of observed arrival times is called the coupled hypocenter-velocity model problem (Crosson, 1976; Thurber, 1992; Kissling, 1988).

Program VELEST (Kissling et al., 1994; Kissling, 1995) has been designed to derive 1D velocity model with corresponding stations corrections for earthquake location procedures and as initial references models for seismic tomography (see Kissling, 1988; Kissling et al., 1995, for the concept of the minimum 1D model).

VELEST allows to solve the hypocenter-velocity model problem by simultaneously inverting for hypocenter and velocity parameters. Because of the non-linearity of the problem, the solution is obtained iteratively. In the algorithm, one iteration consists of solving both the complete forward problem and the complete inverse problem.

This simultaneous inversion procedure is a damped least square inversion with individual damping parameters for each parameter (origin time, earthquake epicenter and depth, station delays and velocity of the model layers). The minimum 1D velocity model is obtained by a trial and error approach and is the one that leads to a minimum average of RMS (Root Mean Square) values for all earthquakes (Kissling, 1995). It is also the one that best reflects the a priori information (refractions studies, etc...).

VELEST also allows to run in “single-event-mode”, meaning the classical location inversion.

We’ve followed the trial and error procedure described by Kissling (1995) and Kissling et al. (1994) to compute the velocity model. It starts with finding an appropriate model layering (a priori model) by gathering all information from previous studies and by a selection of the best events in the database. A reference station has to be chosen for the station delays, preferentially in the center of the network and in a place where there are no site effects. Moreover it should have recorded most of the events.

Data selection, phase picking, error assessment

A first hand-picking (P and S -arrivals) was involved on the SEISMO-TANZ'07 data set (June to November 2007) leading to the location of more than 2000 earthquakes. We have selected 234 well locatable events by applying the criteria of a minimum of 6 P -observations and an azimuthal gap less than 180° . Most of them are situated in the Eyasi-Manyara (Mbulu) zone (red dots on Fig. 2.1). A new assessment of the P -arrivals of these recordings was done, following the hand picking procedure described by Diehl et al. (2009) in order to be as consistent as possible. It consists in identifying the “earliest” (t_E) and “latest” (t_L) possible time arrival, and to pick the “most likely” time arrival in between. It enables the definition of weighting classes dependent on the measured time error intervals ($t_L - t_E$) (Table 2.1). Because of the high quality of the data, time uncertainty of most of the arrivals was less than ± 0.025 s and it was generally not necessary to filter the signal. The average picking accuracy for P -phase-picks for this data set is less than 0.05 s.

P -quality class	Error (s)	Weight (%)	Nb. observations
0	± 0.025	100	1530
1	± 0.050	75	599
2	± 0.100	50	290
3	± 0.200	25	94

TAB. 2.1: Error assessment used to assign weight to P -arrivals and number of P -picks for each quality class derived from the 234 events selected.

2.1.2 A priori model and trial and error approach

A priori velocity model, first run of Velest

Our a priori 1D P-velocity model is derived from previous studies in the area (Fig. 2.2A, thin line) : seismic refractions in the south Kenya (KRISP Working Party, 1991; Birt et al., 1997; Prodehl et al., 1997), receiver function analysis (Last et al., 1997; Julia et al., 2005) and P_n travel time inversion (Brazier et al., 2000; Nyblade et Brazier, 2002).

First, we choose a model geometry (layer thickness) with thin layers (3 km) in the uppermost and lowermost layers of the crust (Fig. 2.2A, thin line). Indeed, as most of the events are deep we might expect to well resolve the velocity of the lower crust and particularly the depth of the Moho.

We relocated the selected events (see section 2.1.1) with VELEST using a damping coefficient of 0.01 for the hypocentral parameters and the station delays, and 0.1 for the velocity parameters. We stopped the iteration when the average RMS became less than the average picking error (after five iterations in this case, in order not to fit the noise) (Fig. 2.2C, red squares). The resulting velocity model is plotted on Figure 2.2A with thick line as well as the depth distribution of the relocated events.

Then we located the events in the “single-event mode” of VELEST, with the velocity model just obtained. We selected 203 well-locatable earthquakes with the same criteria as before (at least 6 P -observations and a gap less than 180°).

2.1. Calcul d'un modèle de vitesse 1D minimum

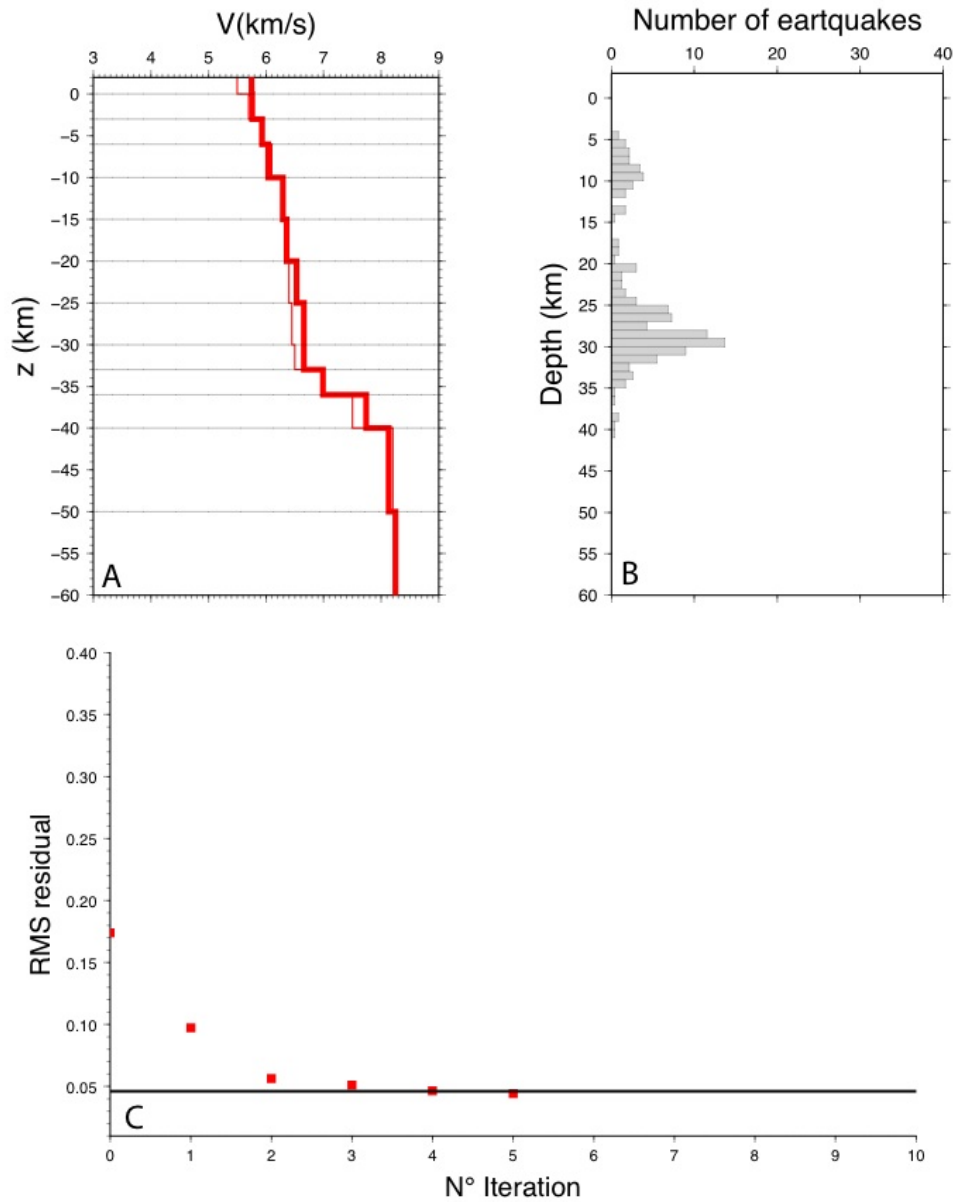


FIG. 2.2: **A.** 1D P -velocity model with thin layers (~ 3 km) in the uppermost and lowermost layers of the crust deduced from bibliography : initial model is plotted with thin line and final model computed with VELEST with thick line. **B.** Depth distribution of earthquakes after the VELEST run (A). **C.** RMS versus number of iterations in the inversion for the a priori velocity models plotted in A. Black line corresponds to the average picking error.

Tests with many a priori velocity models

Then we tested different velocity models by running VELEST using a damping coefficient of 0.01 for the hypocentral parameters, 0.1 for the station delays and 1.0 for the velocity parameters (Fig. 2.3A). We note a good convergence of the models between 10 and 36 km depth, but uppermost crustal layers and Moho depth are poorly constrained. Two final models (black and cyan on Fig. 2.3A) remain relatively far from the others which can be explained by the fact that they were computed with initial velocities very far from the a priori model (Fig. 2.2A) so not initially realistic enough according to the region. As a consequence, their average RMS is high compared to other models, or even above the average picking error (Fig. 2.3C).

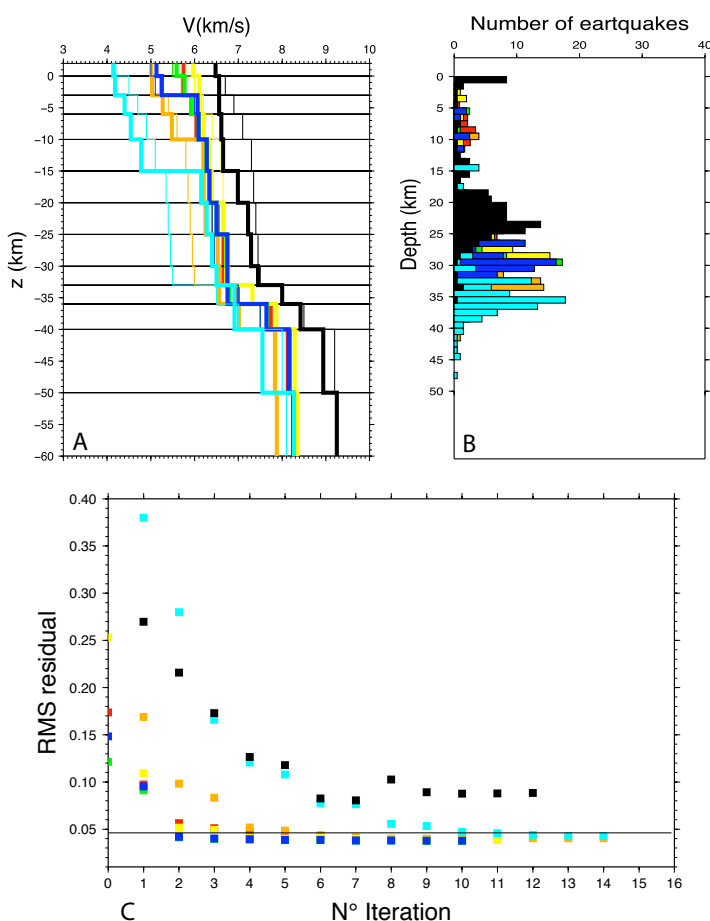


FIG. 2.3: **A.** Initial (thin line) and final (thick line) velocity models after inversion with same geometry (layer thickness) than in Fig. 2.2A. **B.** Depth distribution of earthquakes for the final velocity models plotted in A. **C.** RMS versus number of iterations in the inversion for the different velocity models plotted in A. Black line corresponds to the average picking error.

2.1. Calcul d'un modèle de vitesse 1D minimum

We made the same tests with thin layers limited to the upper crust (Fig. 2.4), as the data set do not allow to well resolve the depth of the Moho. As before, from 10 to 35 km, a good convergence between the models is observed, but is less marked for the most unrealistic ones (plotted in yellow and orange in Figure 2.4A).

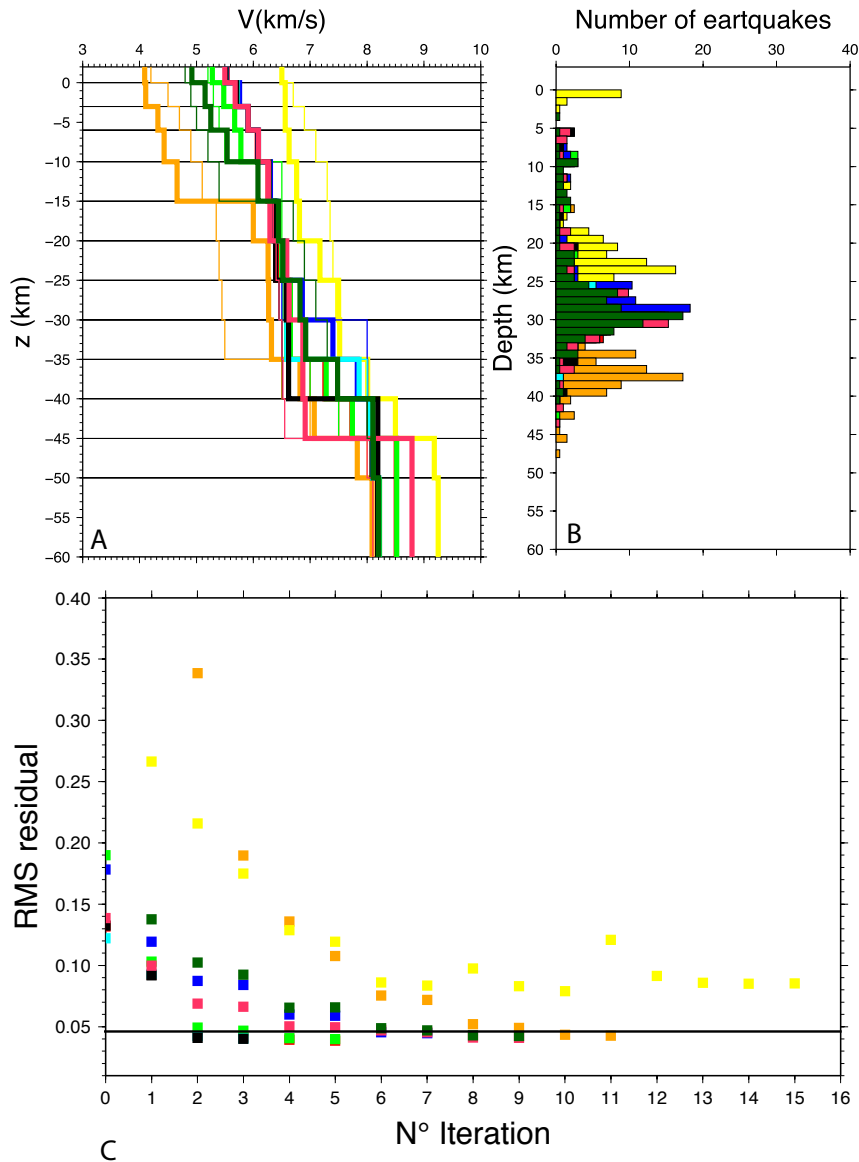


FIG. 2.4: **A.** Initial (thin line) and final (thick line) velocity models after inversion with thin layers only in the upper crust. **B.** Depth distribution of earthquakes for the final velocity models plotted in A. **C.** RMS versus number of iterations in the inversion for the different velocity models plotted in A. Black line corresponds to the average picking error.

Determination of Moho depth from P_n arrivals

As mentioned earlier (Section 2.1.2, Figs. 2.2,2.3 and 2.4), velocity models computed with our dataset do not show a velocity jump that would correspond to the Moho. Crustal thickness is ≥ 35 km but it is not clear whether Moho is closer at 35 than 40 or 45 km depth. This means that only few rays well sampled this part of the crust.

Refracted waves are good indicators of the Moho depth. Even if we have identified few of these phases, probably because most of the earthquakes are small and are not recorded by farthest stations (epicentral distance $D > 110$ km), some records have helped us to better constrain the depth of this discontinuity as illustrated in Figure 2.5. In this case, refracted waves were picked as 1st arrivals at stations MOSH ($D = 174$ km), NGRE ($D \sim 140$ km) and MWAB ($D \sim 130$ km) from records of two earthquakes located in the south-Manyara cluster at ~ 30 km depth. Theoretical reduced time curves $t_r(D)$ are plotted for direct (P_g) and refracted (P_n) waves for crustal and mantle velocities of 6.4 km.s^{-1} and 8 km.s^{-1} respectively and several crustal thickness ($H = 35$ to 45 km). Refracted observed times are better fitted for a crustal thickness of 35 or 40 km than 45 km, which appears too large. These observations are consistent with the results of Last et al. (1997), who found an average crustal thickness of 37 ± 2 (s.d.) km in northeastern Tanzania, from a combined analysis of receiver functions and Rayleigh wave dispersion. We choose a crustal thickness of 35 km for the following calculations (and not 37 km in order to keep a velocity model with the same geometry), reminding that the discontinuity is not clear.

2.1. Calcul d'un modèle de vitesse 1D minimum

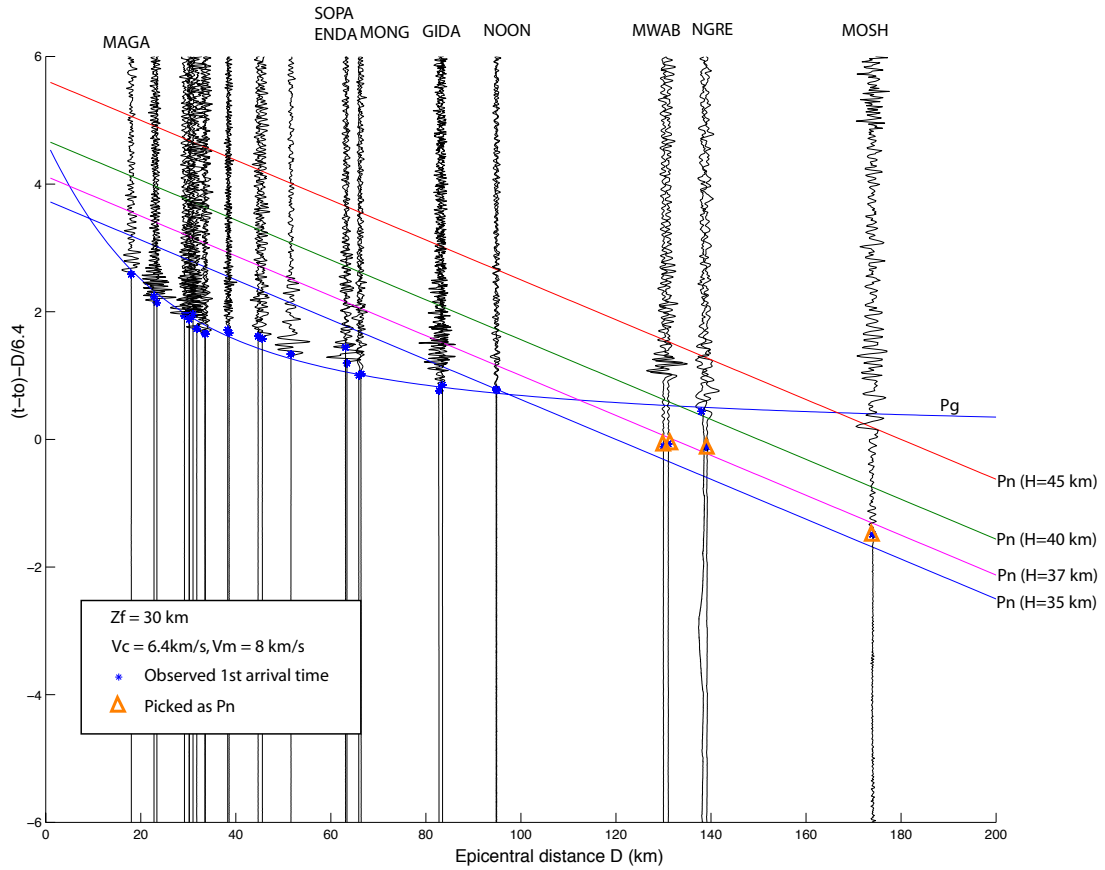


FIG. 2.5: Seismograms of two earthquakes of the south-Manyara cluster plotted against epicentral distance, with reduced time. Theoretical reduced travel time curves P_g and P_n of respectively direct and Moho-refracted phases are also plotted for different crustal thickness. D , epicentral distance; H , crustal thickness; V_c , crustal velocity; V_m , mantle velocity; Z_f , depth of the earthquakes.

2.1.3 Results and stability tests

The minimum 1D P -velocity model

From results described in Sections 2.1.2 and 2.1.2 we have calculated a velocity model with the geometry plotted in figure 2.4A and a Moho at 35 km depth, with the same procedure (damping, iterations...). The velocity layering is reported in Table 2.2. The validity of this velocity model is of course limited by the small number of observations and the uneven distribution of the earthquakes (horizontally and vertically) resulting in an uneven ray coverage and ray sampling (Fig. 2.6).

z (km)	V_p (km.s ⁻¹)
-3.0	5.52
0.0	5.72
3.0	5.91
6.0	6.09
10.0	6.29
15.0	6.36
20.0	6.54
25.0	6.54
30.0	6.54
35.0	8.00
40.0	8.20
50.0	8.25
60.0	8.30

TAB. 2.2: Minimum 1D P -velocity model.

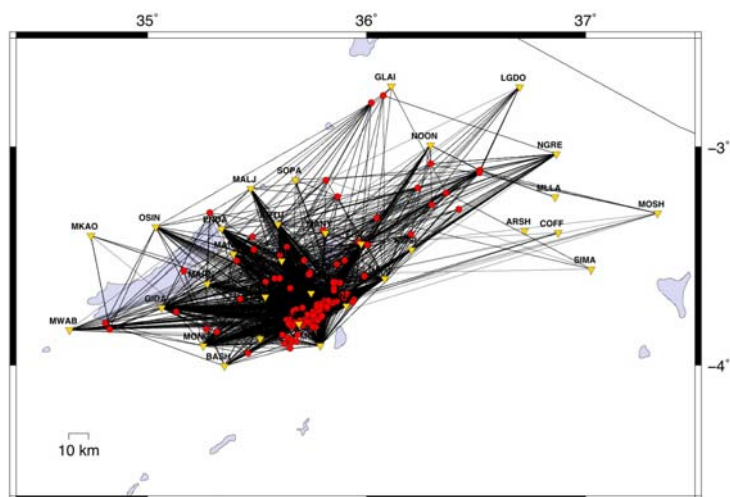


FIG. 2.6: Ray coverage from the epicentral distribution of the 203 earthquakes used in the inversion.

2.1. Calcul d'un modèle de vitesse 1D minimum

Station corrections

Station delays to a minimum 1D model are a good indicator of the lateral variations in the subsurface (Kissling, 1995; Haslinger et al., 1999; Husen et al., 1999). We calculated them by overdamping the velocity parameters (Tab. 2.2) and relatively to the reference station QARU (Fig. 2.7).

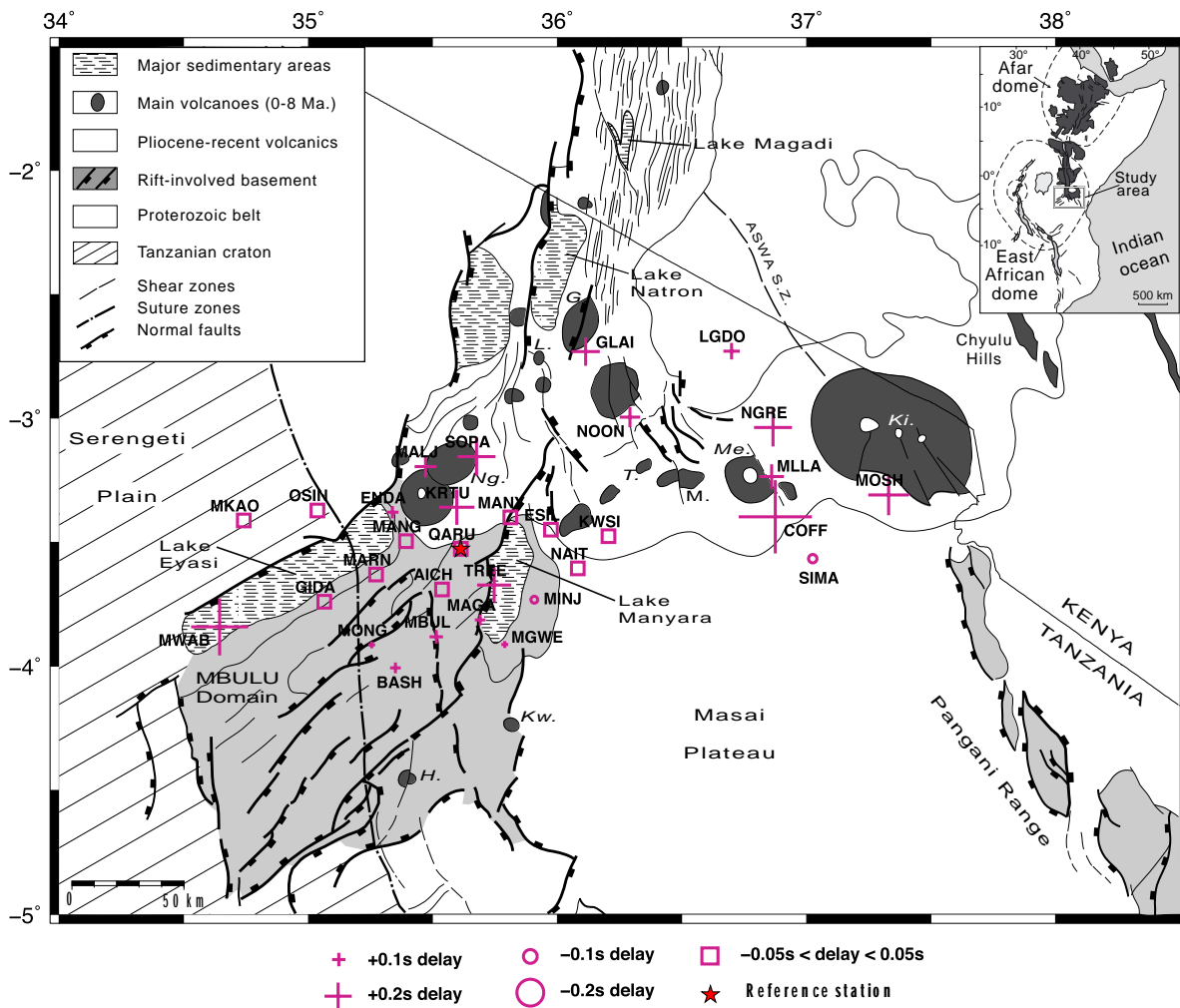


FIG. 2.7: Station delays corresponding to the minimum 1D P -velocity model plotted on a structural sketch map of the NTD (modified from Le Gall et al., 2008). ASWA SZ, ASWA shear zone; G., Gelai; H., Hanang; Ki., Kilimanjaro; Kw, Kwaraha; L., Lengai; Ng., Ngorongoro

General near-surface geology is well reflected by the results, which supports the validity of the velocity model. High positive delays are correlated with volcanic

and/or sediment deposit (COFF, NGRE, MLLA, , MOSH, GLAI, SOPA, MWAB, TREE) and stations with small delays are generally above the basement, as in the Mbulu block (AICH, MANG, MARN, GIDA), the Tanzanian Craton (OSIN, MKAO) or the Masai plateau (NAIT, SIMA) (Tab. 2.3 and Fig. 2.7).

The relevance of the station corrections is however limited by the number of observations as at LGDO where the number of observations is insufficient to constrain well enough the station correction, expected to be smaller according to its location in the basement.

Station	Delay (s)	Local site characteristics	Nb observations
AICH	0.02	Basement	187
BASH	0.08	Sediment deposits	40
COFF	0.54	Sediment deposits	3
ENDA	0.09	Sediments deposits	86
ESIL	0.00	Blocks and volcanoclastic deposits	147
GLAI	0.21	Volcanics	3
GIDA	-0.01	Basement	184
KRTU	0.26	Blocks and volcanoclastic deposits	141
KWSI	0.02	Blocks and volcanoclastic deposits, top of hill	15
LGDO	0.12	Basement, concrete	10
MAGA	0.08	Basement	171
MALJ	0.16	Volcanics, on crater rim	32
MANG	0.02	Basement	75
MANY	0.03	Basement, top of the scarp	12
MARN	0.01	Basement	64
MBUL	0.10	Blocks and sediment deposits (alterite), top of hill	77
MGWE	0.05	Basement, concrete	150
MINJ	-0.05	Blocks and sediment deposits	25
MKAO	-0.01	Basement	5
MLLA	0.18	Volcanics	2
MONG	0.05	Blocks and sediment deposits	181
MOSH	0.30	Volcanics, concrete	6
MWAB	0.42	Lake sediments, concrete	33
NAIT	0.02	Blocks and sediment deposits	158
NGRE	0.28	Volcanics	27
NOON	0.15	Blocks and volcanics	22
OSIN	0.00	Basement	35
QARU	Ref.	basement	178
SIMA	-0.06	Tanzanite mine, concrete	3
SOPA	0.28	Volcanics, inside crater	8
TREE	0.25	Lake sediments, base of the Manyara scarp	79

TAB. 2.3: Stations correction computed with the final minimum 1D P -velocity model, site characteristics (geology, morphology...) and number of P -observations used in the inversion. QARU is the reference station.

Stability tests

We have made several tests to assess the stability of the minimum 1D P -velocity model (Kissling, 1995; Husen et al., 1999).

The first one consisted in shifting hypocenters of ± 6 to 8 km in each direction (x, y, z), but avoiding “air quakes”, to check for a small bias in the hypocentre locations and for the robustness of the solution to the coupled problem. Then the simultaneous inversion was performed for different types of damping : in one case (Fig. 2.8A), the velocity parameters are overdamped while in the the other case (Fig. 2.8B), the damping is “normal” (equal to 0.1) for depth between 3 and 35 km and equal to 10 for upper and lower layers. Most of the hypocenters are relocated to their original position, with a standard deviation greater for depth than for epicentre (Fig. 2.8). Five earthquakes were checked individually : three of them presented a majority of phases with a quality class greater than 2 (see Table 2.1) and were rejected. However, we observed changes in velocity for certain layers in the case of “normal” damping : $+0.13 \text{ km.s}^{-1}$ and $+0.27 \text{ km.s}^{-1}$ between 20-25 km and 25-35 km respectively. This would be linked to an heterogeneous depth distribution of the earthquakes but also to the uncertainty of the velocity model in these layers.

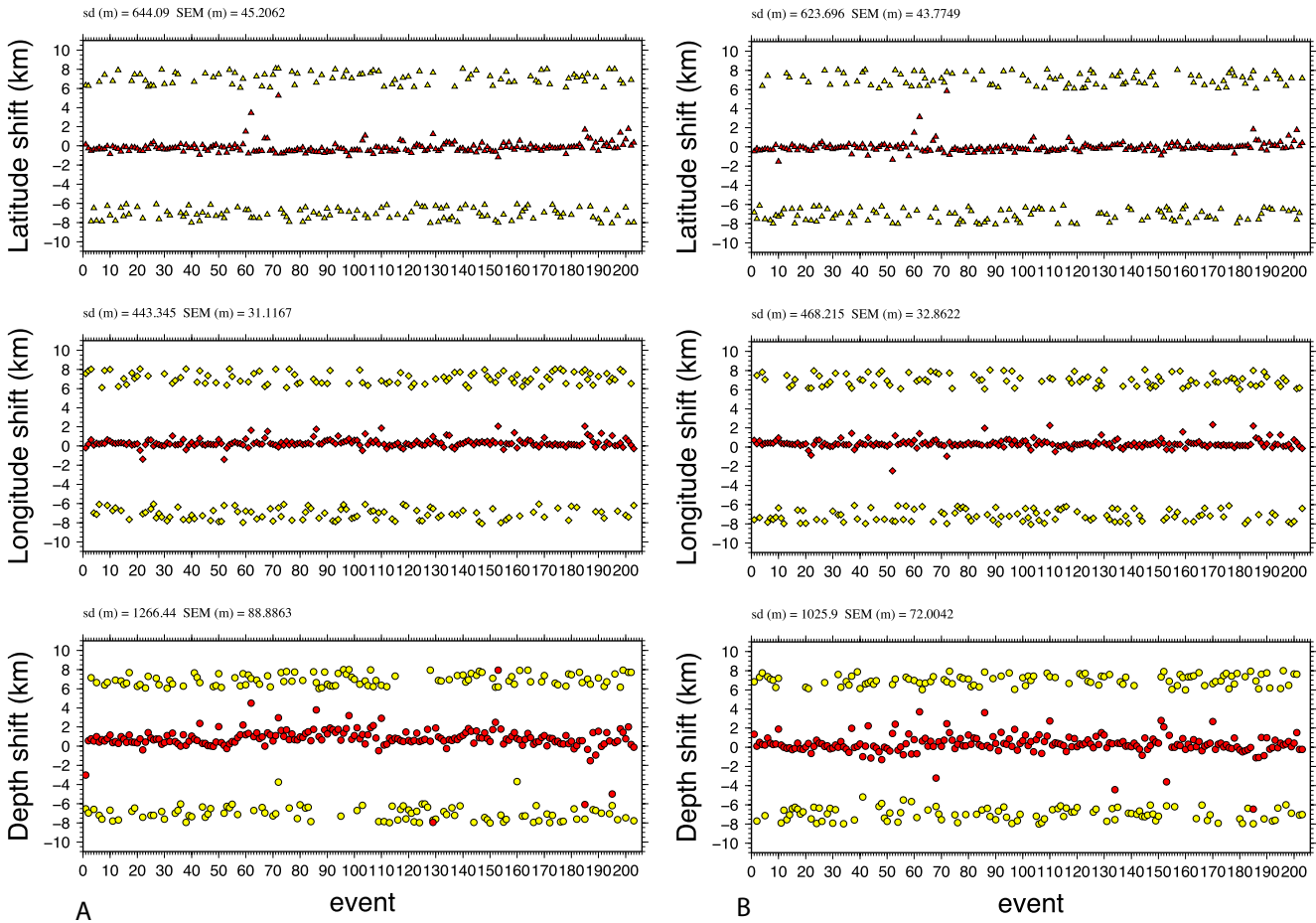


FIG. 2.8: Hypocentral uncertainty tests : hypocenters are randomly shifted from their initial location by ± 6 to 8 km in each direction before being introduced in the inversion, done with the minimum 1D P-velocity model (station delays are initially equal to 0). Difference between shifted and initial hypocenters is plotted in yellow, and difference between relocated and initial hypocenters is plotted in red. **A.** Overdamped velocity model : damping values are 0.01, 0.1 and 99.0 respectively for hypocenters, station delays and velocity parameters. **B.** Normal damping : damping values are 0.01, 0.1 and 1.0 respectively for hypocenters, station delays and velocity parameters. The latter has damping of 10.0 for depth < 3 km and > 35 km. sd, standard deviation ; SEM, standard deviation of the mean.

2.1. Calcul d'un modèle de vitesse 1D minimum

A second test consisted in shifting hypocenters systematically in one direction : depth has been increased by 10 km before the inversion in which velocity is strongly damped (Fig. 2.9A) or allowed to change over most of the crust (Fig. 2.9B). Since we solve a coupled inverse problem, control parameters are adjusted to compensate the initial bias in hypocentres.

In both cases (overdamped and “normal” damping), hypocentres are relocated close to their initial position. Inversion with “normal” damping has resulted in changes in velocity model : -0.19 km.s^{-1} , -0.3 km.s^{-1} and $+0.2 \text{ km.s}^{-1}$ in layers 3-6 km, 6 -10 km and 25-35 km respectively, indicating the velocity model is poorly constrained in these layers.

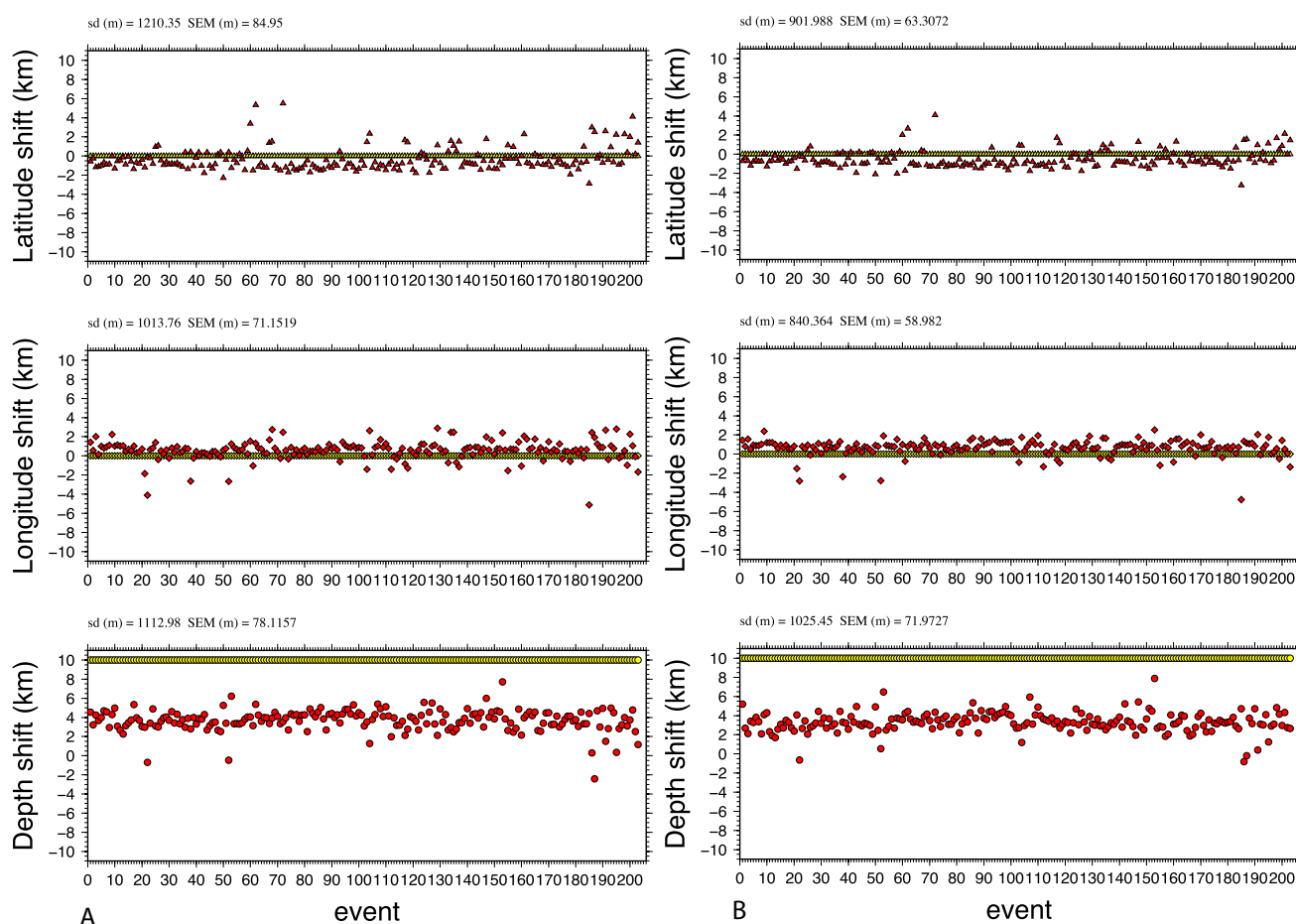


FIG. 2.9: Hypocentral uncertainty tests : hypocenters are shifted systematically from their initial location of +10 km in depth before being introduced in the inversion, done with the minimum 1D P-velocity model (station delays are initially equal to 0). Difference between shifted and initial hypocenters is plotted in yellow, and difference between relocated and initial hypocenters is plotted in red. **A.** Overdamped velocity model : damping values are 0.01, 0.1 and 99.0 respectively for hypocenters, station delays and velocity parameters. **B.** Normal damping : damping values are 0.01, 0.1 and 1.0 respectively for hypocenters, station delays and velocity parameters. The latter has damping of 10.0 for depth < 3 km and > 35 km. sd, standard deviation ; SEM, standard deviation of the mean.

Conclusion

From a set of well-located earthquakes, we computed a minimum 1D P -velocity model : it is characterized by high velocities and does not show particular discontinuities. Compared to previous 1D models published in the area, we find a slightly higher P -wave velocity in the lower crust. The station corrections are well correlated to surface geology and contribute to improve the absolute earthquake locations. The final minimum 1D P -velocity model and station delays reduce the data RMS residual from 0.1 s to 0.05 s. We thus relocated all the database with this minimum 1D P -velocity model and stations corrections (Tab. 2.2 and Fig. 2.10).

Because of the small numbers of events and their heterogeneous depth and spatial distribution, the velocity model is best constrained in the middle crust of the NTD, between 10 and 25 km depth. One way to improve the velocity structure and hypocenter locations would be to use S waves and to calculate a minimum 1D S -velocity model.

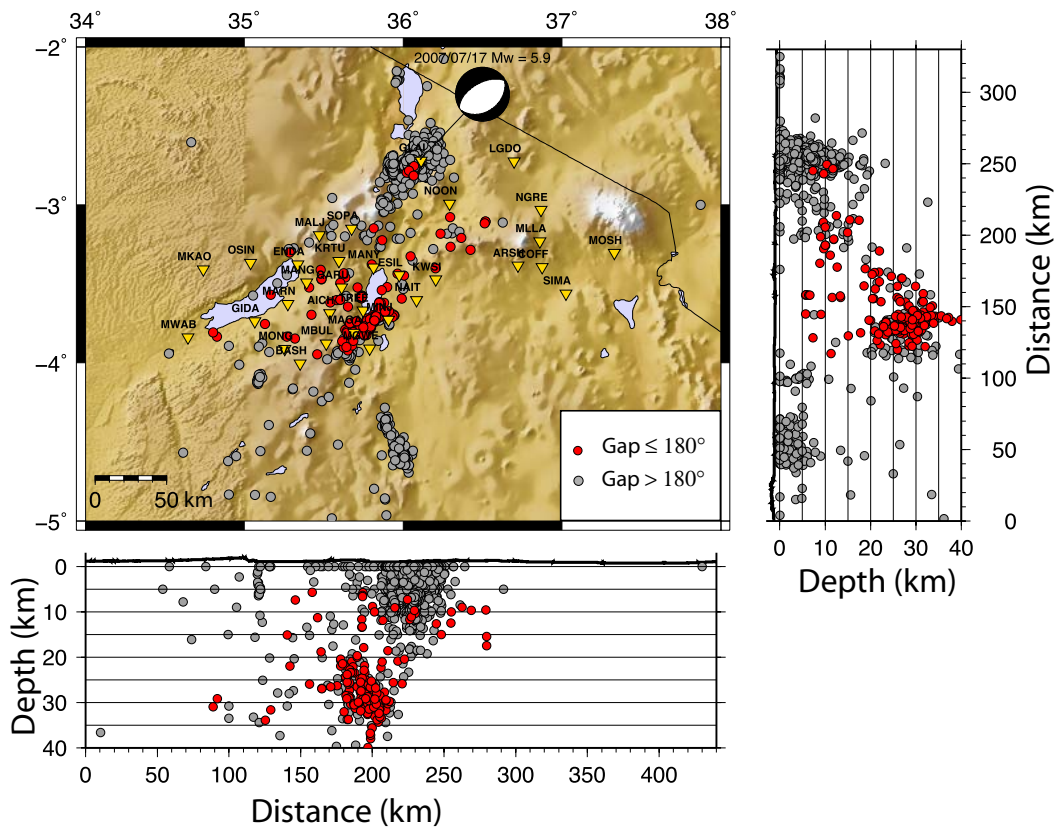


FIG. 2.10: Relocation of all the seismicity recorded during the 6 months of the experiment with the minimum 1D P -velocity model.

2.2 Détermination des mécanismes au foyer

2.2.1 Caractérisation de la source sismique

Moment sismique, notion de double couple

Située à plusieurs kilomètres de profondeur, la source des tremblements de terre n'est pas directement observable. Des formulations mathématiques sont donc nécessaires pour relier le déplacement observé en surface aux effets de source et de propagation (Aki et Richards, 1980). La source sismique, supposée ponctuelle, est représentée par un tenseur exprimant sa radiation et sa géométrie, appelé tenseur des moments sismiques (M_{kj}). Dans la plupart des études sismologiques, on assimile un tremblement de terre à un glissement sur une faille. Cela revient à simplifier la forme du tenseur des moments qui décrit un cisaillement pur dans un milieu élastique et isotrope comme un système de forces équivalentes. Il s'agit du modèle du double couple (DC), faisant référence à des paires de couples de forces. Son expression est la suivante :

$$M_{kj} = \mu A(u_k \nu_j + u_j \nu_k) \quad (2.1)$$

où μ est le module de cisaillement, A la surface de la faille, u le vecteur glissement sur la faille et ν le vecteur normal à la faille. La matrice du tenseur des moments est diagonalisable et ses vecteurs propres donnent les directions des axes principaux, de tension (T), de compression (P) et nul (B) associés respectivement aux valeurs propres M_0 , $-M_0$ et 0. M_0 , module du moment sismique, renseigne sur l'énergie mécanique libérée lors du séisme.

Dans un repère cartésien centré sur le foyer du séisme, le tenseur des moments sismiques peut s'exprimer en fonction de 3 angles décrivant la géométrie et la nature de la faille (Fig. 2.11, Aki et Richards, 2002) :

- L'azimut de la faille ("strike" en anglais), mesuré dans le sens des aiguilles d'une montre entre le Nord et l'intersection du plan de faille avec le plan horizontal : $\phi \in [0, 2\pi]$.
- Le pendage de la faille ("dip" en anglais), mesuré dans le plan vertical entre le plan de faille et le plan horizontal : $\delta \in [0, \pi/2]$.

- L'angle de glissement sur la faille (“rake” en anglais), mesuré dans le plan de faille entre l'horizontale et la direction du glissement : $\lambda \in [-\pi, \pi]$.

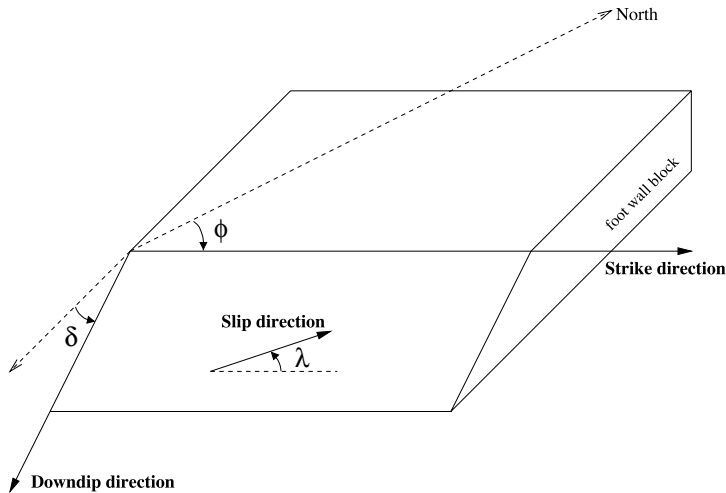


FIG. 2.11: Géométrie du plan de faille d'après Aki et Richards (2002).

L'inversion du tenseur des moments à partir des sismogrammes enregistrés aux stations sismiques permet donc d'accéder aux paramètres géométriques de la faille, à la nature du mouvement et à l'énergie du séisme. Le modèle du DC peut cependant se révéler insuffisant, notamment en contexte volcanique ou géothermique, où les sources sont plus complexes et peuvent comporter une composante non double couple significative (Julian et al., 1998).

Les polarités des ondes P

Une autre méthode, basée sur le diagramme de rayonnement des ondes P dans l'hypothèse du double couple, permet de remonter aux caractéristiques géométriques et à la nature de la faille. Il s'agit de la détermination des mécanismes au foyer à partir du sens de premier mouvement (ou polarité) de l'arrivée des ondes, lu(e) sur les sismogrammes. Ce premier mouvement peut être soit :

- une compression : polarité positive, mouvement du foyer vers la station,
- une dilatation : polarité négative, mouvement de la station vers le foyer.

Les polarités s'organisent selon quatre quadrants (dièdres droits), dont deux sont en compression (généralement représentés en noir) et deux en dilatation (généralement représentés en blanc). Ils sont séparés par deux plans orthogonaux, les **plans nodaux**, dont l'un est le plan de faille et l'autre un plan virtuel, appelé plan auxiliaire (par ex., Aki et Richards, 2002). L'identification du plan de faille parmi les plans nodaux requiert des arguments d'ordre géologique ou statistique.

Les polarités mesurées sont donc reportées sur une sphère centrée sur le foyer, dont un des hémisphères (généralement l'inférieur) est projeté sur le plan équatorial (projection stéréographique équi-aréale de Schmidt). On utilise pour cela l'angle d'incidence et l'azimut à la source des rais calculés pour un modèle de vitesse et une localisation de l'événement donnés. Les deux plans nodaux sont alors positionnés selon la distribution des polarités. On accède ensuite aux axes P et T , situés à 45° de chacun des plans, qui traversent respectivement les quadrants en dilatation et en compression.

Cette méthode a été employée ici, en raison de sa simplicité, sa rapidité et de la configuration favorable du réseau sismologique pour les séismes de la zone Manyara.

Incertitudes et qualité des solutions focales

La qualité des mécanismes au foyer déterminés par le sens de premier mouvement des ondes P dépend de plusieurs facteurs comme la couverture azimutale du réseau de stations et le nombre de polarités utilisées. Les erreurs de lecture, dues à un faible rapport signal sur bruit, peuvent avoir un effet dramatique sur une solution pourtant apparemment bien contrainte (Hardebeck et Shearer, 2002, Fig. 2.12).

Une autre source d'incertitude provient de la localisation du séisme et de la méconnaissance du modèle de vitesse, influant sur la valeur des angles d'incidence et sur l'azimut. Ceci est d'autant plus vrai dans un contexte régional ou local, les ondes crustales étant très sensibles aux hétérogénéités latérales du milieu de propagation. Un regard attentif doit aussi être porté sur la nature de l'onde pointée. Dans le cas d'une onde réfractée sur une couche intermédiaire, l'angle d'incidence sera différent de celui de l'onde directe.

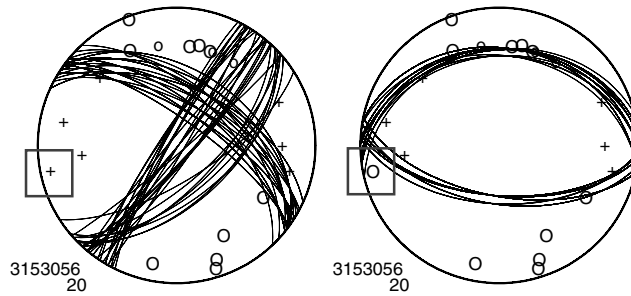


FIG. 2.12: Stabilité d'un mécanisme par rapport à une erreur de lecture de polarité (Hardebeck et Shearer, 2002). Les polarités positives et négatives sont respectivement représentées par des croix et des cercles. A gauche l'ensemble des mécanismes s'ajustant aux polarités donnent une solution en décrochement ou inverse avec forte composante décrochante. A droite, il s'agit du même séisme mais avec une seule polarité inversée (mise en évidence par un carré) : la solution est en faille inverse. La stabilité d'une solution ne dépend donc pas directement du nombre de polarités mais de leur répartition sur la sphère et de la fiabilité des lectures retenues.

2.2.2 Calcul des solutions focales avec HASH

Nous avons choisi d'utiliser l'algorithme HASH développé par Hardebeck et Shearer (2002) pour calculer les mécanismes au foyer à partir des polarités des ondes P . Cette méthode consiste à trouver, pour chaque événement, un éventail de mécanismes acceptables en tenant compte des incertitudes liées au modèle de vitesse, à la localisation et à la lecture des polarités. La stabilité de la solution est ensuite mesurée par la dispersion plus ou moins importante des mécanismes acceptables.

Principe de l'algorithme HASH (Hardebeck et Shearer, 2002)

La première étape consiste à rechercher un panel de mécanismes compatibles avec la distribution des polarités initiale (localisation des événements et modèle de vitesse initiaux), par un balayage angulaire sur la direction, l'angle de glissement, et le pendage. D'autres mécanismes sont ensuite calculés pour des données perturbées : de nouveaux angles d'incidence sont générés en faisant varier à la fois la profondeur du séisme et le gradient de vitesse. La distribution de la totalité des mécanismes acceptables finalement obtenus informe sur la stabilité de la solution.

La seconde étape revient à déterminer la solution préférée ou solution la plus probable, moyenne des solutions acceptables obtenue de manière itérative en supprimant les mécanismes trop éloignés de cette dernière. La moyenne est calculée

à partir des vecteurs normaux aux plans nodaux. En pratique, on supprime les mécanismes qui ne sont pas “proches” de la moyenne, i.e. si l’angle de rotation les séparant du mécanisme moyen est supérieur à un seuil fixé par l’utilisateur (*cangle*). La moyenne est recalculée et les mécanismes supprimés de manière itérative jusqu’à ce que l’ensemble des mécanismes restants soient dans l’intervalle angulaire souhaité. La fraction de ces mécanismes acceptables, “proches” du mécanisme préféré, permet d’estimer la stabilité de la solution, en particulier la probabilité (*Prob*) que le mécanisme préféré soit “proche” du mécanisme réel (Tab. 2.4).

Paramètre	Valeurs	Description
Prob	0-1	Probabilité associée au mécanisme : fraction des solutions acceptables “proches” du mécanisme préféré (probabilité relative aux solutions multiples). Proche de 1 pour une solution bien contrainte.
FPU (Fault Plane Uncertainty)	0°-90°	Incertitude moyenne sur le plan de faille : RMS de la différence angulaire entre les plans de failles acceptables et le plan préféré.
STDR (Station Distribution Ratio)	0-1	Rapport de distribution des stations : informe sur la distribution des polarités sur la sphère focale relativement au mécanisme. Une valeur faible indique qu’une assez grande partie des polarités sont proches des plans nodaux (Kilb et Hardebeck, 2006).
Fmin	0-1	Ajustement des mécanismes aux polarités : 0 si parfait et 1 si médiocre.

TAB. 2.4: Paramètres calculés par le programme HASH permettant d’évaluer la qualité des mécanismes (Hardebeck et Shearer, 2002).

Plusieurs solutions, des multiples, peuvent émerger, correspondant à plusieurs familles de mécanismes acceptables. Le paramètre *Prob* permet dans ce cas de classer ces familles, la plus probable étant associée à la valeur la plus élevée. On définit une valeur seuil à ce paramètre (*Prob_max*) en-dessous de laquelle le multiple ne sera pas considéré.

D’autres paramètres sont utilisés pour évaluer la qualité de la solution (Tab. 2.4), comme l’incertitude sur les plans nodaux (FPU_1 , FPU_2), définie comme la RMS de l’écart angulaire entre les plans nodaux acceptables et les plans préférés. Kilb et Hardebeck (2006) ont d’ailleurs montré que l’incertitude moyenne (*FPU*) était le paramètre le plus discriminant pour identifier les mécanismes les mieux contraints. La distribution des stations (*STDR*) est aussi utile dans l’estimation de la qualité de la solution. C’est un facteur sensible à la distribution des polarités sur la sphère

2.2. Détermination des mécanismes au foyer

focale relativement au diagramme de radiation. Enfin, le paramètre $Fmin$ exprime l'ajustement total entre les données et les mécanismes, une valeur élevée (proche de 1) indiquant une solution instable (Tab. 2.4). Ce paramètre dépend de la qualité des polarités, une pondération différente étant affectée aux polarités impulsives (I, poids 0) et émergentes (E, poids 1) de la même manière que dans le programme FPFIT (Reasenberget Oppenheimer, 1985).

Le classement des mécanismes s'effectue ensuite selon la valeur de ces paramètres dans les limites fixées par l'utilisateur (Tab. 2.5).

Classe	FPU (°)	STDR (°)	Prob	Fmin
A	≤ 25	≥ 0.5	≥ 0.8	≤ 0.15
B	≤ 35	≥ 0.4	≥ 0.6	≤ 0.20
C	≤ 45	≥ 0.3	≥ 0.7	≤ 0.30
D	gap azimutal maximum $\leq 180^\circ$, angle d'incidence maximal $\leq 90^\circ$			
E	gap azimutal maximum $> 180^\circ$, angle d'incidence maximal $> 90^\circ$			
F	moins de 5 polarités			

TAB. 2.5: Classes de qualité des mécanismes aux foyer et critères associés, basés sur la valeur de certains paramètres calculés par le programme HASH (Hardebeck et Shearer, 2002, Tab. 2.4).

Sélection des événements

Lors du pointé des temps d'arrivée des ondes P et S (voir partie 1.4), les polarités des ondes P ont été identifiées à chaque fois que la qualité du signal le permettait, sur la composante verticale des sismomètres. Une arrivée de l'onde très nette par rapport au signal ambiant et d'amplitude relativement élevée, est qualifiée d'impulsive (I) par opposition à un départ émergent (E), moins marqué, de moins bonne qualité et de plus faible amplitude. Les polarités émergentes sont caractéristiques des arrivées d'ondes proches des plans nodaux. Une étape préliminaire de visualisation de la distribution des polarités sur le plan équatorial de la sphère focale a été effectuée sous SEISAN, par l'intermédiaire du programme Focmec (Snoke et al., 1984; Snoke, 2003) pour avoir un premier aperçu de la qualité des mécanismes au foyer. L'incertitude liée à la lecture des polarités a en effet une incidence majeure sur la solution, en particulier lorsque le nombre de stations et la couverture azimutale sont faibles. Il est donc nécessaire de vérifier les lectures plusieurs fois, de se familiariser avec les sismogrammes, afin d'être précis et sûr de ses pointés, et d'être cohérent d'un séisme à l'autre.

Un groupe de 146 séismes a été sélectionné pour un gap azimutal inférieur ou égal à 180° et un nombre minimum de polarités égal à 6. 121 d'entre eux ont été localisés de manière relative (cf. parties 1.4 et 3.2.1) et les 25 restants de manière absolue avec le modèle de vitesse minimum calculé pour la zone (partie 2.1).

Choix des paramètres d'entrée

Les paramètres d'entrée au programme HASH sont reportés dans le tableau 2.6. Étant donné l'approche restrictive que nous avons eue en pointant les polarités, ne conservant que celles dont nous étions sûrs, l'erreur de lecture est supposée nulle. Le nombre de polarités étant faible, l'éventail des solutions devient très grand si l'on considère la possibilité pour certaines d'être fausses. L'angle maximum permettant de calculer la fraction de mécanismes acceptables "proches" de la moyenne a été choisi égal à 30° . Lorsque plusieurs familles de solutions sont possibles (présence de multiples), celles comptant un nombre insuffisant de mécanismes acceptables, soit une probabilité inférieure à 0.3, sont ignorées.

Les angles d'incidence ont été calculés avec le modèle de vitesse minimum 1D obtenu pour la zone et le modèle KRISP, issu de la bibliographie (KRISP Working Party, 1991, cf. partie 1.4).

Paramètre	Valeur	Description
npolmin	6	Nombre de polarités minimum.
max_agap	180°	Gap azimutal maximum.
max_pgap	90°	Gap de l'angle d'incidence maximum.
dang	5°	Intervalle angulaire dans la grille de recherche.
nmc	30	Nombre de tests effectués, basé sur la variation du modèle de vitesse et de la localisation du séisme.
maxout	500	Nombre de plans de faille maximum à retourner.
errpol	0	Fraction totale de polarités supposées mauvaises.
delmax	200 km	Distance épacentrale maximum.
cangle	30°	Angle définissant l'intervalle angulaire dans lequel un mécanisme acceptable sera considéré comme proche du mécanisme préféré.
probmax	0.3	Seuil de probabilité en-dessous duquel les multiples sont écartés.

TAB. 2.6: Paramètres d'entrée au programme HASH (Hardebeck et Shearer, 2002).

2.2.3 Mécanismes au foyer obtenus, qualité et incertitudes

Distribution des mécanismes acceptables autour de la solution préférée

La qualité des mécanismes au foyer fournis par HASH intègre l'incertitude sur le modèle de vitesse, la localisation et les polarités observées. On s'intéresse seulement aux mécanismes les mieux contraints, de qualité A et B, pour lesquels $FPU \leq 35^\circ$ et au moins 60% des solutions acceptables sont dans les $\pm 30^\circ$ de la solution préférée ($Prob = 0.6$).

En supposant qu'il n'y a pas d'erreur de lecture sur les polarités, on obtient 12 mécanismes au foyer de classe A et 15 de classe B (Tab. 2.7). Les mécanismes acceptables et la solution préférée sont représentés, pour chaque séisme, dans les figures 2.13 et 2.14.

La qualité des solutions est illustrée par la distribution des mécanismes acceptables qui sont sensiblement plus resserrés autour du mécanisme préféré dans le cas de la classe A (Fig. 2.13 et 2.14). De même, les axes de tension et de pression sont moins dispersés que ceux des mécanismes de qualité inférieure. Dans la classe B, certains mécanismes apparaissent moins bien contraints que d'autres, ce qui se reflète dans les valeurs faibles du paramètre $Prob$. Pour une probabilité inférieure à 0.7, la dispersion des axes P et T est importante et les mécanismes obtenus sont moins fiables.

Trois séismes présentent deux solutions préférées, une de qualité B et une de qualité D (n° 126, 209 et 232), représentées sur les stéréogrammes de droite des figures 2.13 et 2.14. Dans le cas des n°126 et 232, les deux solutions sont voisines en terme de type de mouvement associé, en l'occurrence en faille normale, donc restent cohérentes en dépit de l'instabilité de la direction des plans nodaux. Le n° 209 montre deux solutions très différentes, en décrochement ($Prob = 68\%$, qualité B) et en faille normale ($Prob = 30\%$, qualité B), il n'est donc pas conservé par la suite.

N°	An	Mo	J	hh:mm:ss	sec	Lat (°)	Lon (°)	Prof (km)	ML	Str1 (°)	Dip1 (°)	Rake1 (°)	Loc	FPU ₁ (°)	FPU ₂ (°)	FPU (°)	npol	Fmin	Prob	STDR	Mul	Q
9	2007	6	9	10:29	23.520	-3.72950	35.81317	29.140	1.8	164	87	-157	DD	21	14	17.5	8	0	0.82	0.6		A
12	2007	6	10	4:4	24.410	-3.73850	35.81033	31.330	2.2	162	81	-164	DD	18	8	13	10	0	0.96	0.56		A
22	2007	6	12	23:20	59.150	-3.74117	35.79317	29.630	1.8	174	84	158	DD	29	12	20.5	9	0	0.61	0.63		B
28	2007	6	16	17:24	57.800	-3.76333	35.76317	28.010	2.8	183	36	-108	DD	12	15	13.5	12	0	0.94	0.59		A
29	2007	6	16	17:33	38.290	-3.76033	35.76350	28.090	1.8	152	46	-134	DD	25	22	23.5	8	0	0.66	0.57		B
35	2007	6	20	2:13	15.700	-3.74800	35.77567	26.820	3.6	173	67	-150	DD	28	18	18	14	0.01	0.82	0.46		B
43	2007	7	5	1:13	11.200	-3.78650	35.73783	27.170	2.8	21	41	-117	DD	17	8	15.0	15	0	0.71	0.59		B
47	2007	7	10	11:52	54.430	-3.72350	35.80117	35.520	2.8	189	84	131	DD	27	19	23	12	0.01	0.6	0.59		B
48	2007	7	11	20:45	42.810	-3.75150	35.76100	30.780	2.6	194	33	-62	DD	26	14	20	10	0	0.64	0.59		B
50	2007	7	13	22:32	5.620	-3.80617	35.73466	29.600	2.6	19	63	-104	DD	17	22	19.5	9	0	0.74	0.58		B
81	2007	8	13	12:0	21.600	-3.78283	35.75467	26.400	2.8	11	32	-142	DD	16	15	15.5	10	0	0.91	0.61		A
82	2007	8	13	13:27	55.790	-3.77967	35.75433	25.590	3.2	14	31	-141	DD	16	15	15.5	9	0	0.91	0.6		A
97	2007	8	22	22:6	55.350	-3.74950	35.78000	27.410	2.5	158	69	-159	DD	26	22	24	9	0	0.69	0.63		A
106	2007	8	27	1:31	31.550	-3.74450	35.77367	30.860	3.0	162	82	122	DD	18	25	21.5	10	0	0.64	0.65		B
126	2007	8	30	13:55	23.280	-3.70500	35.81400	29.150	3.7	142	51	-139	DD	29	25	27	11	0	0.63	0.63	*	B
130	2007	9	2	10:16	34.410	-3.73367	35.81183	29.160	3.8	7	79	159	DD	14	10	12	13	0	0.99	0.56		A
142	2007	9	4	21:51	43.630	-3.73133	35.81433	28.960	2.2	329	87	161	DD	17	12	14.5	8	0	0.96	0.58		A
152	2007	9	8	9:29	28.350	-3.71017	35.85433	33.990	2.9	144	68	158	DD	16	11	13.5	11	0	0.92	0.66		A
165	2007	9	14	0:41	57.820	-3.73150	35.81200	28.300	2.1	155	77	-161	DD	28	23	25.5	6	0	0.64	0.72		A
176	2007	9	17	21:24	31.880	-3.70717	35.81917	29.370	3.5	15	73	-91	DD	17	22	19.5	11	0	0.8	0.64		B
204	2007	10	4	9:13	7.690	-3.72917	35.78983	36.400	2.7	159	75	162	DD	30	26	28	8	0	0.61	0.72		B
209	2007	10	6	11:47	3.990	-3.77917	35.78900	25.560	2.2	165	62	-150	DD	22	23	22.5	8	0	0.68	0.64	*	B
218	2007	10	12	8:22	28.070	-3.73083	35.81467	28.770	2.6	166	78	-154	DD	17	8	12.5	9	0	0.97	0.68		A
232	2007	10	30	22:22	10.880	-3.75067	35.66967	22.690	2.1	202	54	-120	DD	27	29	28	8	0.14	0.64	0.7	*	B
239	2007	11	8	9:58	44.440	-3.81100	35.64500	23.090	2.2	4	45	-109	DD	21	19	20	8	0	0.76	0.66		B
240	2007	11	8	23:51	14.020	-3.73683	35.70767	19.070	2.4	69	25	-59	DD	9	18	13.5	8	0	0.91	0.64		A
302	2007	7	1	19:35	13.000	-3.46100	35.63300	25.200	2.3	324	20	-98	LUE	14	12	13	11	0	0.99	0.67		A

TAB. 2.7: Liste des mécanismes préférés de qualité A et B obtenus en appliquant le programme HASH aux 146 séismes sélectionnés (paramètres d'entrée reportés dans le tableau 2.6). Les solutions (Strike₁, Dip₁, Rake₁) correspondent à un des plans nodaux, noté 1. Le type de localisation (Loc) est noté DD pour la relocation par la méthode de la Double Différence et LUE pour la localisation absolue. L'astérisque dans la colonne Mul indique une solution avec des multiples : plusieurs mécanismes préférés sont possibles, ce qui est le cas des séismes 126, 209 et 232. FPU₁ et FPU₂ sont les incertitudes sur les plans nodaux 1 et 2. Q est la classe qualité des mécanismes (Tab. 2.5). Voir le texte et le tableau 2.4 pour la définition des autres paramètres.

2.2. Détermination des mécanismes au foyer

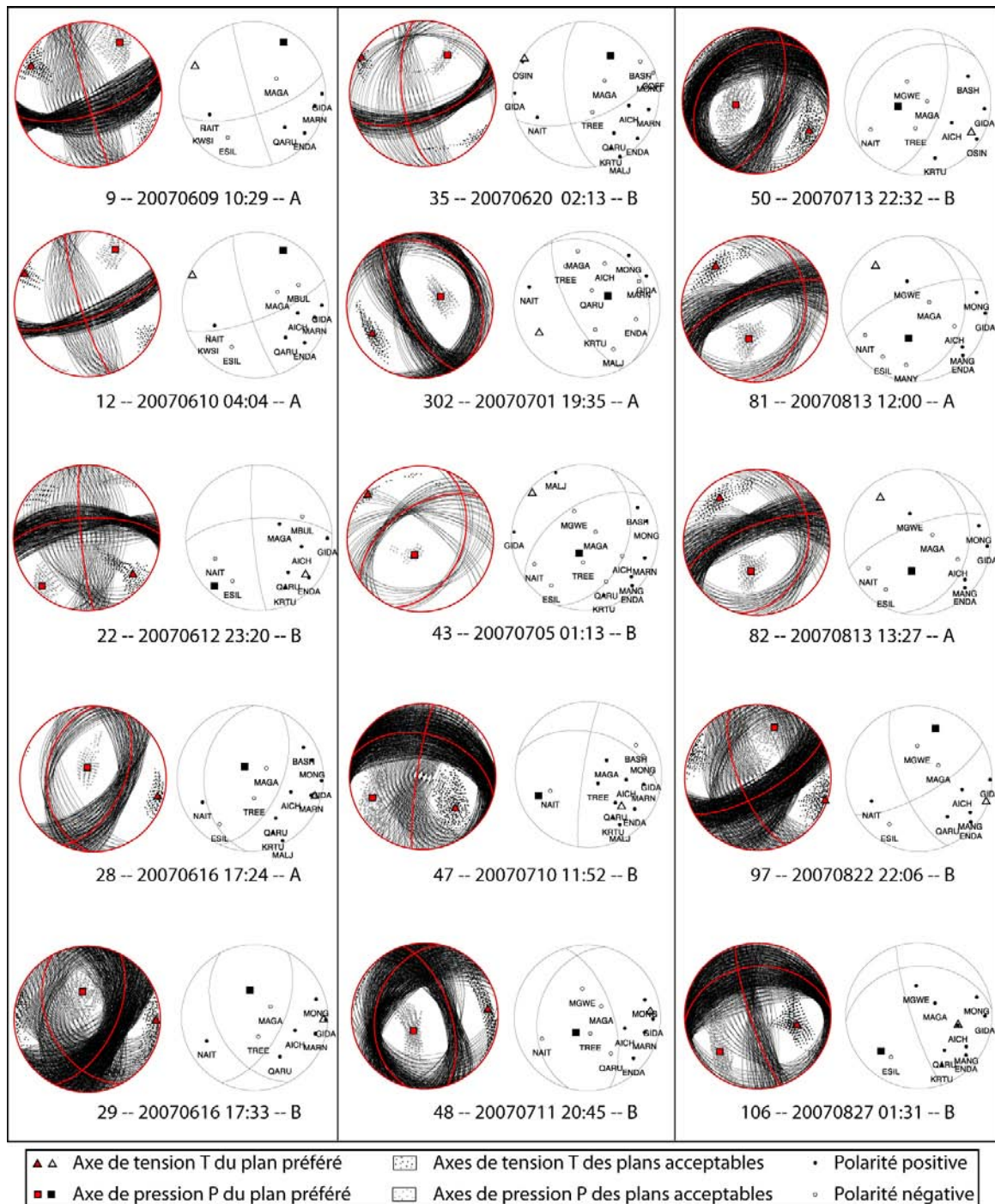


FIG. 2.13: Solutions focales de classes A et B obtenues (projection de Schmidt, hémisphère inférieur). Chaque événement est identifié par un numéro, sa date d'occurrence et la qualité du mécanisme. Deux diagrammes par séisme. Diagramme de gauche : ensemble des plans acceptables et plans nodaux préférés (demi-cercles respectivement en noir et rouge) et axes P et T correspondants (carrés et triangles, code de couleur identique à celui des plans). Diagramme de droite : polarités enregistrées aux stations (petits cercles), solution focale préférée (trait fin noir) et axes P et T correspondants (carré et triangle).

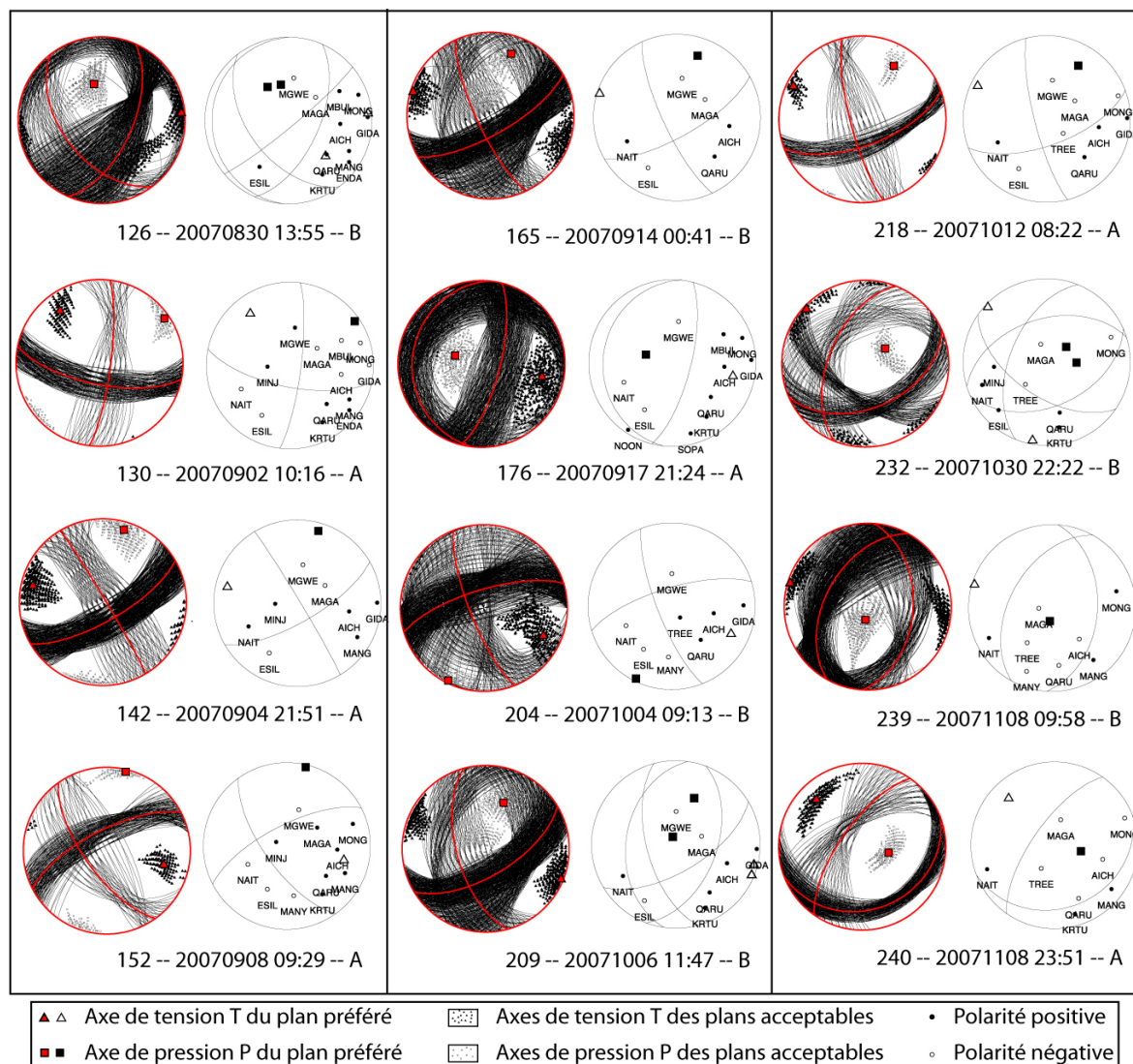


FIG. 2.14: Solutions focales de classes A et B obtenues (*suite*). Légende identique à celle de la figure 2.13.

Cohérence entre les mécanismes, regroupements par familles

Nous nous intéressons ici à la cohérence relative des mécanismes. On suppose que des séismes très proches sont induits par des sources similaires et doivent donc présenter des mécanismes au foyer comparables. Cette approche est d'ailleurs possible du fait de la localisation assez fine de la sismicité.

L'ensemble des solutions focales retenues (qualités A et B) se situent à l'extrémité sud du lac Manyara, s'étendant sur une zone de moins de 100 km² (Fig. 2.15).

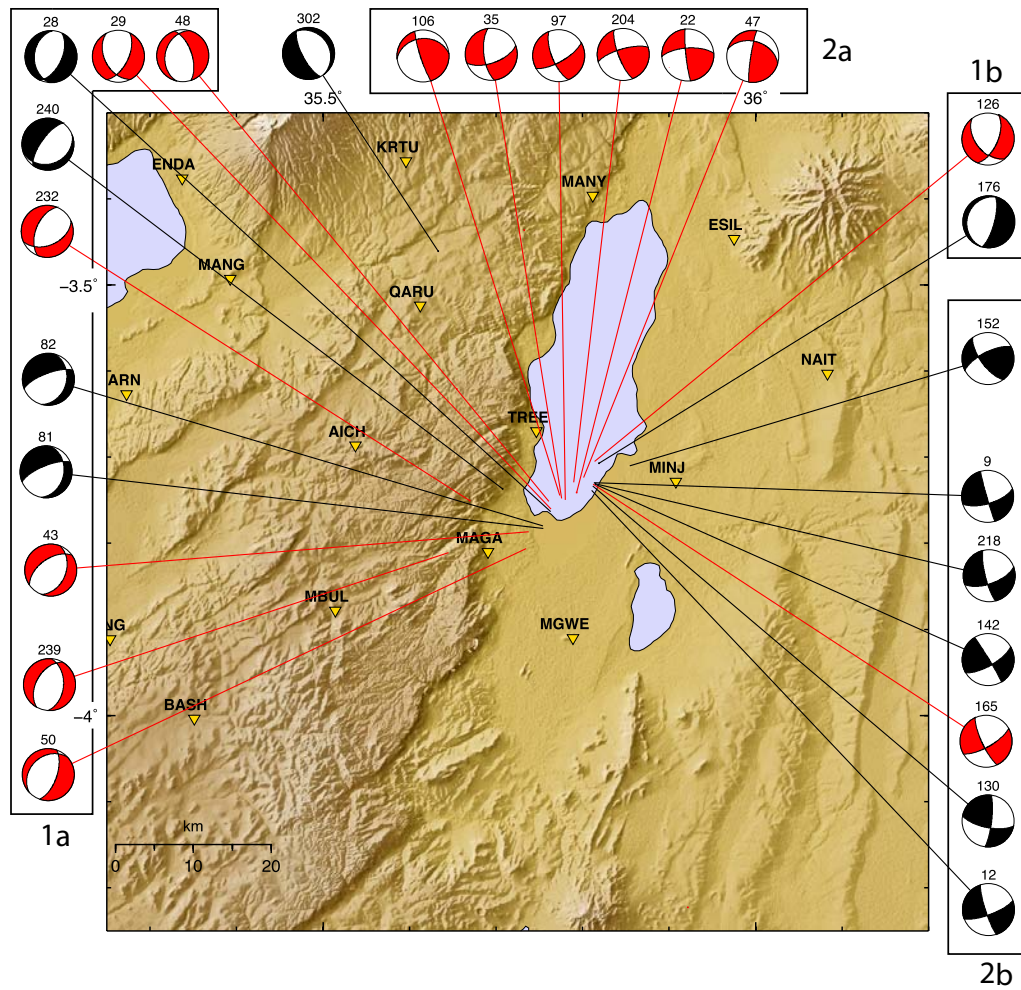


FIG. 2.15: Carte de la DNT et mécanismes au foyer (classes A et B respectivement en noir et rouge). La majorité des mécanismes en faille normale (famille 1) se trouvent à l'ouest de la longitude 35.77°E. Ils présentent une direction générale N 20°E (cf. Fig. 2.16). Les mécanismes en décrochement sont concentrés sur deux zones principales et présentent des sens de mouvement homogènes : soit sénestre vers l'ouest, soit dextre vers le sud. Chaque mécanisme est identifié par un numéro (cf. Tab. 2.7).

Deux familles principales sont observées, auxquelles nous ferons référence par la suite sous les noms respectifs de familles 1 et 2. Elles décrivent des géométries de mouvement sur la faille différentes, de type normal ou décrochant. Les mécanismes au foyer correspondants sont représentés en carte sur la figure 2.15, avec un code de couleur associé à leur qualité. La majorité des mécanismes étant de qualité B, il est nécessaire de les interpréter avec précaution et de vérifier préalablement leur cohérence relative. Le mécanisme n°302, en faille normale, est isolé de ces deux groupes en raison de sa position excentrée par rapport à l'essaim.

La famille 1 comprend 5 solutions de qualité A et 7 de qualité B. Les mécanismes sont à l'ouest de l'essaim (Fig. 2.15, cadre 1a), à l'exception des n°126 et 176 (Fig. 2.15, cadre 1b), mettant en évidence une zone en extension au SW du lac Manyara. Les mécanismes n°126 et 176 indiquent une zone en extension au NE de l'ensemble des mécanismes, avec une incertitude plus importante, en raison de leur faible nombre et de la qualité passable de la solution n°126.

Les plans nodaux des 12 mécanismes ont des directions et des pendages similaires. L'histogramme de fréquence des azimuts montre une direction principale NNE-SSW (Fig. 2.16). Les plans ont un pendage d'environ 50° vers l'E/SE ou le N/NW. Cette cohérence spatiale et géométrique des mécanismes de la famille 1 indique de manière claire l'existence de deux zones en extension sur des plans NNE-SSW au sud du lac Manyara.

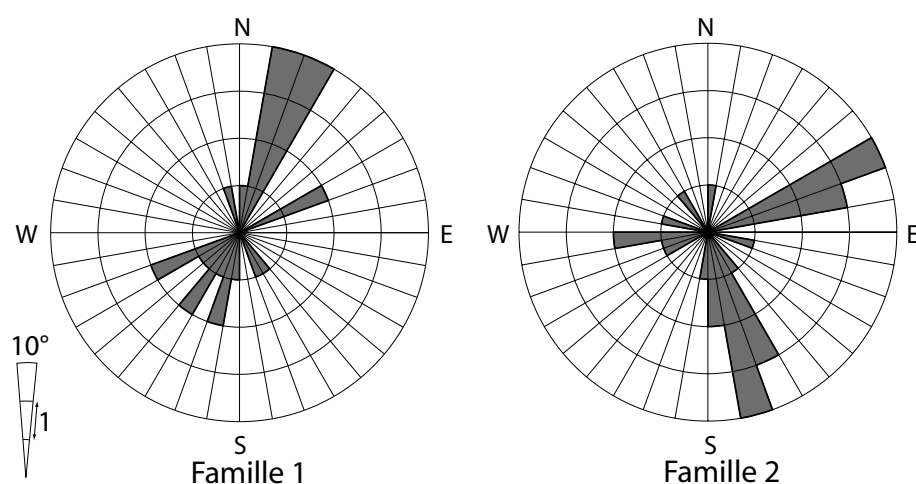


FIG. 2.16: Distribution des directions (strike) des plans nodaux des 2 familles de mécanismes au foyer (cf. Fig. 2.15). Famille 1 : mécanismes en faille normale avec une direction moyenne NNE-SSW pour les deux plans nodaux. Famille 2 : mécanismes en décrochement avec des plans nodaux de direction ENE-WSW et NNW-SSE.

2.2. Détermination des mécanismes au foyer

La famille 2 comprend 6 solutions de qualité A et 7 de qualité B. Elles se répartissent entre les deux zones en extension décrites par la famille 1 (cadre 2b sur Fig. 2.15). Les plans nodaux présentent des directions perpendiculaires, $\sim N60-70^\circ E$ et $\sim N150-170^\circ E$ et des pendages moyens associés élevés, respectivement de $\sim 64^\circ$ et $\sim 77^\circ$, de manière générale à vergence S et E (Fig. 2.16). Cette famille de mécanismes apparaît donc assez homogène, d'un point de vue géométrique et cinématique, avec deux mouvements possibles le long de plans subverticaux : sénestre ENE-WSW ou dextre NNW-SSE.

La distribution des axes de tension T et de compression P , illustrée en projection stéréographique sur la figure 2.17, est assez représentative d'une certaine cohérence dans les solutions, en particulier dans le cas des axes T dont la direction et le pendage sont assez stables pour l'ensemble des mécanismes, respectivement $N90-130^\circ E$ et proche de 0° . Les axes P se répartissent entre la verticale (mécanismes normaux) et l'horizontale (mécanismes décrochants) avec une direction commune NNE-SSW.

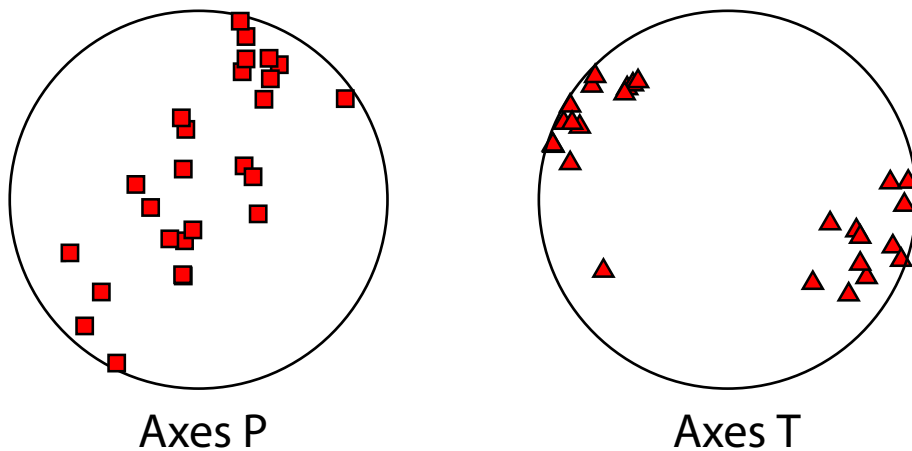


FIG. 2.17: Distribution des axes P et T des 26 mécanismes au foyer de qualité A et B obtenus dans la zone de Manyara Sud (Fig. 2.16). Projection de Schmidt, hémisphère inférieur.

Conclusion

Les mécanismes au foyer calculés avec la méthode HASH à partir des polarités des ondes P sont de bonne qualité et fiables lorsqu'associés à la classe A, comme définie dans le tableau 2.5. Les mécanismes de classe B sont beaucoup moins bien contraints, avec une dispersion des plans acceptables souvent importante. Cependant, on observe une cohérence dans leur géométrie, leur position et les mouvements associés. Une autre approche pour améliorer la qualité du résultat serait d'utiliser les rapports d'amplitude des ondes P , SH et SV (par ex., Julian et Foulger, 1996; Snoke, 2003). Elle permettrait de stabiliser la détermination des mécanismes au foyer de classe B et éventuellement d'augmenter cette collection de mécanismes.

2.2. Détermination des mécanismes au foyer

Distribution des mécanismes au foyer dans la DNT

La sismicité au sud du lac Manyara se divise en deux essais principaux d'allongement N60-70°E, soulignant des plans subverticaux en profondeur (voir la partie 3.2.1, Albaric et al., sous presse). Les séismes sont représentés sur la figure 2.18 par des cercles verts ou noirs, selon leur appartenance respective à l'essai nord ou sud.

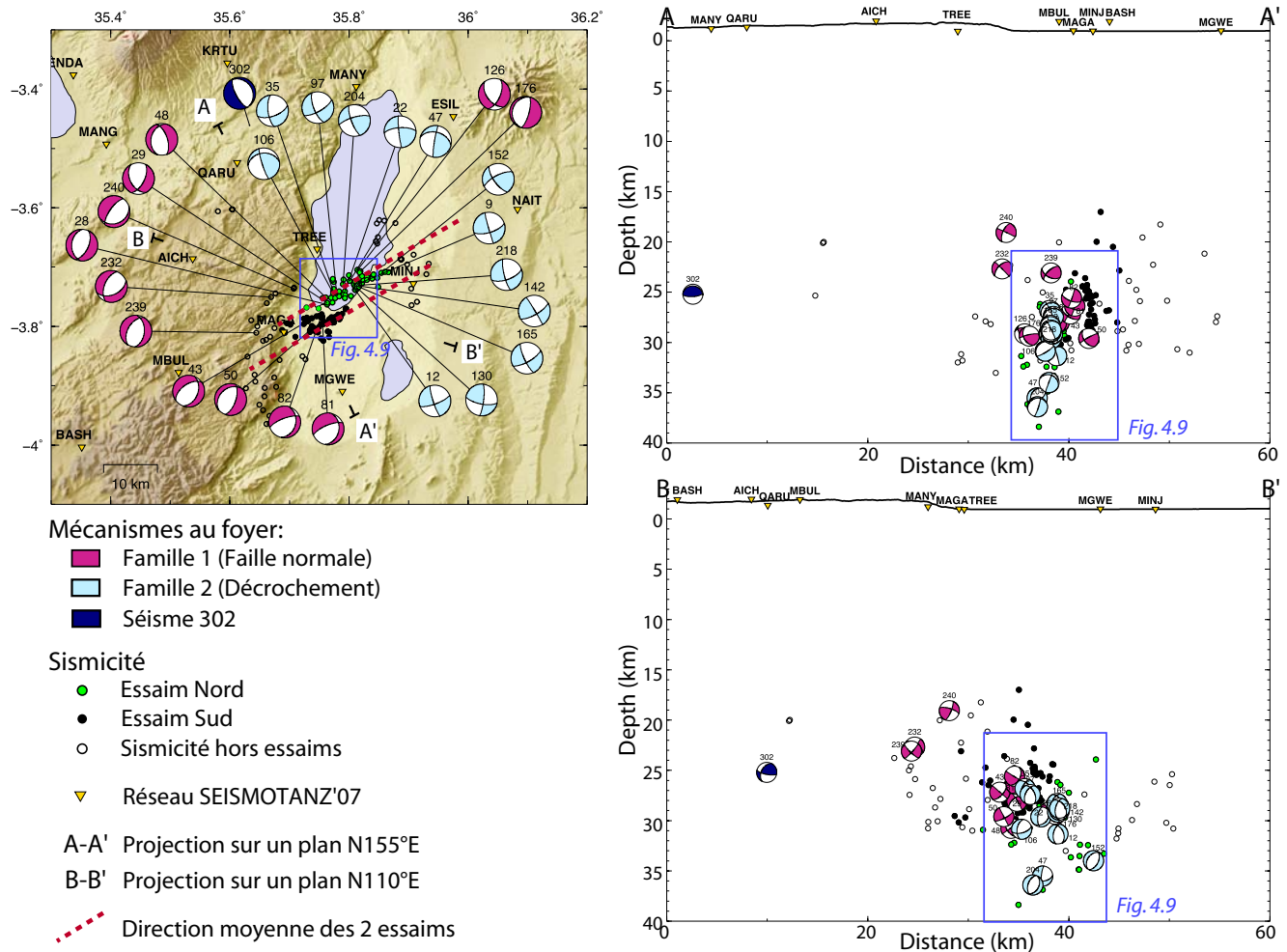


FIG. 2.18: Carte et projection en coupe (A-A' : N155°E ; B-B' : N110°E) des mécanismes au foyer déterminés dans cette étude. Un code de couleur différencie les mécanismes selon leur famille d'appartenance. Les cercles noirs vides correspondent à la sismicité non-relocalisée. La sismicité relocalisée est représentée par des cercles de couleur verte ou noire, selon leur appartenance respective à l'essai nord ou sud. Les rectangles bleus font référence aux agrandissements présentés dans la figure 2.19

Les mécanismes en décrochement appartiennent exclusivement à l'essai le plus au nord. La distribution des épicentres est parallèle au plan nodal ENE-WSW (trait plein bleu sur la Fig. 2.19). En profondeur, les mécanismes se répartissent sub-verticalement entre 26 et 32 km (coupes A-A' sur Figs. 2.18 et 2.19). Cette distribution spatiale permet donc de lever l'ambiguïté sur les plans nodaux, désignant le plan ENE-WSW, à très fort pendage, comme étant très probablement le plan de faille actif. Les événements n° 204 et 47 sont un peu décalés au nord par rapport à ce plan principal, imageant peut-être un décrochement sénestre annexe le long d'une faille verticale plus profonde.

La distribution en profondeur des mécanismes en faille normale est moins explicite. La coupe B-B' (N110°E), globalement perpendiculaire à la direction moyenne de leurs plans nodaux, semble indiquer une certaine concordance entre l'approfondissement de la sismicité d'ouest en est et leur plan à pendage E, notamment pour les mécanismes 232, 239, 43, 50 et 48 (Figs. 2.18 et 2.19). La position relative des mécanismes 81 et 82, l'un en-dessous de l'autre, laisse supposer que leur plan nodal le plus vertical est le plan de faille.

Concernant les mécanismes en faille normale jouxtant la zone en décrochement (n°28 et 29 à l'ouest et n°126 et 176 à l'est), il est à nouveau difficile de désigner le plan de faille parmi les deux plans nodaux. Leur distribution en profondeur suggère l'existence de deux plans de faille parallèles pentés vers l'est, i.e. synthétiques vis-à-vis de la faille de Manyara.

L'organisation structurale la plus probable en carte et en coupe est illustrée sur la figure 2.19, les lignes pointillées indiquant la trace possible des plans de faille actifs, sur la base des convergences entre alignements des hypocentres (en carte et en coupe), direction et pendage des plans nodaux, et sens de cisaillement (compatibilité cinématique). La distribution relative en surface des mécanismes en faille normale et en décrochement est compatible avec l'existence d'une **zone en relais**.

Ces résultats vont nous permettre de calculer le tenseur des contraintes local (partie suivante) et d'identifier les structures responsables de cette sismicité, en les replaçant dans le contexte tectonique local (partie 3.2.2).

2.2. Détermination des mécanismes au foyer

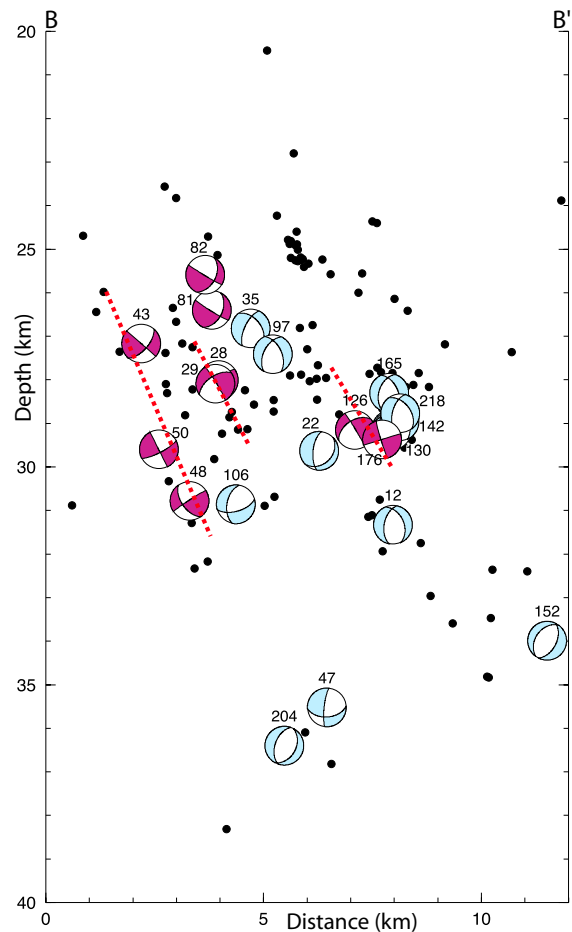
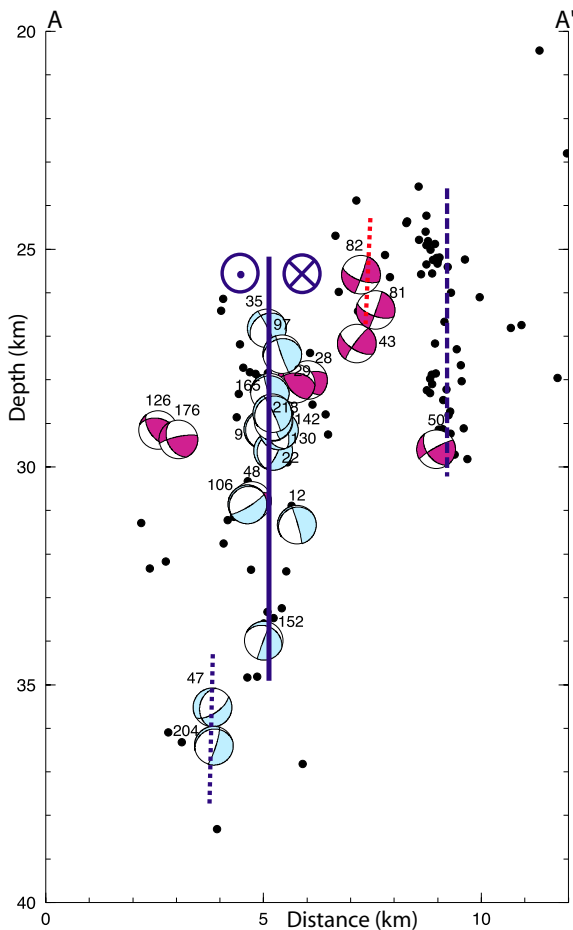
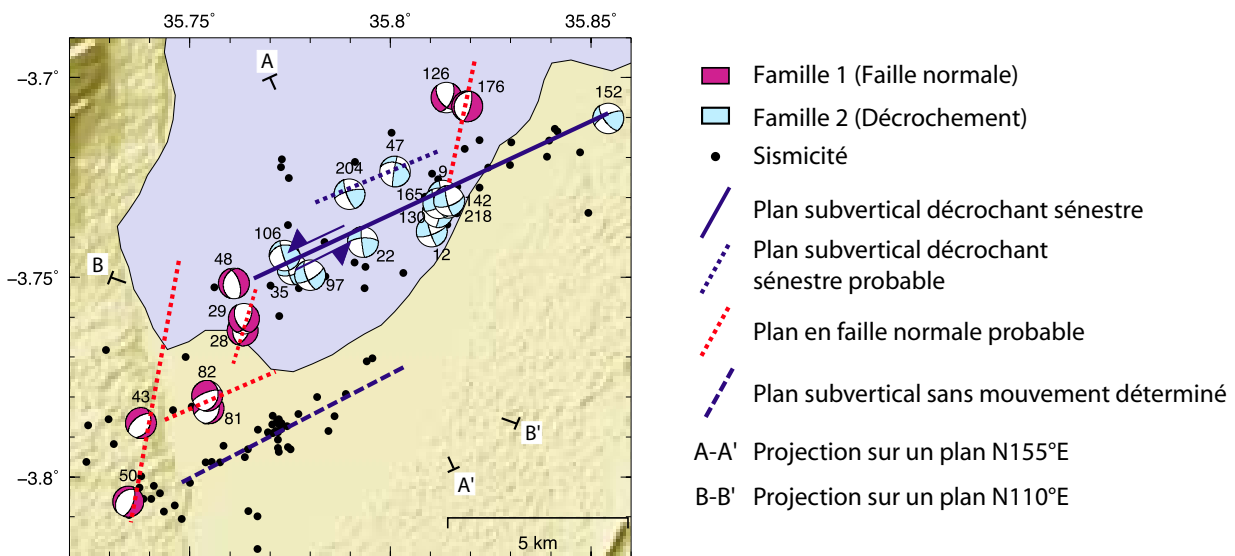


FIG. 2.19: Agrandissements de la carte et des coupes de la figure 2.18. Un code de couleur différencie les mécanismes selon leur famille d'appartenance. La sismicité relocalisée est représentée par des cercles qui sont de couleur verte ou noire selon leur appartenance respective à l'essaim Nord ou Sud. Le plan vertical décrochant est représenté par un trait épais bleu et les plans en faille normale probable en pointillés rouges.

2.3 Calcul du tenseur des contraintes local

2.3.1 Rappels sur l'inversion du tenseur des contraintes

La reconstitution de l'état de contrainte à partir des solutions focales découle des méthodes d'inversion initialement appliquées aux mesures de plans de failles et de stries de glissement (e.g. Carey, 1976; Armijo et Cisternas, 1978; Angelier, 1979; Michael, 1984).

Ces méthodes visent à trouver l'état de contrainte qui minimise l'écart entre la direction de la contrainte cisailante résolue et la direction de glissement (β) pour une population de failles donnée. Elles reposent sur deux hypothèses fondamentales :

- Le champ de contraintes est uniforme sur la zone et sur la période de temps correspondant aux données.
- Le glissement sur le plan de faille est parallèle et de même sens que la contrainte tangentielle résolue sur ce même plan (Wallace, 1951; Bott, 1959).

Dans le repère principal, le tenseur des contraintes σ_{ij} s'exprime par les valeurs propres associées, ou contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale, respectivement notées σ_1 , σ_2 et σ_3 , avec $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Disposant uniquement d'informations géométriques, seules l'orientation et la magnitude relative (ϕ) des contraintes principales sont accessibles par les méthodes d'inversion. On obtient donc un tenseur réduit. Le rapport $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, compris entre 0 et 1, est associé à la forme de l'ellipsoïde des contraintes dont les axes sont les vecteurs principaux (Angelier, 1975).

Une difficulté supplémentaire émerge avec les données des mécanismes au foyer, inhérente à l'indétermination du plan de faille parmi les deux plans nodaux. Des méthodes ont donc été développées, soit faisant le choix entre les deux plans au cours de l'inversion (e.g. Gephart et Forsyth, 1984), soit permettant de s'en affranchir (Angelier et Mechler, 1977; Angelier, 2002) ou encore laissant à l'utilisateur le choix a priori d'un certain nombre de plans comme étant les plans de faille (Michael, 1987a).

Dans le chapitre suivant, nous appliquerons la méthode des dièdres droits Angelier et Mechler (1977) et celle de Michael (1984, 1987a). La première indique la compatibilité des mécanismes et fournit l'orientation générale des contraintes, le

rapport R restant inconnu. La méthode de Michael (1984, 1987) donne le choix à l'utilisateur de désigner préalablement la fraction de plans de failles connus et permet d'obtenir une zone de confiance dans les orientations des axes principaux. Elle requiert une hypothèse supplémentaire selon laquelle la magnitude de la contrainte cisailante est approximativement la même sur chacun des plans de faille.

2.3.2 Méthode des dièdres droits d'Angelier et Mechler (1977)

La méthode des dièdres droits permet de localiser les directions des axes de contrainte principaux en s'affranchissant du choix préalable sur les plans nodaux (Angelier et Mechler, 1977). Son principe est issu de l'hypothèse selon laquelle le glissement sur la faille est parallèle et de même sens que le cisaillement. Il s'ensuit que l'axe de contrainte principal σ_1 appartient aux dièdres P et l'axe σ_3 aux dièdres T . Ainsi, en superposant les solutions focales, on localise les axes principaux, de manière plus ou moins précise selon la distribution des mécanismes.

La figure 2.20 montre le résultat de la méthode des dièdres droits appliquée à l'ensemble des mécanismes déterminés dans la DNT. Le graphique a été obtenu avec le programme T-TECTO 3.0 (Zalohar, 2009).

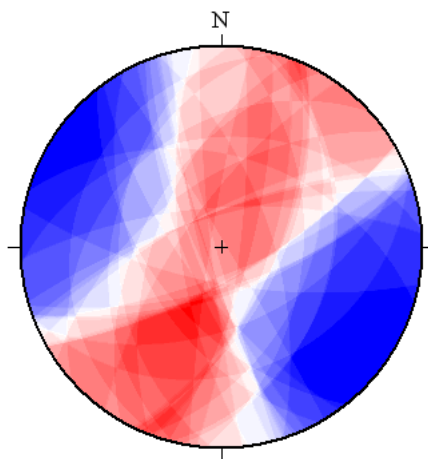


FIG. 2.20: Méthode des dièdres droits appliquée aux mécanismes au foyer de SEISMO-TANZ'07. En rouge, régions de compatibilité pour la compression ; en bleu, région de compatibilité pour l'extension ; en blanc, régions d'incompatibilité.

Les dièdres P et T sont respectivement en rouge et bleu et leur superposition fait apparaître des régions de compatibilité, qui sont d'autant plus foncées qu'un nombre croissant de dièdres du même type (extensif ou compressif) se superposent.

Elles sont assez vastes, en raison du faible nombre de mécanismes et de leur diversité restreinte à deux familles. La contrainte minimum σ_3 est subhorizontale, de direction NW-SE. La contrainte maximum σ_1 est NNE-SSW et semble proche de la verticale mais de manière moins claire : la région de compatibilité associée est moins foncée, indiquant une dispersion plus grande.

2.3.3 Méthode de Michael (1984, 1987)

Méthode de Michael (1984, 1987)

L'inversion du tenseur des contraintes a été réalisée avec la méthode de Michael (1984) combinée à l'approche statistique de *bootstrapping* (Michael, 1987a), par le biais du programme ZMAP (Wiemer, 2001).

Dans un premier temps, le “meilleur” tenseur réduit est calculé pour un jeu de mécanismes donné avec l'algorithme développé pour les mesures de populations de stries (Michael, 1984). Le résultat dépend donc des plans fournis en entrée et sera d'autant plus réaliste que ces derniers correspondront aux plans de failles. L'écart angulaire moyen $\bar{\beta}$ (“misfit”) entre la direction de glissement et le cisaillement prédit sur tous les plans permet d'évaluer l'ajustement du tenseur calculé aux données.

L'étape suivante utilise la technique du *bootstrap* (Michael, 1987a), qui permet de tester la stabilité de l'inversion par rapport aux données. De nouveaux tenseurs sont calculés pour de nouveaux jeux de mécanismes créés de manière aléatoire à partir du jeu de mécanismes initial : le nombre de mécanismes ne change pas mais le calcul est effectué en dupliquant ou supprimant un à plusieurs mécanismes, aléatoirement. Ce processus est répété un certain nombre de fois, selon la zone de confiance recherchée : pour définir une zone de confiance à X%, on doit trouver les X% des tenseurs calculés les plus proches de l'initial. Cette “proximité” est évaluée par le produit scalaire tensoriel normalisé entre les “nouveaux” tenseurs calculés et le tenseur initial. Ainsi, pour visualiser une zone de confiance de 95% sur l'orientation des axes principaux, le processus est répété 2000 fois. La question de l'ambiguïté entre le plan auxiliaire et le plan de faille est traitée dans la mesure où l'on peut décider quelle fraction de plans correspond aux plans de failles réels (paramètre noté FRAC par la suite). Si l'indétermination est totale, les deux plans nodaux ont la même probabilité d'être intégrés dans le calcul. L'algorithme n'étant pas conçu pour choisir le plan lui-même, plus on a d'information sur les plans, meilleure est la solution (Michael, 1987a).

Résultats

La figure 2.21 illustre les résultats de l'inversion de l'ensemble des mécanismes calculés dans cette étude et de chacune des deux familles définies précédemment (section 2.2.1), où aucun choix préalable n'a été fait sur les plans. Chaque plan nodal a une chance sur deux d'être choisi dans le calcul et la zone de confiance est de 95%. Qu'il s'agisse de la famille des mécanismes en faille normale (famille 1, F1) ou en décrochement (famille 2, F2) la contrainte minimum σ_3 se révèle stable, demeurant horizontale et de direction WNW-ESE. On observe le même résultat pour l'inversion conjointe des deux familles, avec un rétrécissement de la zone de confiance. Les axes σ_1 et σ_2 sont respectivement verticaux et horizontaux dans le cas de la famille 1 et inversement pour la famille 2, dans la direction NNE-SSW. Leur répartition est indifférenciée sur un plan NNE-SSW dans le cas de l'inversion globale. On parle de distribution en "guirlande" de l'axe σ_1 , typique d'un régime de contrainte transtensif. Bien que les mécanismes soient compatibles, nous ne levons pas l'ambiguïté entre un tenseur extensif (F1, Fig.2.21) et décrochant (F2, Fig.2.21).

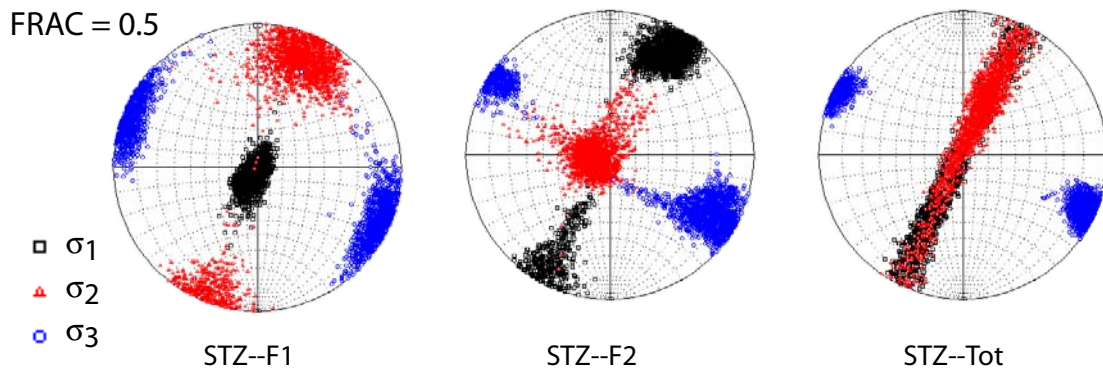


FIG. 2.21: Résultats de l'inversion du tenseur des contraintes par la méthode de Michael (1984, 1987) sur les mécanismes de la DNT, sans choix préalable parmi les plans nodaux (FRAC = 0.5). La distribution des axes principaux ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) correspond à une zone de confiance de 95%. F1, F2, inversion sur les mécanismes des familles définies précédemment (section 2.2.1, respectivement en faille normale et en décrochement); Tot, inversion sur l'ensemble des mécanismes. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

En choisissant un des plans nodaux a priori, on obtient le “meilleur” tenseur, pour lequel $\bar{\beta}$ sera minimum. Plusieurs tests ont été effectués en ce sens (Fig. 2.22 et 2.23). Le “meilleur” tenseur est représenté sur les figures 2.22 et 2.23 (carré et triangle blancs pour respectivement σ_1 et σ_3) et ses caractéristiques sont répertoriées dans le tableau 2.8.

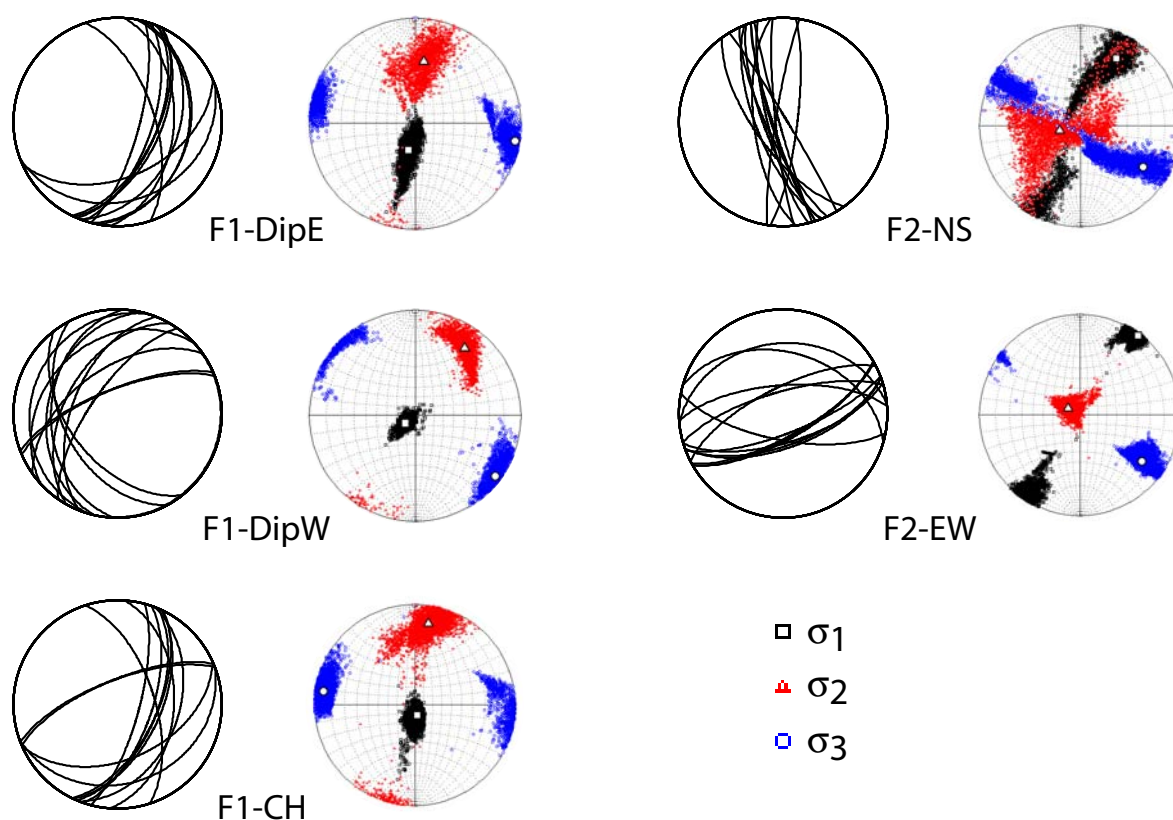


FIG. 2.22: Résultats de l'inversion du tenseur des contraintes par la méthode de Michael (1984, 1987) sur les mécanismes de la DNT, par famille de mécanismes, avec choix préalable parmi les plans nodaux ($FRAC = 0$). Les axes principaux $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ sont représentés respectivement par des carrés, triangles et cercles colorés quand issus du “bootstrap”, et blancs pour les axes du meilleur tenseur. La distribution des axes principaux correspond à une zone de confiance de 95%. F1-dipE, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l'est ; F1-dipW, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l'ouest ; F1-CH, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l'est excepté pour les mécanismes 81 et 82 ; F2-NS, famille 2 avec plan de faille de direction N-S ; F2-EW, famille 2 avec plan de faille de direction E-W. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

2.3. Calcul du tenseur des contraintes

Dans le cas de la famille des mécanismes normaux (F1), on peut différencier les plans plongeant vers l'est (F1–DipE, Fig. 2.22) de ceux plongeant vers l'ouest (F1–DipW, Fig. 2.22). Les “meilleurs” tenseurs résultant sont de type extensif : dans chacun des cas, l'axe σ_3 est subhorizontal et σ_1 est subvertical. Les rapports R , de 0.56 et 0.45 indiquent un **régime de contrainte extensif** tel que défini par Delvaux et al. (1997).

Groupe	σ_1		σ_2		σ_3		Variance	R	$\bar{\tau}$	$\bar{\beta}$ (°)
	Az.	Pl.	Az.	Pl.	Az.	Pl.				
F1-dipE	-165.4	61.4	8.3	28.4	99.6	2.6	0.072	0.56 ± 0.131	0.88 ± 0.19	19.20 ± 12.95
F1-dipW	-129.4	76.4	36.2	13.1	126.9	3.2	0.047	0.45 ± 0.080	0.92 ± 0.19	15.29 ± 9.00
F1-CH	166.2	77.8	9.6	11.2	-81.3	4.7	0.049	0.44 ± 0.080	0.91 ± 0.19	14.60 ± 9.70
F2-NS	28.1	15.6	-102.5	66.7	122.9	16.7	0.091	0.39 ± 0.162	0.86 ± 0.13	25.13 ± 15.13
F2-EW	36.4	1.4	-58.9	75.0	126.7	14.9	0.027	0.41 ± 0.097	0.96 ± 0.12	10.85 ± 9.60
F1-dipE + F2-NS	-151.5	52.4	20.0	37.2	113.0	4.1	0.090	0.85 ± 0.091	0.85 ± 0.14	25.57 ± 17.04
F1-dipE + F2-EW	-156.1	20.2	-3.1	67.6	110.3	9.3	0.070	0.79 ± 0.065	0.86 ± 0.24	18.39 ± 11.95
F1-dipW + F2-NS	-144.2	70.2	33.4	19.7	123.6	0.7	0.084	0.74 ± 0.089	0.86 ± 0.17	22.05 ± 17.25
F1-dipW + F2-EW	-150.7	36.7	28.1	53.3	118.7	0.5	0.082	0.86 ± 0.084	0.86 ± 0.20	20.40 ± 15.02
F1-CH + F2-NS	-136.6	81.2	24.2	8.3	114.6	2.8	0.100	0.81 ± 0.093	0.84 ± 0.14	25.85 ± 19.73
F1-CH + F2-EW	-156.8	36.0	16.5	53.8	110.7	3.2	0.089	0.91 ± 0.071	0.84 ± 0.23	19.45 ± 15.58

TAB. 2.8: Résultat des inversions des mécanismes au foyer déterminés dans cette étude. Les groupes font référence aux familles et au choix du plan comme étant le plan de faille au cours de l'inversion. Les familles de mécanismes ont été définies au chapitre 2.2.1. F1-dipE, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l'est ; F1-dipW, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l'ouest ; F1-CH, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l'est excepté pour les mécanismes 81 et 82 ; F2-NS, famille 2 avec plan de faille de direction N-S ; F2-EW, famille 2 avec plan de faille de direction E-W. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, contraintes principales ; Az, azimut (°) ; Pl, plongement (°) ; R , rapport associé à l'ellipsoïde des contraintes ; $\bar{\tau}$, moyenne de la norme de la composante tangentielle du tenseur des contraintes prédite sur chaque plan (doit s'approcher de 1 d'après les hypothèses de la méthode) ; $\bar{\beta}$, moyenne des écarts angulaires entre le vecteur glissement observé et le cisaillement prédit, sur l'ensemble des plans.

La qualité des solutions diffère cependant légèrement : dans le cas de l'inversion F1–DipW, la dispersion des axes de contrainte σ_1 et σ_2 , l'angle moyen $\bar{\beta}$ et la variance sont plus faibles. L'analyse de la distribution en carte et en profondeur nous a laissé supposer, dans la section précédente, que les failles normales avaient plutôt tendance à jouer vers l'est, à l'exception peut-être de la faille décrite par les mécanismes 81 et 82, qui est subverticale avec un léger pendage vers le nord (section 2.2.1, Fig. 2.19). Nous avons donc effectué une autre inversion comprenant les plans subverticaux à vergence N-W des mécanismes 81 et 82 et les plans à vergence est des autres mécanismes (F1–CH, Fig. 2.22). Le résultat est peu différent de l'inversion F1–DipE en terme de direction des axes de contraintes du meilleur tenseur. Sa qualité est cependant améliorée, les valeurs des paramètres mesurant l'incertitude

étant plus faibles : la variance et $\bar{\beta}$ diminuent respectivement de 0.072 à 0.049 et de 19.20° à 14.60° (Tab. 2.8).

Les plans nodaux des mécanismes décrochants sont de manière générale soit \sim N-S soit \sim E-W. Les axes principaux du meilleur tenseur sont similaires avec σ_1 et σ_3 horizontaux et σ_2 vertical, indiquant, avec un rapport R d'environ 0.4, un régime de contrainte décrochant (Delvaux et al., 1997).

L'inversion des plans E-W (F2-EW) se révèle beaucoup mieux contrainte que celle des plans N-S (F2-NS) avec une région de confiance plus étroite et des valeurs de la variance et de $\bar{\beta}$ beaucoup plus faibles (respectivement de 0.027 contre 0.091 et de 10.9° contre 25.1°). De la distribution à la fois épiscopale et hypocentrale des mécanismes, nous avons déduit que le plan de faille était le plan E-W (section 2.2.1). De fait, il est cohérent d'obtenir des résultats de qualité supérieure en utilisant ces plans plutôt que ceux de direction N-S.

Six sortes d'inversions combinant les plans décrochants N-S et E-W et les plans normaux à pendage est et ouest ont ensuite été réalisées (Tab. 2.8, Fig. 2.23). L'axe principal minimum σ_3 du meilleur tenseur est équivalent pour l'ensemble des inversions, son plongement étant compris entre 0.7 et 17°, et son azimuth entre 113 et 124°E. Les zones de confiance à 95% autour de cet axe sont assez resserrées, indiquant une stabilité au cours des inversions. Les axes σ_1 et σ_2 sont quant à eux tour à tour subhorizontaux et subverticaux : σ_1 est subvertical quand l'inversion comprend les plans F2-NS et subhorizontal quand elle comprend les plans F2-EW, indiquant un type de tenseur respectivement extensif et décrochant. Le rapport R , compris entre 0.74 et 0.91 correspond à un régime de contrainte **transtensif** (Delvaux et al., 1997).

Les valeurs les plus faibles de $\bar{\beta}$ et de la variance, associées au meilleur tenseur, ont été obtenues pour l'inversion incluant les plans décrochants E-W et normaux à pendage est (F1-dipE + F2-EW). Les résultats de l'inversion F1-CH+F2-EW où seuls deux plans ont été intervertis par rapport à cette dernière (mécanismes 81 et 82) présentent des incertitudes légèrement plus élevées et une zone de confiance autour de σ_1 et σ_2 plus étalée, témoignant de l'instabilité de la solution concernant ces axes. On s'aperçoit que la qualité du meilleur tenseur dépend du choix entre les plans nodaux de la famille F2. Elle est en effet supérieure quand on inclut les plans E-W de la famille F2 plutôt que les plans N-S mais change peu selon le choix des plans à vergence est ou ouest de la famille F1.

2.3. Calcul du tenseur des contraintes

Le “meilleur” tenseur obtenu dans chacune des inversions est donc à tendance décrochante ou extensive. Bien que les plongements des axes de contraintes maximale et intermédiaire soient instables, les critères de qualité associés au “meilleur” tenseur sont davantage favorables à un tenseur local de type décrochant et à un régime de contrainte transtensif.

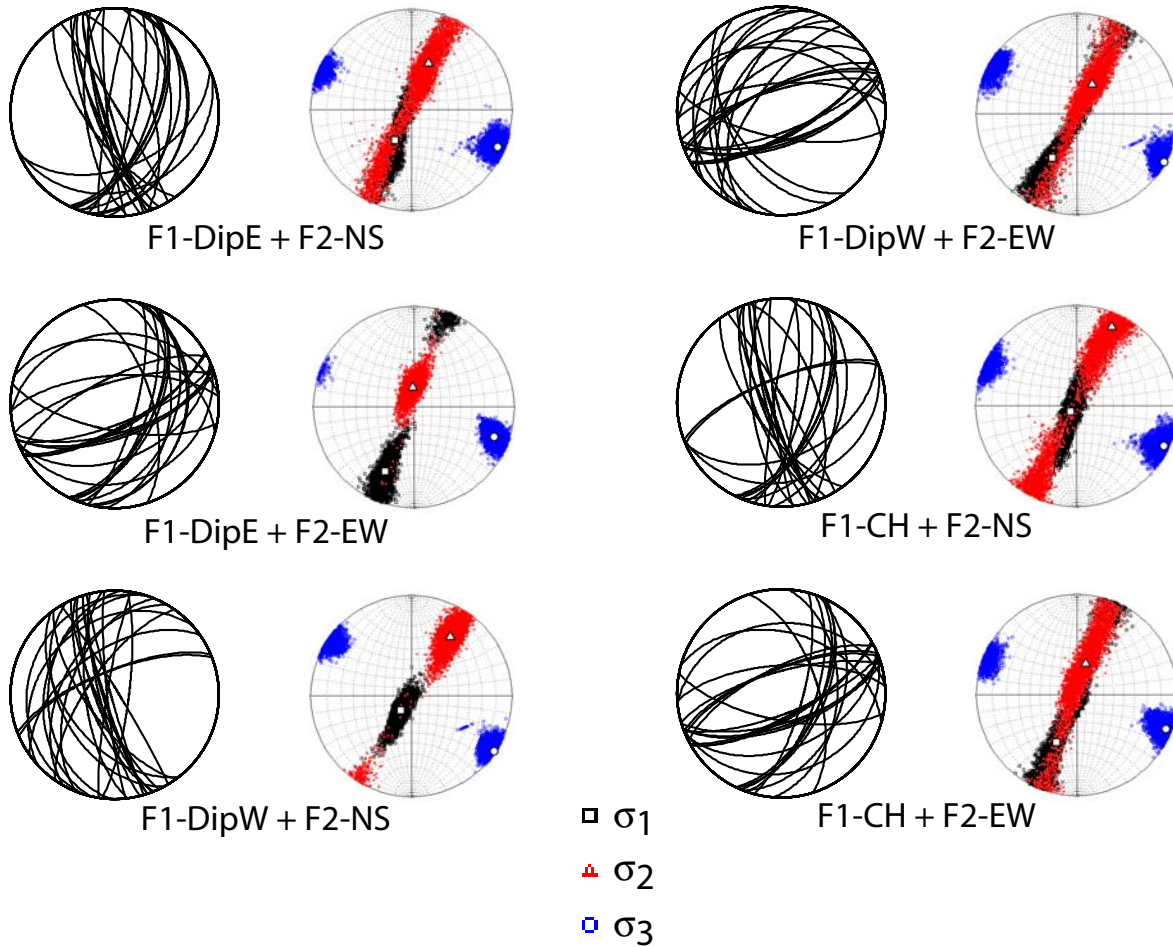


FIG. 2.23: Résultats de l’inversion du tenseur des contraintes par la méthode de Michael (1984, 1987) sur tous les mécanismes de la DNT, avec choix préalable parmi les plans nodaux ($FRAC = 0$). Les axes principaux $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ sont représentés respectivement par des carrés, triangles et cercles colorés quand issus du “bootstrap”, et blancs pour les axes du meilleur tenseur. La distribution des axes principaux correspond à une zone de confiance de 95%. F1-dipE, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l’est ; F1-dipW, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l’ouest ; F1-CH, famille 1 avec plan de faille plongeant vers l’est excepté pour les mécanismes 81 et 82 ; F2-NS, famille 2 avec plan de faille de direction N-S ; F2-EW, famille 2 avec plan de faille de direction E-W. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

Conclusion

Deux familles de mécanismes au foyer ont été identifiées dans la DNT, au sud du lac Manyara. C'est la première fois, dans cette partie du REA, que des solutions focales à l'échelle locale sont en nombre suffisant pour réaliser une étude du tenseur local. Leur compatibilité a été vérifiée avec la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977) et le "meilleur" tenseur calculé, en choisissant les plans nodaux a priori. Ce dernier est de type décrochant. Tandis que l'orientation de l'axe de la contrainte principale minimum σ_3 est stable, l'incertitude sur la direction des deux autres axes est plus grande, traduisant l'instabilité de la solution. Le régime de contrainte tel que défini par (Delvaux et al., 1997) est transtensif.

Chapitre 3

Interprétation

L'analyse des données locales nous a permis de contraindre la distribution de la sismicité dans la DNT. Nous cherchons ici à identifier les processus responsables de deux essaims de séismes enregistrés dans les régions des lacs Natron (Gelaï) et Manyara. La première partie est consacrée à la crise de Gelaï, la seconde à la comparaison des deux séquences. Cette dernière est complétée par une interprétation sismotectonique et une discussion sur l'origine de la sismicité crustale profonde enregistrée à Manyara.

3.1 Essaim de séismes au nord de la DNT (lac Natron)

3.1.1 Détection d'une intrusion magmatique

Un tremblement de terre de magnitude M_w 5.9 s'est produit au pied du volcan Gelaï (sud du lac Natron) le 17 Juillet 2007, seulement un mois après l'installation du réseau SEISMO-TANZ'07. C'est le deuxième événement de magnitude aussi élevée ayant été enregistré dans la DNT, depuis le développement des réseaux de surveillance sismique mondiaux (voir partie 1.2.2). L'activité sismique a débuté le 12 Juillet, a connu un pic le 17 Juillet, puis a diminué de manière irrégulière jusqu'en Décembre où deux séismes de magnitude M_w 5.3 et 4.7 se sont produits. Des fractures ont été observées, mais aucun escarpement en surface n'a pu être corrélé avec un des plans nodaux du mécanisme au foyer du choc principal (Fig. 3.1). Un autre événement a affecté la zone quelques semaines plus tard, l'éruption du volcan Oldoinyo Lengai.

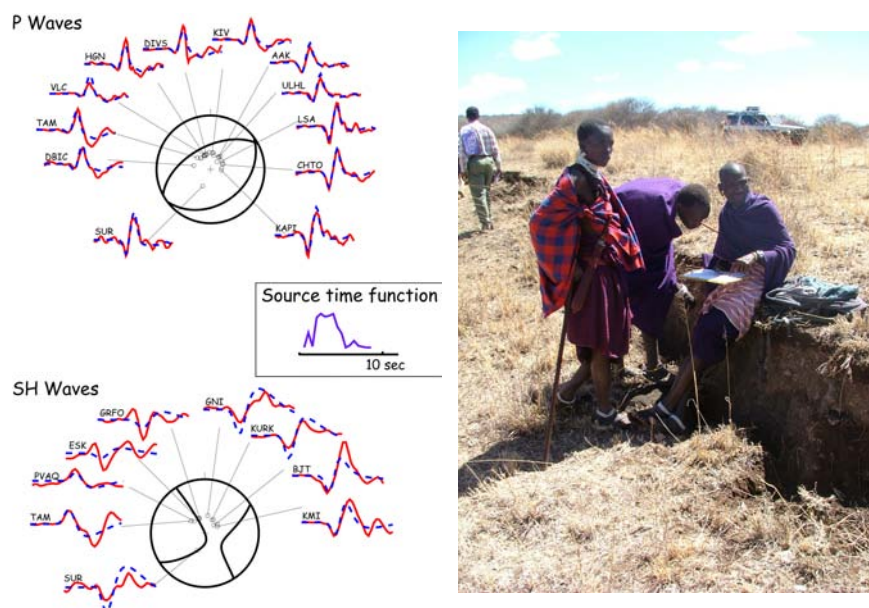


FIG. 3.1: *Gauche* : Modélisation du mécanisme au foyer du séisme du 17 Juillet 2007 (14 :10, UTC) (hypothèse du double couple) avec la méthode de Nabelek (1984) (réalisé par Anne Deschamps). Les ondes *SH* sont modélisées avec un poids 1/2 par rapport aux ondes *P*. La fonction source est de 3 s. Le mécanisme au foyer est en faille normale. *Droite* : Photo d'une fracture observée au sud du volcan Gelaï provoquée par la crise sismo-magmatique (Majura Songo, 2007).

Une approche pluridisciplinaire (interférométrie radar, GPS, observations de terrain et sismicité) a été menée en réponse à cette crise, afin d'en déterminer les causes et le déroulement, aboutissant à la parution de l'article ci-après. Notre contribution a porté essentiellement sur l'analyse des séismes locaux. Cette combinaison de données a permis de mettre en évidence la contribution majeure de processus asismiques dans la déformation, avec l'occurrence d'un glissement lent sur une faille NE-SW précédant une intrusion magmatique (dyke).

D'autres équipes se sont penchées sur la crise de Gelaï (approches et jeux de données différents) : les résultats sont comparés avec les nôtres dans la section qui suit cet article (p. 117).

Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa

Eric Calais¹, Nicolas d'Oreye², Julie Albaric³, Anne Deschamps⁴, Damien Delvaux⁵, Jacques Déverchère³, Cynthia Ebinger⁶, Richard W. Ferdinand⁷, François Kervyn⁵, Athanas S. Macheyeke^{8,9}, Anneleen Oyen^{2,10}, Julie Perrot³, Elifuraha Saria¹¹, Benoît Smets⁵, D. Sarah Stamps¹ & Christelle Wauthier^{5,12}

Continental rifts begin and develop through repeated episodes of faulting and magmatism, but strain partitioning between faulting and magmatism during discrete rifting episodes remains poorly documented. In highly evolved rifts, tensile stresses from far-field plate motions accumulate over decades before being released during relatively short time intervals by faulting and magmatic intrusions^{1–3}. These rifting crises are rarely observed in thick lithosphere during the initial stages of rifting. Here we show that most of the strain during the July–August 2007 seismic crisis in the weakly extended Natron rift, Tanzania, was released aseismically. Deformation was achieved by slow slip on a normal fault that promoted subsequent dyke intrusion by stress unclamping. This event provides compelling evidence for strain accommodation by magma intrusion, in addition to slip along normal faults, during the initial stages of continental rifting and before significant crustal thinning.

In July–August 2007, a seismo-magmatic crisis in the Natron basin (Fig. 1) was accompanied by the first dyking event ever captured geodetically in a continental rift⁴. The <5-Myr-old Natron basin lies near the southern termination of the eastern branch of the East African Rift, the divergent boundary between the Somalian and Nubian plates. Alkaline and basaltic volcanism was coeval with initial surface faulting⁵, yet strain accommodation by magma intrusion is virtually unconstrained. With current far-field extension rates on the order of 3 to 4 mm yr⁻¹ (ref. 6), the eastern rift has experienced only a few kilometres of crustal thinning⁷, whereas lithospheric thickness is ~90 km relative to >125-km-thick lithosphere outside the rift^{8,9}. The Natron crisis therefore provides a rare opportunity to quantify how faulting and magma intrusion contribute to strain accommodation within a youthful continental rift.

The Natron seismo-magmatic crisis began on 12 July 2007 with two earthquakes of respective body-wave magnitudes $M_b = 4.4$ and $M_b = 4.5$ recorded at the southern end of Lake Natron (Fig. 1). Subsequent seismic activity included an $M_b = 5.3$ event and an $M_b = 4.6$ event and culminated on 17 July with a shallow (4.7-km depth) event with moment magnitude $M_w = 5.9$. Seismic activity continued in July (32 $M_b > 3.8$ events) and August (21 $M_b > 3.9$ events) and then decayed rapidly in September (four $M_b > 4.2$ events). Owing to the fortuitous deployment of a temporary broadband seismic network just to the south of the Natron basin, we were able to locate the 17 July earthquake and 607 events for the interval 12–31 July located ~5–10 km south of the Gelai shield volcano (Fig. 1). Seismicity started on 12 July below the southern toe of Gelai at depths between 4 and 12 km, and then migrated up to 10 km to the northeast

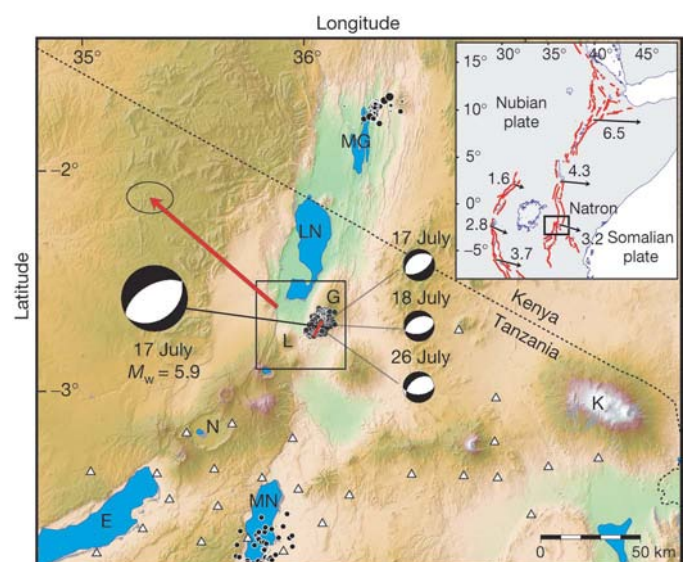


Figure 1 | Regional setting. Black circles show epicentres of earthquakes with body-wave magnitudes $M_b > 3.8$ for the 16 July–21 August 2007 interval. Black and white circles indicate focal mechanisms for the largest magnitude events in that time interval. Black circles near lakes Magadi (MG) and Manyara (MN) show the 1998 and 1994–1995 seismic swarms^{17,19}. The short red line shows the location of the dyke intruded along the southern flank of Gelai volcano (G). White triangles show the seismic stations of the SEISMO-TANZ'07 temporary deployment. The background colour shows topography based on data from NASA's Shuttle Radar Topography Mission. The red arrow indicates GPS displacement at a geodetic benchmark at the southern end of Lake Natron (LN), installed and observed for the first time in August 2006 and re-observed during 4–7 August 2007. Processing of the dual-frequency phase data shows a displacement of 5.6 ± 0.9 cm vertically and 5.7 ± 0.4 cm horizontally in the N49°W direction. Focal mechanisms for the 17 July event and earthquake locations are from this study (see Methods). Focal mechanisms for smaller magnitude events are from the Harvard Centroid-Moment Tensor catalogue. Black rectangle (in main panel) outlines the area of Fig. 3. E, Lake Eyasi; L, Ol Doinyo Lengai; K, Mount Kilimanjaro; N, Ngorongoro crater. The inset shows the study area (black rectangle) along the East African Rift. Arrows show predicted extension rates (in millimetres per year) and directions across the main rift structures⁶.

¹Purdue University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, West Lafayette, Indiana 47906, USA. ²National Museum of Natural History, Department of Geophysics/Astrophysics, L-2160 Luxembourg. ³Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, Plouzané 29280, France. ⁴Géosciences Azur, UNS/CNRS, Valbonne 06560, France. ⁵Royal Museum for Central Africa, Tervuren 3080, Belgium. ⁶University of Rochester, Department of Earth and Environmental Sciences, New York, New York 14627, USA. ⁷University of Dar es Salaam, Department of Geology, PO Box 35091, Dar es Salaam, Tanzania. ⁸Renard Centre of Marine Geology, Department of Geology and Soil Science, Universiteit Gent, Gent 9000, Belgium. ⁹Mineral Resources (Madini) Institute, PO Box 903, Dodoma, Tanzania. ¹⁰Delft University of Technology, Delft 2600, The Netherlands. ¹¹Ardhi University, Department of Geomatics, PO Box 35176, Dar es Salaam, Tanzania. ¹²University of Liège, Liège 4000, Belgium.

between 14 and 17 July. Hypocentres delineate a steep plane dipping to the northwest, and striking N33 E close to the geometry of the focal mechanism of the main event (Fig. 2). Following that event, seismicity remained stationary under the southern slope of Gelai, with a broader distribution of hypocentres at depths between 1 and 14 km, but still clustered in the N33 E direction.

Field observations in early August and October showed metres- to kilometres-long, newly formed *en échelon* tension fractures along the southern flank of Gelai, delineating two main north-northeast-south-southwest strands separated by 2–3 km. Vertical displacements are consistently east-down for the western strand and west-down for the eastern strand, resulting in a narrow central graben. Displacements are larger along the eastern strand in its middle segment, with an average of ~12 cm of opening and ~35 cm of vertical offset. This strand also shows evidence for repeated activation in recent times. No eruption or venting was recorded at Gelai, but the crisis was accompanied by renewed activity at the nearby Ol Doinyo Lengai carbonatitic volcano¹⁰ (Fig. 1), with explosive eruptions bearing similarities to the 1966 events¹¹.

Surface deformation associated with the Natron crisis was also quantified using data from the Global Positioning System (GPS; Fig. 1) and radar interferometry (InSAR; Fig. 3). An interferogram spanning 3 April to 17 July shows that deformation started before the main $M_w = 5.9$ event, with ellipse-shaped fringes that coincide with earthquake epicentres for that time interval (Fig. 3). Their pattern, as well as the distribution of earthquake hypocentres and the focal mechanism of the larger events, is consistent with slip on a buried, northwest-dipping normal fault. The 17 July–21 August interferogram (Fig. 3c) shows deformation-related fringes centred on the southern flank of Gelai in a pattern indicative of the subsidence of a fault-bounded central graben bounded on either side by areas of

uplift and horizontal displacement away from the graben. This is consistent with the deformation expected from a blade-shaped dyke with induced surface faulting at its upper tip^{3,12}. At least four fringes (~12 cm in range) are also visible on the eastern flank of Gelai, indicative of the subsidence possibly induced by magma chamber deflation.

We model surface deformation as the result of dislocations on faults¹³ and volume changes at point sources (so-called ‘Mogi sources’¹⁴) buried in an elastic half-space (see Methods) to estimate the amount of slip and opening on the faults involved and the volume changes due to the dyke intrusion and magma chamber deflation. We first model the 3 April–17 July interferogram, using a normal fault with strike and dip taken from the geometry of the plane derived from the 12–17 July hypocentres (Fig. 3b). The best-fit solution shows up to 0.5 m of normal slip concentrated at a depth of between 5 and 10 km, with a distribution that matches earthquake hypocentres, and a total moment release of 2.7×10^{18} N m. Because the cumulative seismic moment release for that time interval is 6.5×10^{16} N m, ~98% of the total moment must have been dissipated aseismically. Slip most likely occurred from 12 to 17 July, as seismicity was migrating from south to north along the fault (Fig. 2), in the first slow slip event recorded on a normal fault in a continental rift.

We then model the 17 July–21 August interferogram with a combination of fault slip and dyke opening. We use discontinuities in the interferograms and field observations to map the surface trace of the graben-bounding faults, where we allow slip down to depths of 2–4 km (from south to north, as the graben widens), and include the ‘pre-17 July’ normal fault defined above. We simulate the dyke as a vertical tensile dislocation with its surface projection following the centre of the axial graben and allow opening between the surface

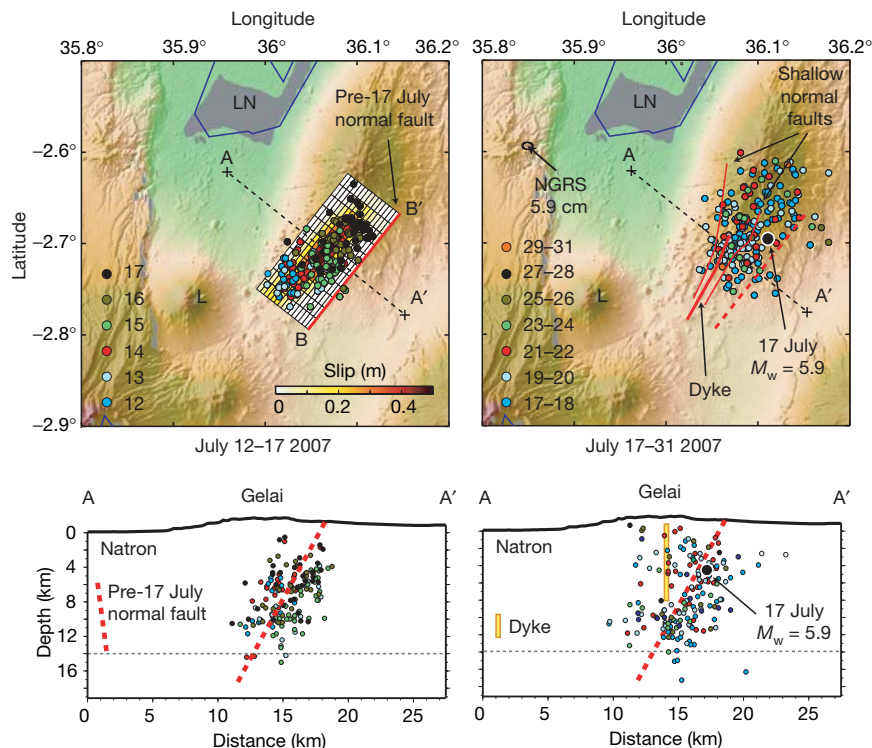


Figure 2 | Earthquake locations from the local seismic network.

Earthquakes are colour-coded as a function of date; the key shows the corresponding days of July 2007. Top panels: map view; bottom panels: cross-sectional view. The thin dashed lines at 14-km depth indicate a velocity increase from 5.9 to 6.5 km s^{-1} for seismic P waves in the crustal model used for earthquake location (see Methods). The left-hand panels show the 12–17 July interval. Event depths increase from southeast to northwest and delineate a fault plane deepening to the northwest at 60° and striking N33 E

(from a least-squares fit through hypocentres). Epicentres (top) are superimposed on the surface projection of the slip distribution estimated on this fault, showing that they coincide with the area of maximum slip. The right-hand panels show the interval from 17 July (the time of the $M_w = 5.9$ event, marked as a white-circled black dot) to 31 July. Dashed lines between points A and A' indicate the cross-sections used in the bottom panels. NGRS indicates the location of the Engaresero GPS site, where a horizontal displacement of 5.7 cm was measured in the direction indicated by the arrow.

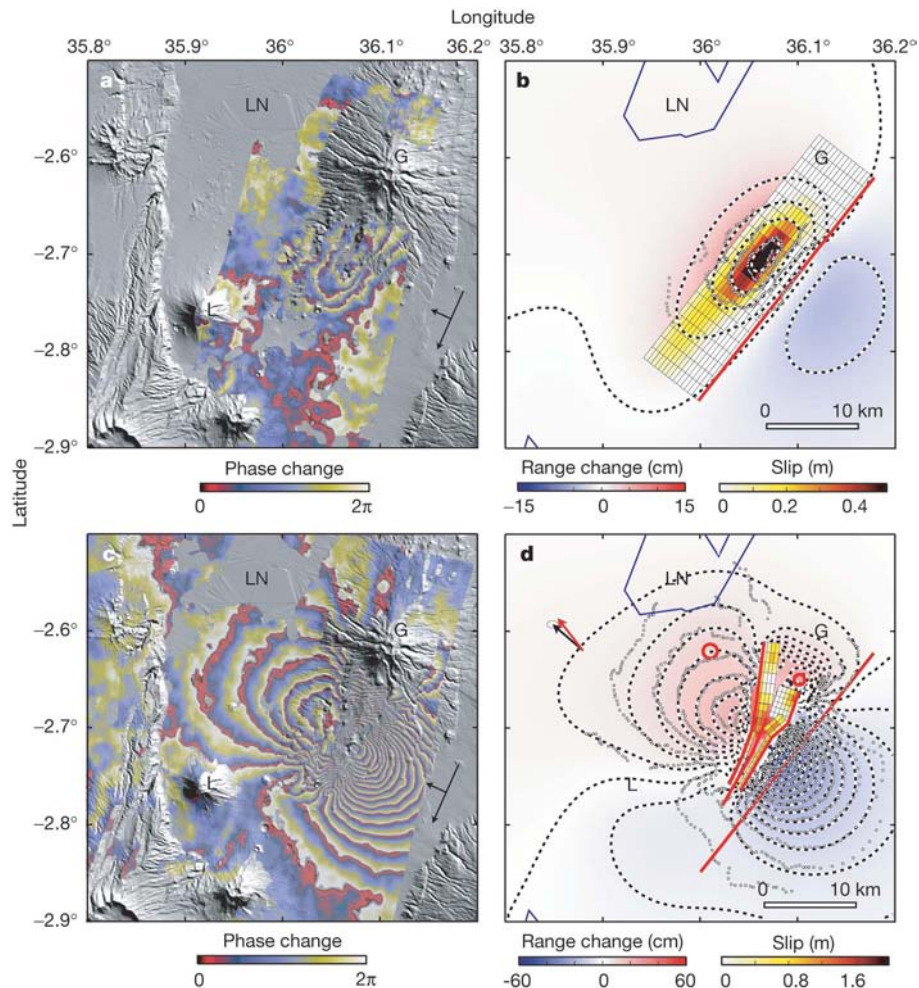


Figure 3 | Interferograms and corresponding model results. Each fringe in the interferograms (that is, phase change in cycles, reckoned positive for increasing range) represents a ground displacement of 2.8 cm in the satellite–ground direction. **a**, 7 April–17 July interferogram (the 17 July image was made 7 h before the $M_w = 5.9$ earthquake) showing four elliptical fringes indicating ~ 12 cm of positive range change (ground moving away from the satellite) and one poorly defined negative range change fringe (to the east). **b**, Corresponding model. **c**, 17 July–21 August interferogram showing deformation-related fringes covering an area of about 50×70 km² centred on the southern flank of Gelai. The two-lobe fringe pattern indicates up to 45 cm of negative range change (ground moving towards the satellite) in the eastern half of the scene and 17 cm of positive range change in the western half. Fringes in the lobes converge along a 15-km-long, 2–3-km-wide elongated area of positive range change (≤ 55 cm in its southern part and

and a depth of 12 km. We include volume-change point sources below Gelai to simulate the local subsidence in Fig. 3c and below the Natron basin to explain the asymmetry of the fringe lobe north-west of the dyke.

The best-fit inversion (Figs 3d, 4) includes ≤ 2 m of dyke opening between depths of ~ 2 and 6 km, centred below the southern half of the fault-bounded graben, and ≤ 0.6 m of slip on the shallow normal faults on either side of the dyke, consistent with field observations. We find a patch of shallow slip (4–5-km depth) on the pre-17 July fault, with a corresponding moment release of 8.5×10^{17} N m, or $M_w = 5.95$, consistent with the 17 July earthquake. The computation of stress changes caused by the pre-17 July slip acting on vertical faults trending N25 E shows that the area of largest estimated dyke opening coincides with the most negative change in normal stress (Fig. 3c). This suggests that dyke opening was triggered by static stress changes associated with pre-17 July slip (see, for example, ref. 15). We find a total volume of 0.09 km³ of magma intrusion in the dyke and a

>45 cm in its northern part). Fringes in this central area are not contiguous with the side lobes, but have discontinuities matching the fractures mapped in the field. **d**, Corresponding model. Estimated slip on the pre-17 July normal fault, shown in Fig. 4d, is omitted here for sake of clarity. In the interferograms, black orthogonal arrows show the satellite displacement and look directions. In the models, red lines show the intersections of model faults and dyke with the surface; grey dots delineate observed fringes; dashed lines show model fringes; background colours show range change; the thin grid shows the surface projection of the fault model; and colours in the grid show the distribution of slip and opening estimated in the inversion. Black and red arrows show observed and predicted displacement, respectively, at GPS site Engaresero. Red circles show the location of the Mogi sources under Gelai and the Natron basin. See Supplementary Figure 1 for model residuals.

negative volume change of 0.06 km³ at the Mogi point sources (0.01 -km³ deflation of a 3-km-deep point source below Gelai volcano and 0.05 -km³ deflation of a 10-km-deep point source west of Gelai). Some or all of the magma intrusion may therefore have its source in the magma chambers below and west of Gelai (see Methods).

The total moment released by fault slip and dyke opening estimated from geodetic data for the 17 July–21 August interval is 4.0×10^{18} N m. Because cumulative seismic moment release for that interval is 1.4×10^{18} N m, about 65% of the total moment must have been released by aseismic processes. Our inversion gives a moment of 2.6×10^{18} N m for the (aseismic) dyke opening, or 65% of the total ‘geodetic’ moment release, consistent with the missing moment inferred from seismic processes alone. This moment release budget illustrates the importance of aseismic processes to the July 2007 Natron rifting events, a feature consistent with magma-assisted oceanic rifting episodes^{2,3}. The 2007 Natron rifting episode, therefore, provides a snapshot of strain partitioning between faulting and

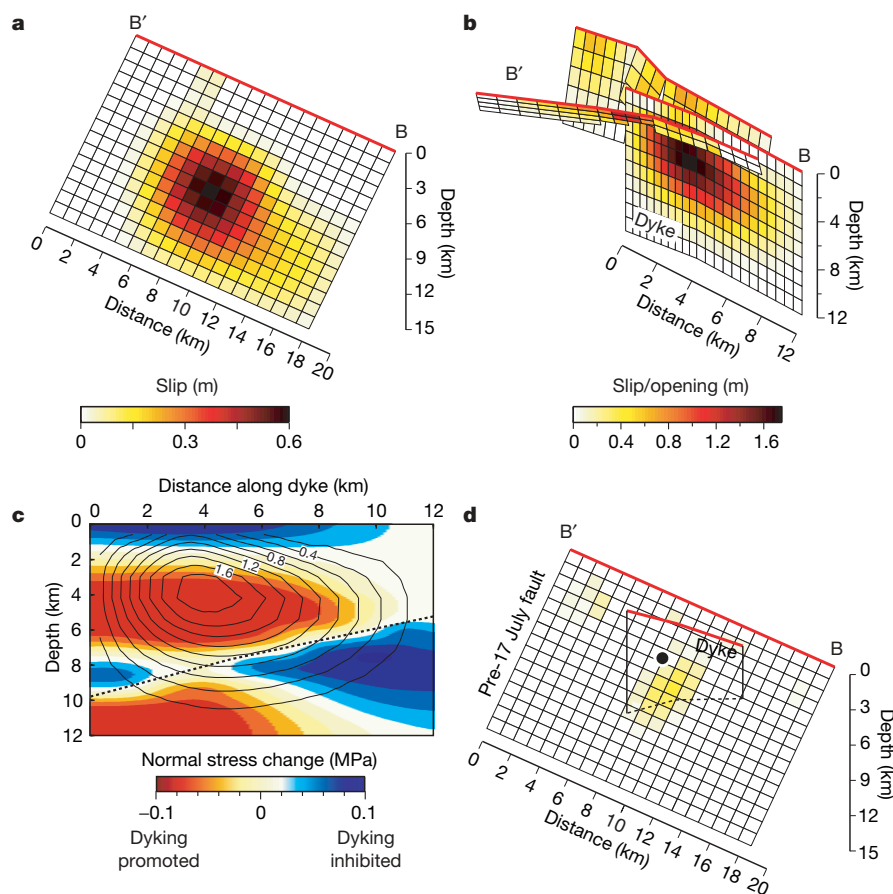


Figure 4 | Slip/opening model. **a**, Estimated slip distribution for the 12–17 July slow slip event on the northwest-dipping normal fault. The locations of B and B' are shown in Fig. 2. **b**, Estimated opening distribution along the dyke and slip distribution on the shallow normal faults bounding the central graben. **c**, Normal stress changes (background colours) caused by pre-17 July slip, resolved along the (future) dyke. Negative normal stress changes (red) promote dyke opening (indicated in metres by the contours; see **b**). The black dashed line is the intersection of the pre-17 July normal fault with the

dyke. **d**, Estimated slip distribution on the pre-17 July normal fault for the 17 July–21 August interval. The colour scale for the slip distribution is the same as in **b**. The shallow slip patch probably corresponds to the 17 July $M_w = 5.9$ earthquake, whose hypocentre is marked by a black circle. We show the geometry of the dyke, for reference. The dashed black line shows the intersection of the dyke with the pre-17 July fault plane. Red lines show the intersection of the modelled fault and dyke planes with the surface, shown in map view in Fig. 2.

magma intrusion processes needed to link discrete rifting episodes with the time-averaged deformation.

The largely aseismic Natron rifting event would have remained undetected in the absence of local seismic networks, surface volcanic eruptions or geodetically measured surface deformation. Indirect evidence, however, indicates that this event is typical of the rifting process in the eastern rift system, and that magma intrusions fundamentally modify the crust and upper-mantle structure during the initial stages of rifting. Magma intrusion is common in space and time, with volcanism preceding or concurrent with the onset of faulting in the eastern rift. In addition, although crustal thinning is less than 10%, mantle xenoliths show that the cratonic mantle lithosphere beneath the eastern rift has been metasomatized by magmatic fluids¹⁶. The earthquake sequence reported here bears similarities to other earthquake swarms in the eastern rift that occurred before there was adequate geodetic coverage^{17–19}. Narrow, high-velocity zones in the upper crust are interpreted as cooled melt intrusion from earlier dyking events¹⁷.

Magma-assisted rifting models provide a unified framework for these observations. Owing to the positive buoyancy of melt, dyke intrusions may reduce the force required to cause extensional yielding of initially thick continental lithosphere by a factor of up to six²⁰. Dyke intrusions occur at lower tectonic stresses than faulting, provided that magma pressure is high¹². The density contrast caused by the dyke intrusions, and the reduction in plate strength by magmatic heating over repeated rifting events, localizes strain to zones of

previous dyke intrusions²⁰. The combination of a slow slip event, an aseismic dyke intrusion and normal faulting in a young cratonic continental rift is direct evidence of the role of strain accommodation through magma intrusions during the initial stages of continental rifting.

METHODS SUMMARY

We used arrival times from a local seismic network to locate earthquakes in the Natron rift. Ground deformation was calculated using radar interferograms based on data from Envisat (an Earth-observation satellite of the European Space Agency (ESA)) and GPS measurements. Field geological mapping of the ground fracture system associated with the seismo-magmatic crisis complemented these geophysical measurements. Observational constraints from fieldwork and seismology were used to design the model geometry. Fault slip and dyke opening were then calculated from a kinematic inversion of the ground deformation data.

Full Methods and any associated references are available in the online version of the paper at www.nature.com/nature.

Received 22 July; accepted 25 September 2008.

- Heki, K., Foulger, G., Julian, B. & Jahn, C. H. Plate dynamics near divergent boundaries: Geophysical implications of post-rifting crustal deformation in NE Iceland. *J. Geophys. Res.* **98**, 14279–14297 (1993).
- Cattin, R. *et al.* Numerical modelling of Quaternary deformation and post-rifting displacement in the Asal–Ghoubbet rift (Djibouti, Africa). *Earth Planet. Sci. Lett.* **239**, 352–367 (2005).
- Wright, T. J. *et al.* Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature* **442**, 291–294 (2006).

4. Baer, G., Hamiel, Y., Shamir, G. & Nof, R. Evolution of a magma-driven earthquake swarm and triggering of the nearby Oldoinyo Lengai eruption, as resolved by InSAR, ground observations, and elastic modelling, East African Rift, 2007. *Earth Planet. Sci. Lett.* **272**, doi:10.1016/j.epsl.2008.04.052 (2008).
5. Ebinger, C. J., Poudjom Djomani, Y., Mbede, E., Foster, A. N. & Dawson, J. B. Rifting Archean lithosphere: Eyasi–Manyara–Natron rifts, East Africa. *J. Geol. Soc. Lond.* **154**, 947–960 (1997).
6. Stamps, D. S. *et al.* A kinematic model for the East African Rift. *Geophys. Res. Letters* **35**, doi:10.1029/2007GL032781 (2008).
7. Birt, C. *et al.* The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya rift valley – Evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* **278**, 211–242 (1997).
8. Green, W. V., Achauer, U. & Meyer, R. P. A three-dimensional seismic image of the crust and upper mantle beneath the Kenya rift. *Nature* **354**, 199–203 (1991).
9. Nyblade, A. A., Owens, T. J., Gurrrola, H., Ritsema, J. & Langston, C. A. Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath East Africa. *Geology* **7**, 599–602 (2000).
10. Vaughan, R. G., Kervyn, M., Realmuto, V., Abrams, M. & Hook, S. J. Satellite measurements of recent volcanic activity at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **173**, 196–206 (2008).
11. Dawson, J. B., Bowden, P. & Clark, G. C. Activity of the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, 1966. *Geol. Rundsch.* **57**, 865–879 (1968).
12. Rubin, A. Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones. *J. Geophys. Res.* **92**, 1839–1858 (1992).
13. Okada, Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82**, 1018–1040 (1992).
14. Mogi, K. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo* **36**, 99–134 (1958).
15. Amelung, F., Yun, S.-H., Walter, T. R., Segall, P. & Kim, S. W. Stress control of deep rift intrusion at Mauna Loa volcano, Hawaii. *Science* **316**, 1026–1030 (2007).
16. Vauchez, A., Dineur, F. & Rudnick, R. Microstructure, texture and seismic anisotropy of the lithospheric mantle above a mantle plume: Insights from the Labait volcano xenoliths (Tanzania). *Earth Planet. Sci. Lett.* **232**, 295–314 (2005).
17. Ibs-von Seht, M., Blumenstein, S., Wagner, R., Hollnack, D. & Wohlenberg, J. Seismicity, seismotectonics and crustal structure of the southern Kenya Rift - new data from the Lake Magadi area. *Geophys. J. Int.* **146**, 439–453 (2001).
18. Tongue, J., Maguire, P. K. H. & Burton, P. An earthquake study in the Lake Baringo basin of the central Kenya Rift. *Tectonophysics* **236**, 151–164 (1994).
19. Nyblade, A. A., Birt, C., Langston, C. A., Owens, T. J. & Last, R. J. Seismic experiment reveals rifting of craton in Tanzania. *Eos* **77**, 517–521 (1996).
20. Buck, W. R. in *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins* (eds Karner, G. D., Taylor, B., Driscoll, N. & Kohlstedt, D.) 1–30 (Columbia Univ. Press, 2004).

Supplementary Information is linked to the online version of the paper at www.nature.com/nature.

Acknowledgements Envisat/ASAR data were systematically programmed and acquired through the ESA Cat-1 project no. C1P.3224. Interferograms were computed using DORIS software (Delft University of Technology). Precise orbits were provided by the Delft Institute of Earth Observation and Space Systems and ESA. We thank the Tanzania Survey and Mapping Department for their support of the October field expedition and the Tanzania Commission for Science and Technology. We thank V. Cayol and Y. Fukushima for their contribution in analysing the ground deformations, F. Paganelli, J. Biggs and J. Keller for discussions and K. Feigl and F. Sigmundsson for their comments. We acknowledge support from the US National Science Foundation under grants EAR-0801801 and EAR-0538119, from the French INSU-CNRS DyETI programme and from the Belgian Science Policy under projects SAMAAV and Rukwa.

Author Contributions N.d'O., A.O. and F.K. planned the radar data acquisition and computed the interferograms; J.A., A.D., J.D., R.W.F. and J.P. designed the seismic experiment and collected and analysed the resulting data; D.D., A.S.M., B.S. and C.W. performed the field observations; E.S. and D.S.S. deployed the GPS equipment and processed the resulting data; C.E. provided tectonic context; E.C. performed the model calculations; E.C. and N.d'O. wrote the paper. All authors discussed the results and commented on the manuscript.

Author Information Reprints and permissions information is available at www.nature.com/reprints. Correspondence and requests for materials should be addressed to E.C. (ecalais@purdue.edu).

METHODS

Seismology. We determined the source mechanism of the 17 July $M_w = 5.9$ event using teleseismic body waves from 24 stations assuming mean crustal P- and S-wave velocities of 6.0 and 3.46 km s⁻¹, respectively, and find a source of 3-s duration with a simple pulse, a seismic moment of 1.1×10^{18} N m and a purely normal faulting source mechanism with a strike of 241°, a dip of 55° and a rake of -85°. Earthquake locations were computed using the HYPOCENTER program²¹ with a crustal velocity model derived from the 1991 seismic refraction experiment²² of the Kenya Rift International Seismic Project, with P-wave velocities as given in Supplementary Table 1. Statistical uncertainties in hypocentre location are of 3–6 km in depth and north–south position and <3 km in east–west position.

Radar interferometry. We used radar data acquired by the ESA Envisat satellite²³. Only images acquired on descending orbits are available for the area and time interval of interest, because of a failure in the Artemis satellite (ESA) relaying Envisat data to the ground. The main parameters from the two interferograms used here are given in Supplementary Table 2. Additional radar data from ALOS (a satellite of the Japanese Aerospace Exploration Agency) and Envisat are available; a complete catalogue can be found in ref. 4. Phase unwrapping was performed using the SNAPHU algorithm²⁴. Satellite orbital parameters were fixed to the values provided by Delft University of Technology and ESA. We account for possible orbital biases in the slip inversion (see Methods) by solving for phase gradients in the north–south and east–west directions and a line-of-sight offset accounting for the unknown zero-phase level.

Modelling. We discretize the dyke and faults with rectangular patches of dimension $\sim 1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ and compute the impulse functions that relate slip on each patch¹³ and volume change at each point source¹⁴ to surface displacement at the observation points, while assuming a Poisson ratio of 0.25 and a shear modulus of 33 GPa. We use least squares to invert the model and estimate dyke-normal opening on the dyke patches, normal dip-slip displacement on the fault patches, and volume changes at the Mogi sources from InSAR line-of-sight range change and three-dimensional GPS displacement at site Engaresero.

We subsampled the interferograms to 302 data points for the interval between 3 April 2007 and 17 July 2007 and 1,254 data points for the interval between 17 July 2007 and 21 August 2007. The data were weighted by the inverse of their (diagonal) covariance matrix formed using a single-pixel standard deviation of 5.6 mm (20% of the half radar wavelength for Envisat), which was derived from the phase variations calculated from 20 interferograms spanning January 2006 to 2008 along two profiles, one across the southern flank of Gelai and the other in

the Natron basin to the west of Gelai. To avoid implausible and overly rough slip/opening distributions, we applied smoothing by means of a finite-difference approximation of the Laplacian operator and applied positivity constraints.

Chi-squared statistics for the best-fit models are 98,832 and 148,455 and average residuals are 2.8 cm and 5.4 cm for the 3 April 2007–17 July 2007 and 17 July 2007–21 August 2007 intervals, respectively. We have verified that the simple elastic models used here provide results similar to forward models based on a three-dimensional mixed-boundary-element method that takes into account realistic topography and gravitational stresses²⁵. Supplementary Fig. 1 compares, side-by-side, the observed unwrapped interferogram (left panel) with the simulated unwrapped interferogram derived from the estimated slip/opening model parameters (middle panel), and shows the residual signal (observed minus model).

Volume-change calculations depend strongly on Poisson's ratio (a constant value of 0.25 is used here), the shape of the magma chamber (here a point source) and magma degassing and expansion as pressure drops (not accounted for here)^{26,27}. This later process may result in a volume increase by a factor of up to five²⁸.

21. Lienert, B. R. E. & Havskov, J. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismol. Res. Lett.* **66**, 26–36 (1995).
22. KRISP Working Party. Large-scale variation in lithospheric structure along and across the Kenya rift. *Nature* **354**, 223–227 (1991).
23. Massonnet, D. & Feigl, K. L. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Rev. Geophys.* **36**, 441–500 (1998).
24. Chen, C. W. & Zebker, H. A. Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization. *J. Opt. Soc. Am. A* **18**, 338–351 (2001).
25. Cayol, V. & Cornet, F. H. Three-dimensional modeling of the 1983–1984 eruption at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *J. Geophys. Res.* **103**, 18025–18037 (1998).
26. Delaney, P. T. & McTigue, D. F. Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano. *Bull. Volcanol.* **56**, 417–424 (1994).
27. Johnson, D. J., Sigmundsson, F. & Delaney, P. T. Comment on “Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano” by P. T. Delaney and D. F. McTigue. *Bull. Volcanol.* **61**, 491–493 (2000).
28. Nishimura, T. Pressure recovery in magma due to bubble growth. *Geophys. Res. Lett.* **31**, doi:10.1029/2004GL019810 (2004).

3.1.2 Comparaison avec d'autres études

Les intrusions magmatiques semblent jouer un rôle majeur dans l'accommodation de la déformation accompagnant l'extension continentale, au moins à certains stades de leur évolution (Buck, 2004, 2006). Elles sont cependant rarement enregistrées et par conséquent difficiles à caractériser. La crise de Gelaï, décrite dans la section précédente (section 3.1.1), constitue une formidable opportunité pour essayer de mieux comprendre les processus associés à de tels événements.

Cette crise, qui s'est produite au nord de la DNT durant l'été 2007, a d'ores et déjà fait l'objet de trois études publiées, la nôtre (Calais et al., 2008) et celles de Baer et al. (2008) et Biggs et al. (2009). Les jeux de données sont assez différents et comprennent :

- des images radar pour les 3 études (Baer et al., 2008; Calais et al., 2008; Biggs et al., 2009);
- les fissures observées en surface (Baer et al., 2008; Calais et al., 2008);
- des mesures GPS (Calais et al., 2008);
- la sismicité locale (Calais et al., 2008).

La contribution originale que nous avons pu apporter aux travaux de Calais et al. (2008) repose essentiellement sur la sismicité locale enregistrée entre en juin et juillet 2007 (réseau SEISMO-TANZ'07, voir section 1.4). Les données sur lesquelles nous nous appuyons ici comprennent les mois suivants de l'expérience.

Une crise en deux temps

La crise de Gelaï se déroule en deux temps. Elle débute le 12 Juillet 2007 avec une activité sismique anormale concentrée au sud du volcan Gelaï, qui migre de manière claire vers le NE entre le 14 et le 17 Juillet (**Période 1**). La seconde période (**Période 2**) comprend l'occurrence du choc principal le 17 Juillet (14h10, M_w 5.9, cf. section 3.1.1) suivie d'une activité sismique intense qui va décroître assez irrégulièrement jusqu'en novembre où moins de deux événements par jour sont enregistrés par notre réseau.

Plusieurs interférogrammes ont été utilisés pour chacune des trois études, dont deux en commun, couvrant les périodes du 3 Avril au 17 Juillet et du 17 Juillet au 21 Août.

Les modélisations s'accordent au moins sur :

- l'occurrence d'un glissement sur une faille normale enfouie orientée NE-SW à pendage NW, avec une part importante de déformation asismique (Période 1);
- la mise en place d'une intrusion magmatique selon un plan vertical orienté NE-SW, le glissement sur une faille normale orientée NE-SW à pendage NW (Période 2).

Les contributions des processus asismique et sismique dans la déformation sont estimées en comparant le moment géodésique total issu de la modélisation (faille, dyke) au moment sismique déduit des enregistrements des séismes en champ lointain.

Période 1 : modèles semblables

Pour la Période 1, la géométrie des modèles des 3 études est semblable, impliquant un glissement sur une faille normale aveugle NE-SW. Le moment géodésique cumulé sur cette période (donc relatif au glissement sur la faille) est au moins deux fois supérieur au moment sismique, suggérant que plus de la moitié du moment total a été libérée par un processus asismique. Calais et al. (2008) interprètent cette déformation asismique comme un glissement lent sur la faille aveugle. La migration vers le NE des séismes durant 3-4 jours, que nous avons clairement observée, illustre quant à elle la déformation sismique sur la faille.

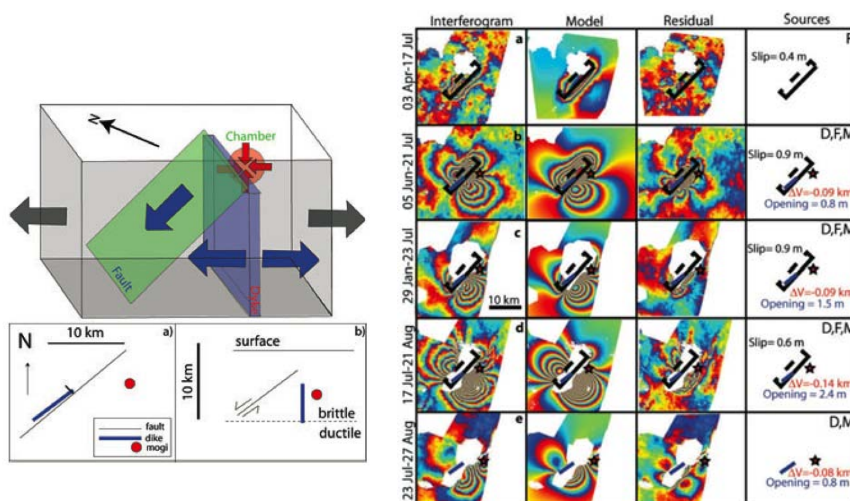


FIG. 3.2: . Modèle de Biggs et al. (2009) sur la crise de Gelai. *Gauche* : Configuration du modèle (le dessin n'est pas à l'échelle). *Droite* : Interférogrammes, modèles et résidus pour différentes périodes d'après Biggs et al. (2009). Le dyke, la faille et la source de déflation sont représentés respectivement par un trait bleu, un trait noir (les pointillés indiquent la direction du plongement) et une étoile rouge. D, Dyke ; F, faille ; M, chambre magmatique.

Période 2 : modèles différents

La Période 2 est plus complexe, ce qui se reflète dans les différences entre les modèles obtenus dans les trois études. Elles portent essentiellement sur la présence et la position de structures géologiques supplémentaires : une chambre magmatique sous Gelai (Calais et al., 2008; Biggs et al., 2009) et sous le lac Natron (Calais et al., 2008), d'autres dykes et d'autres failles (Baer et al., 2008) (Figs. 3.2, 3.3 et 3.4). De plus, l'approche de Biggs et al. (2009) se distingue des deux autres par le choix de ne pas contraindre la géométrie de leur modèle par les fissures observées (graben en surface) afin de se concentrer sur les processus profonds. Ils aboutissent à une disposition spatiale très différente avec un dyke en profondeur à l'est et sous la faille NE-SW, contrairement à Baer et al. (2008) et Calais et al. (2008) qui le positionnent au-dessus et à l'ouest de la faille. Biggs et al. (2009) observent un résidu assez important dans leurs modélisations post-17 juillet, qui pourrait être lié à l'omission du graben (Fig. 3.2).

La sismicité locale complétée par le mois d'Août souligne les failles bordières normales du graben que nous avons modélisées (Calais et al., 2008), dont les traces en surface ont été mesurées sur le terrain (Fig. 3.3).

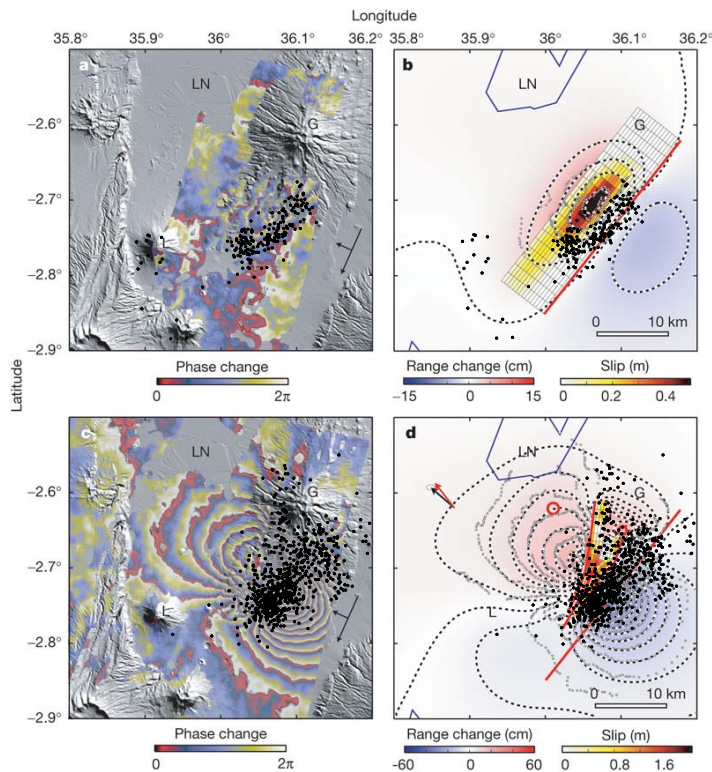


FIG. 3.3: Superposition de la sismicité (SEISMOTANZ'07, cercles noirs) aux interférogrammes (3 Avril-17 Juillet en haut, 17 Juillet-21 Août en bas) et modèles calculés par Calais et al. (2008) (voir section 3.1.1, figure 3).

La distribution de la sismicité locale s'accorde relativement bien au modèle de Baer et al. (2008) pour la Période 1 (Fig. 3.4 (a)), mais plus difficilement aux modèles issus des interférogrammes couvrant une partie de la Période 2 (Fig. 3.4 (b), (c) et (d)). En effet, les épicentres sont décalés à l'est de la faille principale plongeant vers le NW (trait le plus long noir sur Fig. 3.4 (b), (c) et (d)) et sont pratiquement absents sur certains segments de faille.

Chacune de ces études atteste cependant que durant la Période 2, la contribution du dyke (donc asismique) est supérieure à celle du glissement sismique dans le moment géodésique total.

Conclusion

Quel que soit le modèle considéré, la contribution des processus asismiques est supérieure à celle des processus sismogènes dans la déformation observée à Gelaï. Cette combinaison de processus sismiques/asismiques semble se différencier de ce qui se passe dans les rifts “matures” comme en Ethiopie où la composante asismique est majoritaire mais expliquée par des intrusions magmatiques (Wright et al., 2006; Keir et al., 2009b). Dans les rifts “froids”, c'est à dire apparemment peu magmatiques/volcaniques, comme le Baïkal ou Corinthe, la déformation asismique semble essentiellement reliée aux structures tectoniques et il est clair que les failles (déplacement cosismique) jouent un rôle essentiel dans l'accommodation de la déformation (Calais et al., 1998; Briole et al., 2000; San'kov et al., 2000; Bernard et al., 2006; Chaabane et al., 2007).

3.1. Essaim de séismes au nord de la DNT (lac Natron)

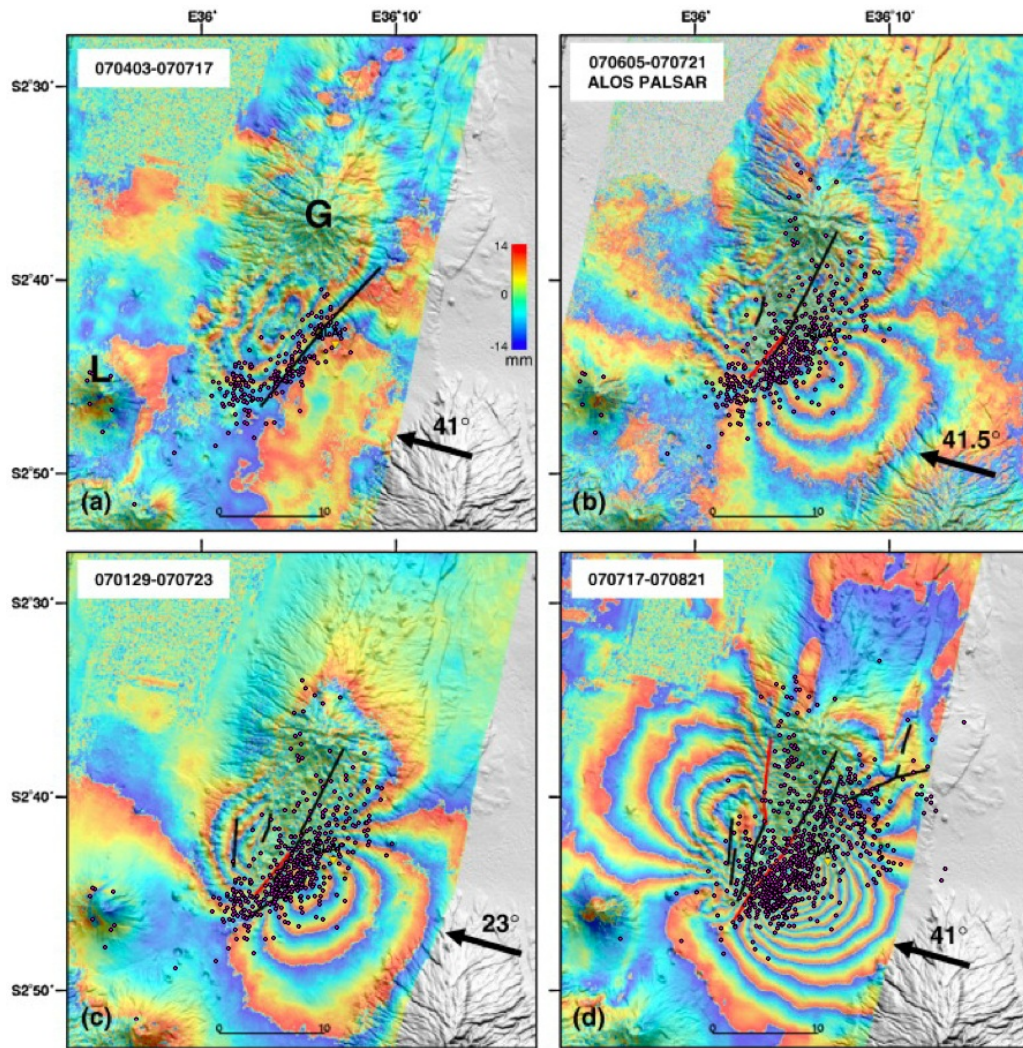


FIG. 3.4: Superposition de la sismicité (SEISMOTANZ'07, cercles roses) aux interférogrammes (périodes indiquées en haut à gauche de chaque cadre) et modèles calculés par Baer et al. (2008) (figure modifiée d'après Baer et al., 2008). Chaque frange représente un déplacement du sol de 2.8 cm dans la direction satellite-sol. Les flèches noires indiquent l'angle de vue du satellite, la valeur de l'angle d'incidence étant notée au-dessus. Les dykes et les failles déduits sont représentés respectivement par des traits rouges et noirs.

3.2 Essaim de séismes profonds au sud de la DNT

3.2.1 Comparaison des deux essaims de séismes, Gelai et Manyara

La sismicité enregistrée pendant 6 mois dans la DNT s'organise essentiellement en essaims le long de la branche centrale de la DNT. Les deux concentrations principales de séismes sont localisées à la transition entre le rift Kenyan et la DNT (crise de Gelai décrite dans la partie précédente) et à l'extrémité sud du lac Manyara. L'article suivant découle d'une approche comparative appliquée à ces deux séquences de tremblements de terre, distantes de moins de 150 km, que nous avons nommées Gelai et Manyara. Il s'agit de mieux comprendre les facteurs contrôlant leur déclenchement, leur "forme" et leur profondeur. La sismicité relative à la crise de Gelai a par ailleurs été complétée par les mois d'Août à Novembre par rapport à l'article présenté en section 3.1.1.

Cette analyse révèle l'influence des structures héritées et du magmatisme dans le développement du rift au nord de la Tanzanie.



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of African Earth Sciences

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

Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa

J. Albaric^{a,b,*}, J. Perrot^{a,b}, J. Déverchère^{a,b}, A. Deschamps^c, B. Le Gall^{a,b}, R.W. Ferdinand^f, C. Petit^d, C. Tiberi^e, C. Sue^{a,b}, M. Songo^f

^a Université Européenne de Bretagne, Brest, France

^b Université de Brest, IUEM, CNRS – UMR 6538, Plouzané, France

^c Université de Nice Sophia Antipolis, Geoazur, IRD, OCA, Nice, France

^d Université Pierre et Marie Curie, CNRS – UMR 7072, Paris, France

^e Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, CNRS – UMR 5243, Montpellier, France

^f University of Dar Es salaam, Geology Department, Tanzania

ARTICLE INFO

Article history:

Received 1 April 2009

Received in revised form 1 August 2009

Accepted 4 September 2009

Available online xxxxx

Keywords:

Earthquake sequence

Swarm

East African Rift System

Deep earthquakes

Rheology

Structural inheritance

ABSTRACT

We report preliminary results of a seismological experiment, SEISMO-TANZ' 07, which consisted in the deployment of a local network (35 stations) in the East African Rift System (EARS), North Tanzania, during 6 months in 2007. We compare two earthquake sequences (Gelai and Manyara) occurring, respectively, in the southern end of the Kenya rift and in the North Tanzanian Divergence (NTD). Only distant of ~150 km, their triggering mechanisms are different. None of the sequences depicts typical swarm or mainshock–aftershock patterns. They highlight the change in the magmatic/tectonic nature of the rift where the eastern branch of the EARS enters the Tanzanian craton. The similar shape and long-axis of the elongate sequences emphasize the preferred locus of active strain release along NE–SW discontinuities which probably root at depth into steep Proterozoic shear zones. At Gelai, the deformation is dominated by aseismic process involving slow slip on normal fault and dyke intrusion within the upper crust (Calais et al., 2008). The spatial and temporal earthquake distribution indicates a possible correlation between the Gelai crisis and the eruption of the nearby Oldoinyo Lengai volcano. At Manyara, the sequence is more uncommon, revealing a long-lasting seismic activity deeply rooted (~20–35 km depth) possibly related to stress loading transmitted laterally. The yield strength envelope modelled from the depth frequency distribution of earthquakes in the NTD is consistent with the presence of a mafic lower crust and further supports the strength increase of the rifted crust from south Kenya to the NTD.

© 2009 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Earthquake sequences are common features in many active rift settings. The space and time distribution of earthquakes are widely used to highlight the mechanisms that trigger them and to discuss which processes may explain their occurrences. Whereas the type of sequence is generally easily determined and often referred as swarms, aftershocks, clusters or bursts (e.g., Mogi, 1963; Sherburn, 1992; Benoit and McNutt, 1996; Vidale and Shearer, 2006; Ibs-von Seht et al., 2008; Parsons, 2008), determining their cause is not straightforward. The spatial and temporal variability of seismic deformation and its relationship with aseismic processes such as magma injections, slow slip, static or dynamic stress triggering are generally poorly understood owing to the lack of accuracy on

spatial and temporal evolution of deformation and on the rheological setting. An open question is also whether and how long earthquake clustering is expected to persist, with important consequences on seismic hazard forecasting.

Continental rifts are known to provide evidence since long for various types of earthquake sequences, either as mainshock–aftershock sequences or as swarms. From earthquake series captured in various modern rift systems (Rio Grande, Kenya and Eger), Ibs-von Seht et al. (2008) have recently suggested that swarm activity is mostly restricted to rift valleys at shallow depth and are influenced by large-scale fracture or shear zones intersecting the rifts, which are assumed to favour intrusions of upper mantle into the crust. A similar pattern is reported in the Baikal rift, but some “swarm-like” sequences identified there depict even much longer time series (several years) and develop off the main rift axis and at depth as large as 23 km (Déverchère et al., 1993; Solonenko et al., 1997).

In 2007, a French–Tanzanian seismic experiment (SEISMO-TANZ' 07) took place from June 1st to November 20, in the North

* Corresponding author. Address: Université Européenne de Bretagne, Brest, France.

E-mail address: albaric@univ-brest.fr (J. Albaric).

Tanzanian rift, at the southern end of the eastern branch of the East African Rift System (EARS) (Fig. 1A). This branch depicts a general, large scale southerly-propagating rift pattern (Le Gall et al., 2008, and references therein). At about 2.5°S, the main axial valley splits into several zones of deformation of different strikes, forming the so-called North Tanzanian Divergence (NTD) (Dawson, 1992). Fortuitously, the SEISMO-TANZ'07 temporal seismic network has captured simultaneously two earthquake sequences, called hereafter Gelai and Manyara, located, respectively, in the volcanic area of the Natron Valley and at the contact of the Tanzanian Archaean craton near Lake Manyara (Fig. 1A). The aim of this study is to take advantage of this exceptional opportunity to contrast deformation mechanisms and rheological settings during synchronous, yet spatially discrete magma-rich and magma-poor continental rifting episodes. We intend to describe the main spatial and temporal patterns of these two sequences, to underline their specificities, similarities and differences, and to compare them to other sequences captured in continental rifts in order to infer rheological implications and possible triggering mechanisms.

2. Geological and seismological settings

2.1. Tectono-magmatic framework

The Gelai and Manyara sequences take place at the southern end of the southerly-propagating eastern branch of the EARS (Fig. 1A) where faulting and magmatism initiated at around 15 Ma (Baker and Mitchell, 1976). They occur in two contrasted rift settings, resulting from the splay of the axial rift valley southwards into the 400 km-wide NTD (Dawson, 1992):

- (1) To the north, the Gelai earthquakes lie within the Natron axial trough which forms a 50- to 60-km wide westerly-facing half-graben, slightly offset to the SW with respect to the Magadi linear N–S rift valley in south Kenya (Fig. 1A). There, strain history over the last 15 Myr is marked by repeated episodes of extensional faulting and magmatism (Cerling and Powers, 1977; Crossley and Knight, 1981), producing a limited extension (<15–20%) and little crustal thinning,

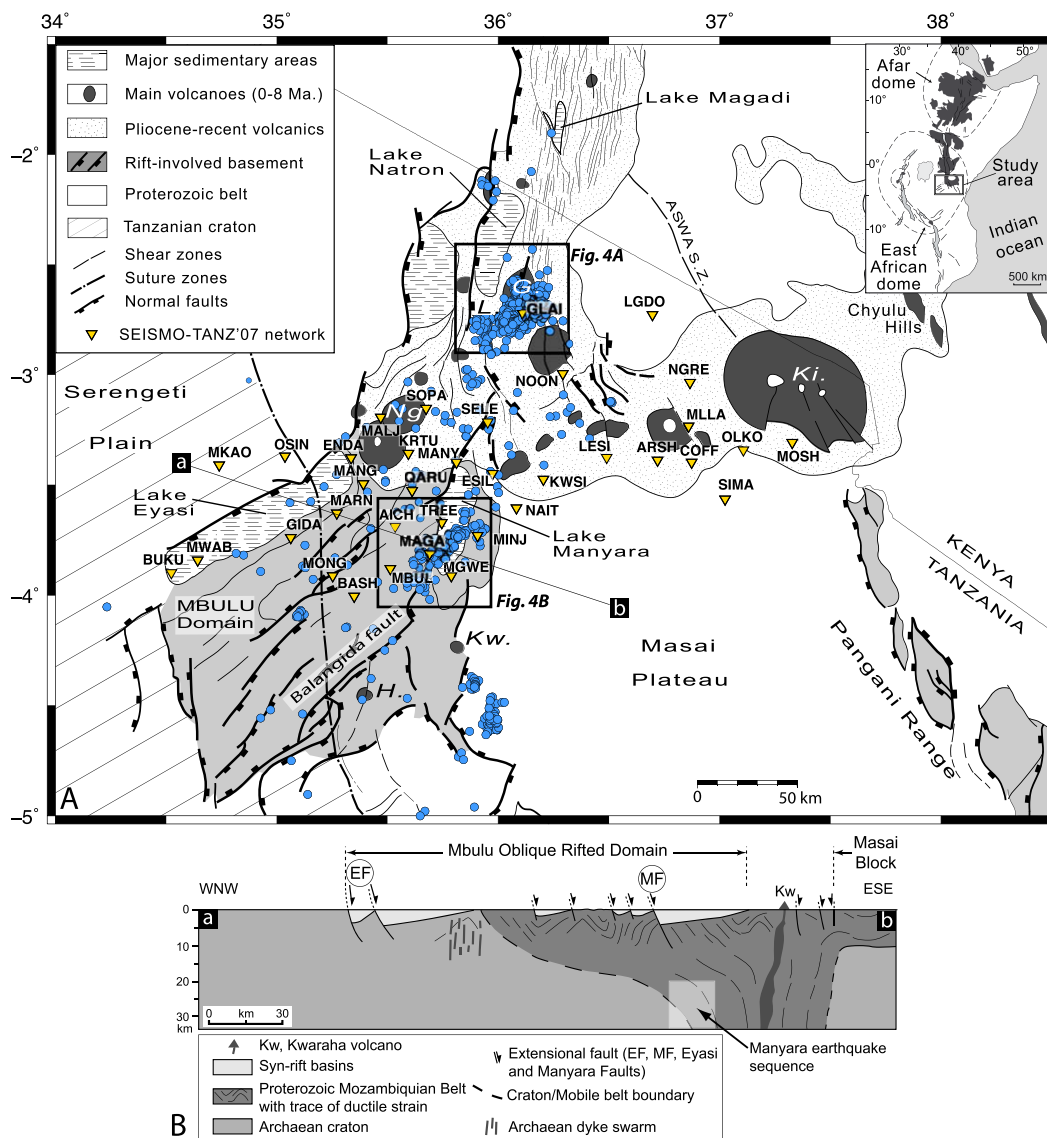


Fig. 1. (A) Structural sketch map of the NTD (modified from Le Gall et al., 2008) with SEISMO-TANZ'07 network and seismicity (blue circles) recorded from June to November 2007. NOON and GLAI were only installed in August. (B) 2D-cross-section (a–b on A) of the western arm of the NTD showing the root of the frontal Mozambique Belt along a suture zone deepening between two cratonic blocks. The approximate location of the root zone does not permit to definitely assess whether the Manyara sequence occurs within the craton or in the Mozambique Belt. The Kwaraha volcano and its inferred magma conduits are projected from their southern location. ASWA SZ, ASWA shear zone; G., Gelai; H., Hanang; Ki., Kilimanjaro; Kw., Kwaraha; L., Oldoinyo Lengai; Ng., Ngorongoro; EF, Eyasi fault; MF, Manyara fault.

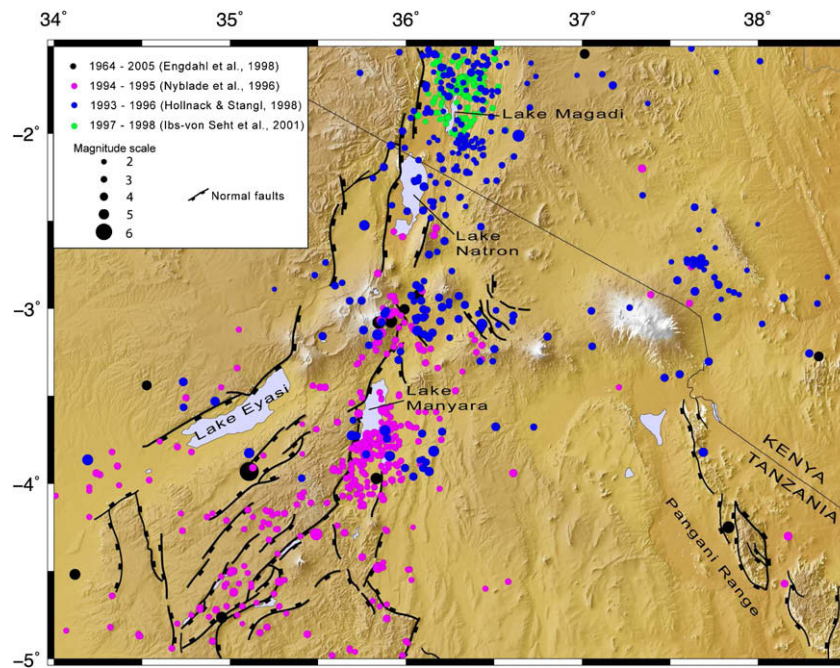


Fig. 2. Map of the North Tanzanian Divergence showing topography, major faults and seismicity from different catalogues (circles with a colour code) available before June 2007, beginning of the SEISMO-TANZ'07 experiment. The diameter of the circles is proportional to the magnitude of the events.

estimated at ca. 5 km beneath the axial valley (Prodehl et al., 1994; Last et al., 1997). During the last 1 Ma, a dense extensional fault grid cuts through the 1.6–0.8 Ma-old Magadi trachybasalts on the shallow flexural side of the half-graben to the east (Crossley, 1979). The Gelai seismic sequence occurs on the southern edge of the 1.0 Ma-old Gelai volcano (Evans et al., 1971), i.e. immediately south of the axial grid fault pattern, in a subducted area where the basaltic rift floor is buried by recent deposits.

- (2) To the south, the Manyara earthquakes outline the southern shoreline of Lake Manyara (Fig. 1A). The majority of the events are 5 km east of the Manyara east-facing master fault which bounds to the east the so-called Mbulu oblique rifted domain. The latter and the Pangani rift branch on the eastern side of the Masai plateau form the western and eastern arms of the NTD, respectively (Le Gall et al., 2008).

The NTD marks a sharp transition between the magmatic and amagmatic rifts, characterized by the Neogene E–W transverse volcanic chain extending over more than 200 km from the Ngorongoro to the Kilimanjaro volcanoes (Nonnotte et al., 2008, Fig. 1A). In contrast with the Magadi–Natron magmatic rift and the Kilimanjaro–Ngorongoro transverse volcanic belt, the NTD is devoid of synrift volcanism, except the discrete Hanang (1.5–0.9 Ma) and Kwaraha (1.5–0.7 Ma) volcanoes on the eastern edge of the Mbulu faulted domain (Bagdasaryan et al., 1973, Fig. 1). The Mbulu rift arm continues the Magadi–Natron axial trough approximately 150 km to the S–W, but with striking changes in structural style. These variations typify a nearly 100 km-wide oblique zone of diffuse strain, dominated by the SE- and E-facing Eyasi and Manyara bounding faults, respectively. The diamond-shaped extensional fault block pattern in the Mbulu rift arm crosscuts the boundary between the Archaean craton and younger Proterozoic mobile belts (Fig. 1), cutting at high angle through strong NE–SW-trending magmatic dykes and ductile Archaean fabrics (Barth, 1990). According to aeromagnetic modelling, further supported by previous field observations in Kenya (Shackleton, 1993), the eastern

edge of the Tanzanian craton should extend at depth, ca. 50 km further east of the exposed contact, beneath a shallow wedge of westerly-directed metamorphic thrust-nappes (Ebinger et al., 1997). The overall structure of the Proterozoic thin-skinned pile is tentatively depicted on a 2D-cross-section as a thrust-nappe system steepening and rooting at depth, below Lake Manyara, along a narrow suture zone squeezed between the buried edge of the Tanzanian craton and the N–S margin of the Masai plateau (Fig. 1B). The probable Archaean origin of the latter is suggested by its amagmatic and aseismic nature, in addition to its unrifted topography and NE–SW Archaean-type magnetic fabrics (Ebinger et al., 1997 and references therein).

2.2. Seismological setting

The NTD was for the first time seismically monitored at local scale with the SEISMO-TANZ experiment. A general view on the overall seismic activity is provided by global catalogues, as the updated EHB catalogue which shows the location of earthquakes since 1965 spreading over the Kenya rift and the NTD (Engdahl et al., 1998, $M \geq 4.3$, black dots, Fig. 2). In southern Kenya, a permanent seismic array deployed since 1990 has recorded 2000 events between October 1993 and August 1996 with local magnitudes reaching 5 (Hollnack and Stangl, 1998, blue dots, Fig. 2). A dense seismic survey of the Lake Magadi area, north of Lake Natron, allowed to locate more than 300 events between November 1997 and June 1998 (Ibs-von Seht et al., 2001, green dots, Fig. 2). Finally, Nyblade et al. (1996) have installed a regional-scale network of 20 stations from June 1994 to May 1995 across the Proterozoic Belts and the Tanzanian craton, allowing to locate about 2000 events in North Tanzania (pink dots, Fig. 2). The completeness level of these data is of magnitude (M_L) 2–2.5 (Langston et al., 1998).

From these catalogues available before June 2007, it is worth to note the clear tendency of earthquakes to cluster around Lake Magadi and southern Lake Manyara, whereas seismicity remains apparently rather sparse, low magnitude or spread over the other

parts of the NTD and the southern Kenya rift (Fig. 2). Especially, no seismic activity was identified in the vicinity of the Gelai and Lengai volcanoes in this period of time. However, one has to be aware of the large heterogeneities of these catalogues, either in magnitude range or in space and time coverage. Furthermore, remaining uncertainties on hypocenters from regional catalogues (Nyblade et al., 1996; Hollnack and Stangl, 1998) also limit the availability of connections with known faults at the surface and of shape aspects of earthquakes sequences.

3. The SEISMO-TANZ' 07 experiment

3.1. The seismic network

The SEISMO-TANZ' 07 experiment is a French–Tanzanian collaboration, launched in 2007, consisting in the deployment of a local seismological network in North Tanzania for 6 months. The equipment came from the french national pool Lithoscope and french laboratories (Geoazur, Nice; Domaines Océaniques, Brest).

It was launched in February 2007 with a site recognition and followed in June by the installation of 35 stations (Fig. 1A). In August, we did a maintenance and retrieval data mission during which the station KWSI was moved to GLAI and a new one, NOON, was installed. Indeed, the KWSI site was damaged, so no more safe, and we wanted to extend the network to the Natron region, affected by a M_w 5.9 earthquake in July, without changing completely its configuration. At the end of November, most of the stations were removed and some of them moved to the North from which data are not studied here.

The equipment is composed of continuous digital recording systems with GPS time control (TITAN, mini-TITAN and OSIRIS). The sample rate was 125 Hz everywhere but at station MOSH where it was 62.5 Hz. This site is located at the extreme eastern side of the region where only teleseismic observations were expected. Different sensors were used: 2 short period (L4C – 1 Hz and L22 – 2 Hz), 20 enlarged bands (Noemax (20 s–50 Hz) and Lennartz Le3D (5 s–50 Hz)) and 13 broadband (Güralp CMG 40T (60 s–50 Hz) and Güralp CMG 3T (120 s–50 Hz)). The power was generally supplied by solar panels charging batteries. Five stations (ARSH, BUKU, LESI, OLKO, SELE) were out of order during nearly all the period, and a lot of data were not recovered from others because of different problems (robbery, weather, animals, hard disk). However, it is more than 200 Gb of data we recovered and processed for this temporary experiment.

The network configuration was designed to study the seismotectonics of the two most seismic active ending branches of the NTD and to characterize the crustal structure at a larger scale, beyond the E–W volcanic belt to the south (Figs. 1 and 2). The majority of the stations were then deployed around the Eyasi and Manyara escarpments with a mean spacing of 20 km and generally greater (30–40 km) around the Meru and Kilimanjaro volcanoes (Fig. 1A).

3.2. Data processing

We first ran a STA/LTA (short term average/long-term average) trigger algorithm on the continuous recording raw data corrected from the time drift of the internal clock. Events were converted to the SEISAN software format, used to pick P - and S -wave arrivals and evaluate the signal duration (Havskov and Ottemöller, 2008). Duration magnitude was calculated with the Lee et al. (1972) coefficients, valid for $M_c \leq 3.5$. The largest magnitudes reported come from the NEIC catalogue.

The preliminary earthquake location and magnitude determination were performed with the location program HYPOCENTER

(Lienert and Havskov, 1995). We used a simple velocity model derived from previous studies in the area, including seismic refractions in south Kenya (KRISP, 1991; Birt et al., 1997; Prodehl et al., 1997), receiver function analysis (Last et al., 1997; Julia et al., 2005) and P_n travel time inversion (Brazier et al., 2000; Nyblade and Brazier, 2002). It consists of three crustal layers with $V_p = 5.9 \text{ km s}^{-1}$ from 0 to 14 km depth, $V_p = 6.5 \text{ km s}^{-1}$ from 14 to 27 km and $V_p = 6.8 \text{ km s}^{-1}$ from 27 to 37 km depth. The upper mantle velocity is 8.3 km s^{-1} .

We deduced a mean V_p/V_s of 1.72 from both the Wadati diagram and the Chatelain method (Chatelain, 1978).

More than 2000 earthquakes were located during the 6 months of the experiment, using records from by a minimum of 6 stations (Fig. 1A). About 80% are due to the Gelai crisis, described in the next section. Unfortunately, the majority of these events are outside the network and had a “hiding effect” on the micro-seismicity of the Manyara–Eyasi tectonic system, particularly in July and for the two first weeks of August. The mean absolute errors of the 2068 events plotted in Fig. 1A are $\pm 3.0 \text{ km}$ in latitude, $\pm 1.9 \text{ km}$ in longitude and $\pm 2.9 \text{ km}$ in depth (Fig. 3).

3.3. Hypocenter relocation

We have applied the double-difference algorithm (DD) of Waldhauser et al. (2000) to obtain precise relative locations for the Manyara sequence. The DD technique is based on the assumption that the difference of travel times between two sufficiently close earthquakes, recorded at a common station, is free of the unmodelled velocity structure effects. Travel-time differences for pairs of earthquakes are therefore directly inverted for event separation, allowing to determine accurate relative hypocenter locations.

As for the absolute location, the performance and the reliability of the relative location is limited by the data quality (Waldhauser et al., 2000). To be stable, it requires a sufficient number of differential arrival times and a favourable network configuration. For the Gelai sequence, its mean azimuthal coverage and nearest station distance are 234° and 58 km, respectively. Hence, this system is not stable enough and requires too large damping to get relevant results from DD relocation.

The case of Manyara sequence is more suitable for the DD relocation, with its mean azimuthal coverage and nearest station dis-

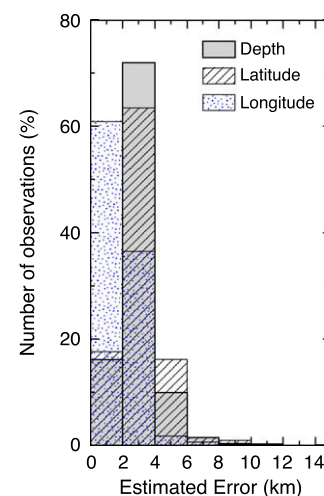


Fig. 3. Distribution of epicentral and depth absolute errors for the 2068 events plotted in Fig. 1A. The errors are greater in latitude than longitude because of the location of most of the earthquakes north of the network.

tance equal to 153° and 12 km, respectively. We used *hypoDD* with the singular value decomposition method and a re-weighting approach to relocate these events from the *P* and *S* arrival-time readings

(Waldhauser et al., 2000; Waldhauser, 2001). To build up a network of well connected events, we have only considered pairs with corresponding phases observed at least at 8 common stations.

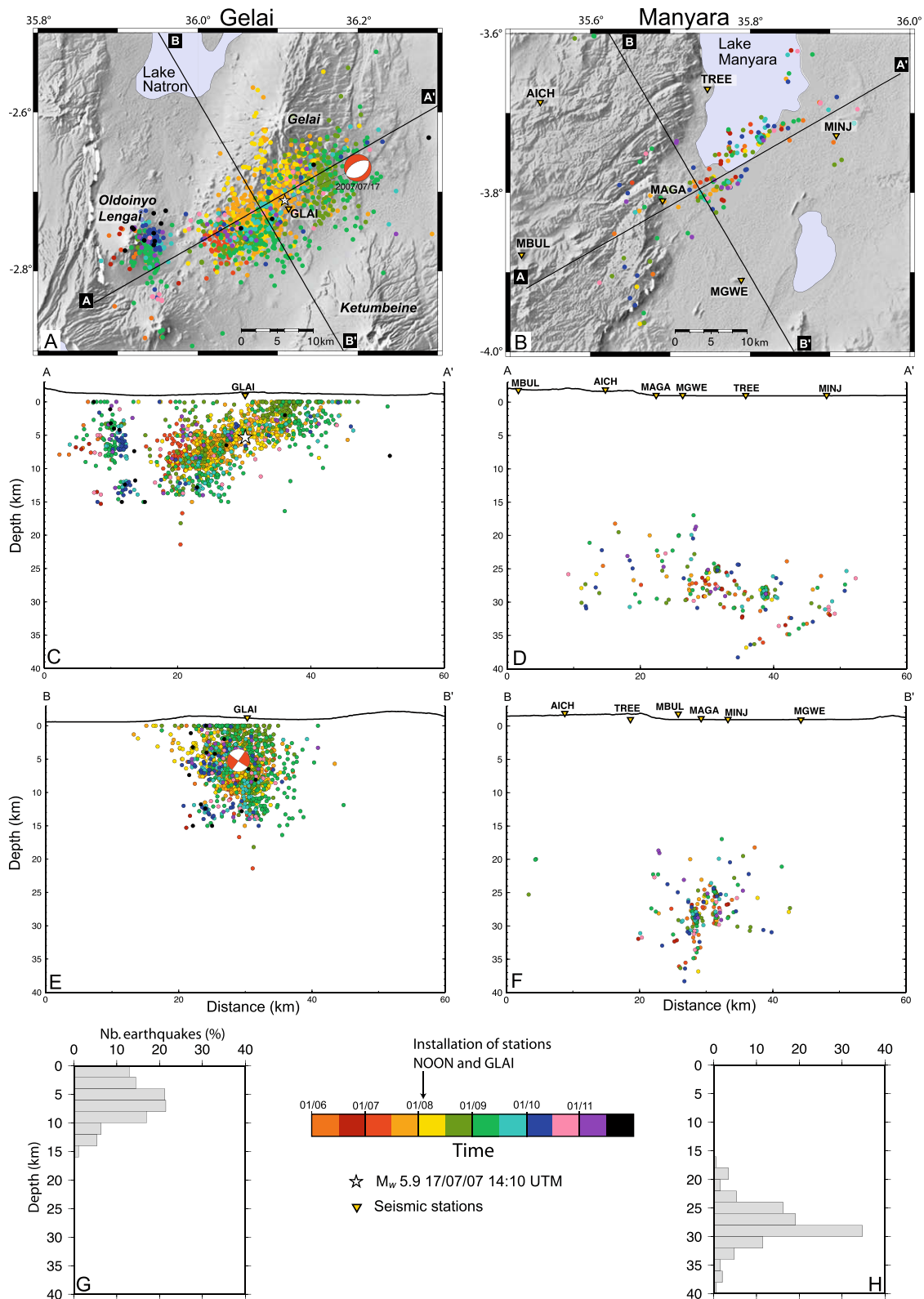


Fig. 4. Distribution of the Gelai (left) and Manyara (right) seismic sequences on maps (A and B) and 2D-cross-sections oriented parallel (C and D) and orthogonal (E and F) to the NE-SW axis of the active zones. G and H are the depth distribution of earthquakes each 2 km. On map (B) line A–A' roughly separates two alignments of epicenters striking in the same direction (see text for details). The seismicity in the Gelai region comes from the absolute location of 1418 events. The Manyara sequence was relocated with the double-difference algorithm (Waldhauser et al., 2000) and comprises 211 events. The focal mechanism of the main event is shown on map (A) and cross-section E (M_w 5.9, Strike 241° , Dip 55° , Rake -85°). Colour changes every half month, from 1st of June to November 30.

The procedure has provided a relocated data set of 211 events with a mean relative error of 145 m in longitude, 177 m in latitude and 269 m in depth (Fig. 4B).

4. Two earthquake sequences captured by the SEISMO-TANZ' 07 network

The local seismicity recorded in the NTD in 2007 is heterogeneously distributed. Three small areas, aligned in the direction of the Kenya Rift (N–S) undergo a high level of seismicity compared to some wide faulted and volcanic regions (Eyasi and Pangani arms, E–W volcanic transverse belt, Fig. 1A). The aim of this section is to characterize and compare the two earthquake sequences captured in the Natron–Gelai and Manyara areas (rectangles in Fig. 1A) by our seismological network in order to highlight different deformation processes occurring at distance less than 150 km. Indeed, their characteristics, in terms of spatial and time distribution, frequency characteristics of the waveforms and depth distribution of earthquakes, present differences that could be related to their origin: aseismic (slow slip and dyke intrusion) in the case of the Gelai sequence (Calais et al., 2008; Baer et al., 2008) and probably purely tectonic in the case of Manyara.

4.1. The Gelai sequence

4.1.1. Spatial and time distribution

This sequence represents more than 1200 earthquakes located at the limit between the Kenya rift and the NTD, on the southern side of the Gelai volcano (Figs. 1A and 4A). Before July 12, no seismicity was detected in this region by our network, except under the Oldoinyo Lengai volcano (Figs. 4–6). The seismicity rate is maximum on July 17, when the major event of the sequence occurred (M_w 5.9; 14:10, UTC) but remains important in August and September (Fig. 5). Less than two events per day were recorded when most of the stations were removed in November. However, two earthquakes of M_w 5.3 and M_w 4.7 occurred in December, showing that the crisis was still going on. The decrease of the seismic rate is not clearly comparable to a mainshock–aftershock sequence as described by Mogi (1963), with peaks of seismicity before and after the largest shock (Fig. 5). It is neither a classically defined swarm because of the occurrence of a large event (Mogi, 1963; Benoit and McNutt, 1996).

The earthquakes depict an elongated shape in the N–E direction that rotates clockwise from $\sim N30^\circ E$ in July to $\sim N60^\circ E$ from mid-August (Fig. 4A). Under Gelai, depth of earthquakes decreases to

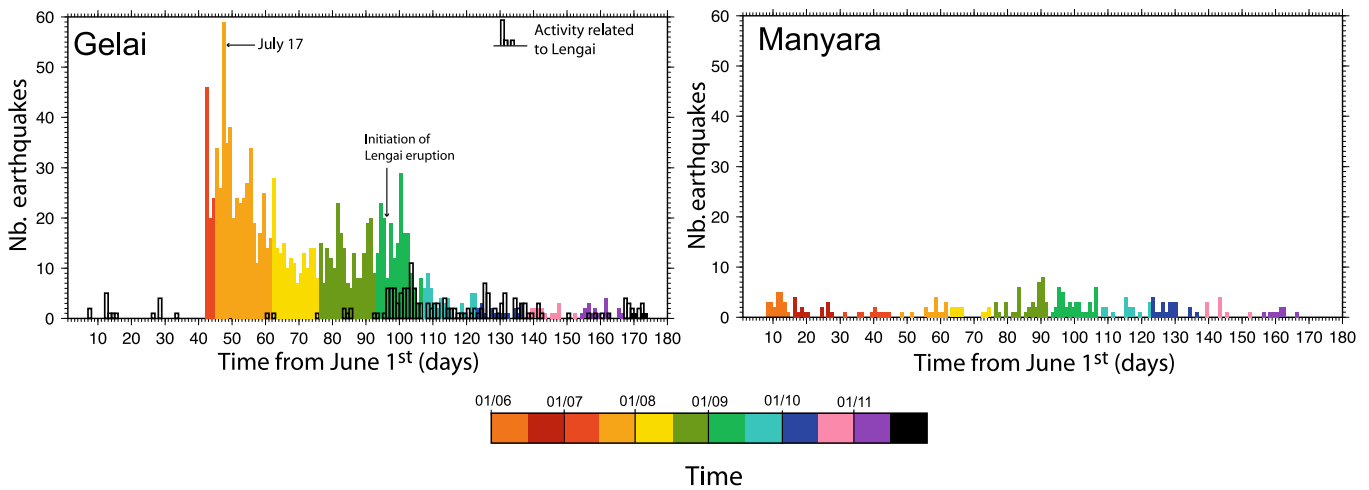


Fig. 5. Time histograms of the Gelai (left) and Manyara (right) earthquake sequences. On the Gelai time histogram, the black bars refer to the seismicity below the Oldoinyo Lengai volcano and the coloured ones to the Gelai sequence. Colour as in Fig. 4. The seismic activity under Gelai starts on September 12 and is maximum on July 17. The eruption of the Oldoinyo Lengai is marked by a renewal of activity under the volcano. The seismic rate is relatively stable at Manyara but probably underestimated from July to mid-August, because of the mask effect of the Gelai crisis.

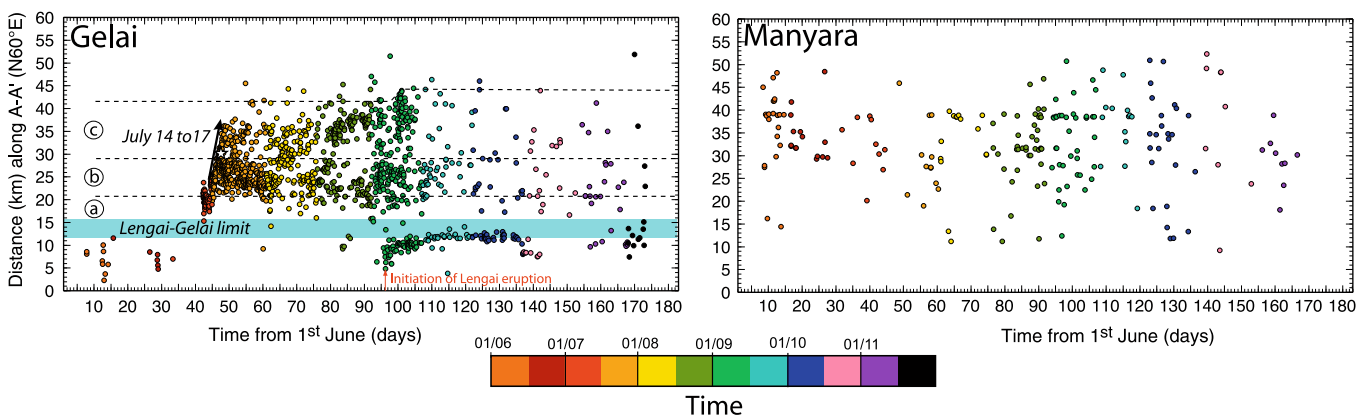


Fig. 6. Time distribution of the Gelai (left) and Manyara (right) earthquake sequences along $N60^\circ E$ direction (A–A' in Fig. 4). Colour as in Fig. 4. The distance between the Oldoinyo Lengai and the Gelai clusters is underlined by a blue band. The earthquakes below the Gelai volcano depict three areas annotated a, b and c (see text for details). The black arrow is related to the migration of the events from July 14 to 17 and the red one points out the initiation of the Oldoinyo Lengai eruption. The M_w 5.9 earthquake is represented by a white star.

the N–E, from about 13 km to the surface (Fig. 4C). The maximum depth frequency is between 5 and 10 km (Fig. 4G).

The time distribution of the earthquakes in the N60°E direction reveals three major earthquake concentrations under the Gelai region (Fig. 6). From July 12 to 14, seismicity is limited to the southwestern end of the entire cluster (annotated (a) in Fig. 6) and propagates upward for ~10–15 km in the N–E direction between July 14 and 17, before the occurrence of the main event (black arrow and white star in Fig. 6). Then, two distinct areas of seismicity appear with the southern one more active till the beginning of August (annotated (b) and (c) in Fig. 6). The combined analysis of data from the seismicity recorded in July, global positioning system (GPS), radar interferometry and field observations, has shown that most of the strain recorded during the main crisis period was released aseismically (Calais et al., 2008). Indeed, slow slip occurred on a NW-dipping normal fault from July 12 to 17 which then led to the triggering of a magmatic intrusion by static stress change (Calais et al., 2008). From mid-August, the interferograms reveal surface deformation on the eastern and southern sides of the Gelai volcano (see Fig. 3(f) and (g) in Baer et al., 2008). The location of the seismicity could be correlated to the three southern fault structures but not to the modelled N–W dyke segment inferred by Baer et al. (2008) for the time period.

4.1.2. Magnitude and focal mechanism

The focal mechanism of the main event that occurred on July 17 (M_w 5.9) indicates normal faulting (Calais et al., 2008, Fig. 4A and E). It was preceded by two earthquakes of M_w 5.3 and 5.4 two days before, then followed by one earthquake of M_w 5.3 four hours later and by two of M_w 5.2 on July 18 and 26. The majority of the local magnitudes inferred from the coda picking ranges between 3.5 and 4, out of the limit of validation of the Lee formula (Lee et al., 1972, see Section 3.2).

4.1.3. Waveforms and spectrograms

We have recorded two different types of earthquakes during the Gelai crisis, as shown by the two characteristic spectrograms at station KRTU (Fig. 7A and B). With a predominant frequency content of 4–12 Hz, event A is comparable to a tectonic event, called volcano-tectonic by Chouet (1996) considering the magmato-tectonic nature of the seismic crisis (Calais et al., 2008). Event B pre-

sents more similarities with an hybrid event (Chouet, 1996; Power et al., 2002), with a maximum of energy released in the 1–6 Hz range and a coda frequency peaked around 2 Hz.

4.1.4. Activity of the Oldoinyo Lengai volcano

From June 18, a renewal of effusive activity was observed at the nearby carbonatitic Oldoinyo Lengai (Vaughan et al., 2008). More intense lava flows in August–September were reported, preceding an explosive eruption on September 4 (Vaughan et al., 2008). Seismic activity under the volcano was recorded since the beginning of the experiment. The earthquakes are arranged into two vertically separate swarms, at around 5 and 13 km depth (Fig. 4C). The deepest swarm is likely correlated to the second deep magma chamber proposed by Baer et al. (2008). The explosive eruption of the volcano is well illustrated by a concomitant increase of the number of earthquakes (Fig. 5), migrating eastward (Figs. 5 and 6). At the same time, the seismic activity is still important under Gelai. The earthquakes under the two volcanoes depict two distinct clusters separated from ~5 km. However, there is a geometrical connection between their depth distribution: the deepest cluster below Lengai is indeed at the junction between a vertical axis below Lengai and the SW-dipping line drawn by the Gelai sequence (Fig. 4C).

4.2. The Manyara earthquake sequence

4.2.1. Spatial and time distribution

The southern end of Lake Manyara is the second region where we have recorded a large amount of earthquakes. It coincides with the limit between two main normal faults, the segmented end of the ~N10° East-dipping Manyara fault and the ~N50° SE-dipping Balangida fault (Figs. 1 and 4B). With 0–8 earthquakes per day, the seismic rate is continuous during the period of recording (Fig. 5). It is indeed a long-lasting activity, already observed 12 years ago by Nyblade et al. (1996) with a 1 year seismic regional experiment in 1994–1995 (Fig. 2).

The sequence comprises 211 well-located epicenters forming two elongated clusters, striking roughly N60°E (Fig. 4B). Most of the events are clustered between 24 and 32 km depth and absent above 15 km, in the upper crust. The earthquakes are arranged more or less vertically, with the northern cluster deeper than the

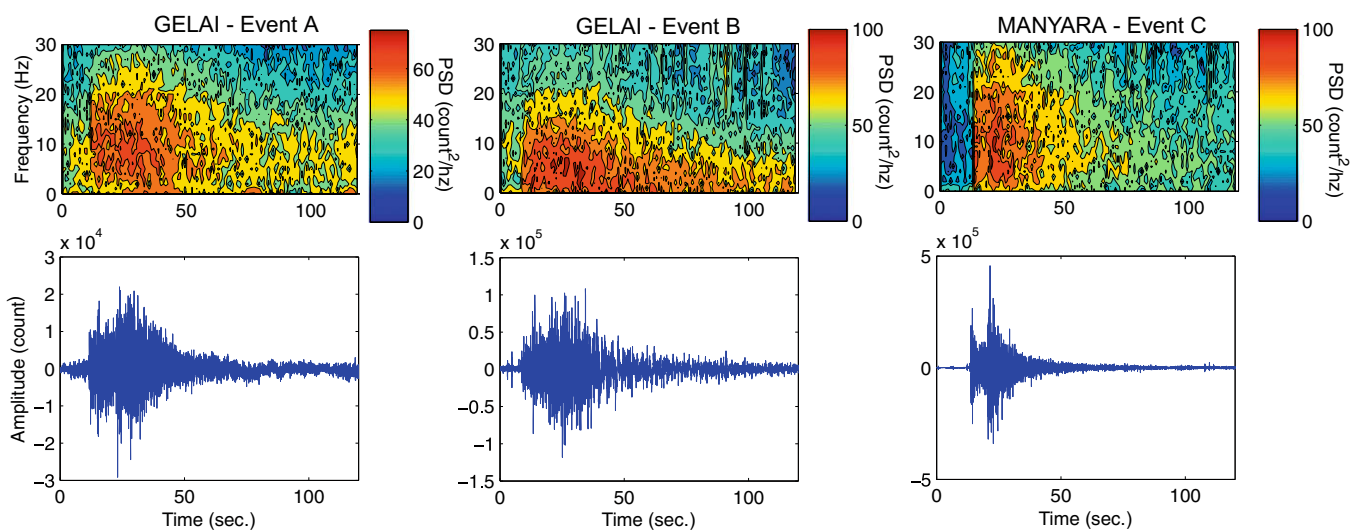


Fig. 7. Seismograms (vertical component) of 3 events in the Gelai (A and B at 87 km of epicentral distance and depth of 5.6 km) and Manyara (C at 47 km of epicentral distance and depth of 26.1 km) regions recorded at station KRTU. The spectrograms represent the Power Spectral Density (PSD) of each seismogram. The PSD scale is independent for each event. Events A and B (M_l 3.6 and 4.1, respectively) are characterized by a long decay in time of the energy after the S-arrival which can be explained by the shallow depth. A shift in frequency from event A to B is observed with quite low frequencies in the coda for event B. Body waves and associated coda shape dominate event C record (M_l 3.3).

other one (Fig. 4F). According to their time distribution, the hypocenters did not migrate in a particular direction (Figs. 4 and 6).

4.2.2. Magnitude and *b*-value

No large historical earthquakes have been identified in the locus where the sequence has occurred. Local magnitudes, inferred from coda picking, vary from 1.6 to 3.6, but most of them range between 2.5 and 3. The *b*-value estimated with the Maximum Likelihood method is 1.48 (Aki, 1965). Considering the limited magnitude range used here, it is not well constrained enough to be accurately interpreted.

4.2.3. Waveforms and spectrograms

All the earthquakes recorded show impulsive *P* and *S* phases and their high spectral content of 5–15 Hz is typical of a tectonic event (Fig. 7C).

4.3. Conclusion on the Gelai and Manyara sequences

From the above descriptions, the Gelai and Manyara sequences present major differences regarding:

- the depth frequency distribution of earthquakes: maximal at 5–10 km for Gelai and 24–32 km for Manyara;
- the variation of the seismicity rate: increase and decrease for Gelai and continuous for Manyara;
- the relative time-distribution of epicenters and hypocenters: migration NE for Gelai and stationary for Manyara;
- the presence of a large event: M_w 5.9 at Gelai and none at Manyara;
- the occurrence of another type of natural phenomenon in the vicinity of the sequences: the eruption of the Oldoinyo Lengai volcano for Gelai and none for Manyara.

There is however one noticeable similitude between them: the long-axis of their elongate cluster around N60°E, comparable to the strike of the M_w 5.9 event of July 17, 2007.

None of these two sequences presents the “swarm” or “main-shock–aftershock” patterns (Mogi, 1963), with an hybrid case at Gelai and a long-lasting-cluster type at Manyara. Separate processes are thus assumed to have triggered these sequences. In comparison with the aseismic deformation at Gelai, the Manyara sequence looks like background seismicity related to a long-term process.

5. Inferences on the crustal rheology

5.1. Depth distribution of earthquakes recorded

Depth frequency distribution of earthquakes has often been used to investigate thermo-mechanical properties of the crust (Meissner and Strehlau, 1982; Maggi et al., 2000; Déverchère et al., 2001). Indeed, earthquakes are not equally distributed in the crust: their proportion increases and decreases around one main peak of seismicity. In the case of well-located and large enough data sets, the latter can be correlated to the upper limit of the brittle-to-ductile transition (BDT) (Albaric et al., 2009, and references therein).

In the EARS, Albaric et al. (2009) have examined the depth frequency distribution of earthquakes from various catalogues of seismicity, and have shown relative variations along the Eastern Branch of the rift with a peak of seismicity deeper from N to S. However, their results were limited by the small amount of data in the NTD and their relative inaccuracy.

From our new data set we observe the same tendency: depth distribution of the Gelai and Manyara sequences are completely different, with a maximum of seismicity in the upper and lower parts of the crust, respectively. Gelai region is just at the limit between the narrow Kenya rift and the NTD, and the distribution of earthquakes in the crust is comparable to the swarm observed by Ibs-von Seht et al. (2001) just a few hundred kilometers north, below Lake Magadi (Fig. 2), and to the seismicity recorded at Lake Bogoria in 1985 (Young et al., 1991), with most of hypocenters above 10–15 km (Fig. 4G).

Hypocenters are above 15 km depth under the volcanic transverse belt and below 20 km, for most of them, south of 3.3°S between the lakes Eyasi and Manyara (Mbulu domain) (Fig. 1A and Fig. 8). Deep crustal earthquakes have already been evidenced (Shudofsky et al., 1987; Seno and Saito, 1994; Foster and Jackson, 1998; Brazier et al., 2005), but more as isolated cases while it concerns here the majority of the events.

5.2. Computation of a yield strength envelope

Comparing depth frequency distribution of earthquakes with stress changes in the crust supposes that distribution is representative to the long-term strength of the crust (Déverchère et al., 2001). In order to model a yield strength envelope (YSE (MPa)),

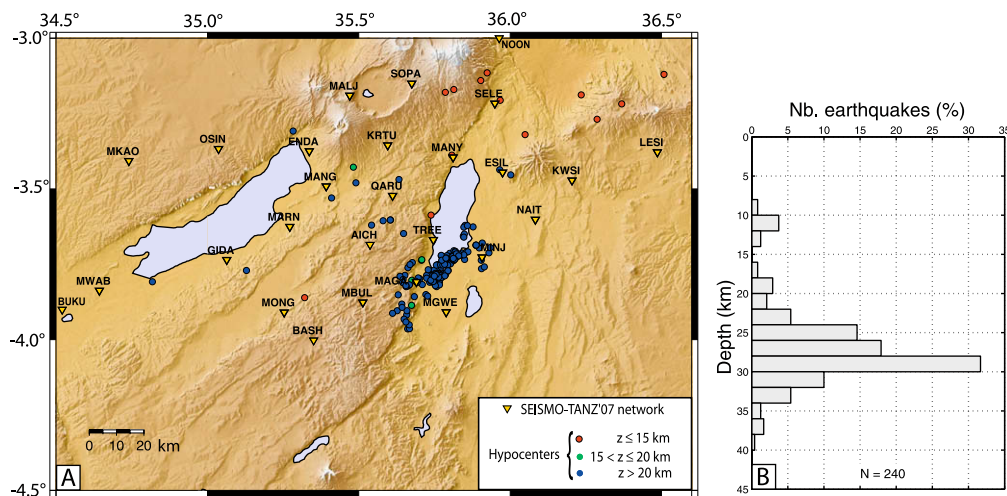


Fig. 8. (A) Map of the North Tanzanian Divergence (NTD) with earthquakes used in the YSE modelling. A colour code is associated to the depth range of the hypocenters. Depth of earthquakes increases from N to S: events are above 15 km under the transverse volcanic belt and deeper than 20 km south of 3.3°S. (B) Depth distribution of earthquakes plotted in A. The data set includes events located with the traditional absolute location approach (selected with depth error ≤ 2 km and gap $\leq 180^\circ$) and the 211 relocated earthquakes of the Manyara sequence (Fig. 4B). *N*, number of earthquakes.

the procedure applied here consists in adjusting crustal physical composition parameters to fit strength percentage (YSE (%)) with known focal distribution of earthquakes (Déverchère et al., 2001; Albaric et al., 2009). The YSE is computed with empirical deformation laws describing the brittle (Eq. (1)) and ductile (Eq. (2)) behaviour of the lithosphere (Sibson, 1974; Kohlstedt et al., 1995; Ranalli, 1995):

$$(\sigma_1 - \sigma_3)(z) = \alpha \rho g z (1 - \lambda) \quad (1)$$

$$(\sigma_1 - \sigma_3)(z) = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A^*}\right)^{1/n} \cdot e^{\frac{E}{nRT(z)}} \quad (2)$$

σ_1 and σ_3 are the maximum and minimum normal principal stress (MPa), respectively. α is a factor depending on fault type equal to 0.75 in the case of normal faulting (Ranalli, 1995). λ is the ratio of pore fluid pressure to overburden pressure (0.4 for the EARS, Fadaie and Ranalli, 1990 and references therein), g the acceleration due to gravity and z the depth (km). $\dot{\epsilon}$ is the steady state-strain rate (10^{-15} s^{-1} from, Ebinger, 1989), $T(z)$ the temperature (K) and R the gas constant. A steady-state geotherm $T(z)$ is computed (Turcotte and Schubert, 2002) for a surface heat flow of 46 mW m^{-2} (Nyblade, 1997) and $T(0) = 0^\circ\text{C}$. Density ρ (kg m^{-3}), constant A^* ($\text{MPa}^{-n} \text{ s}^{-1}$), activation energy E (kJ mol^{-1}) and power law exponent n , are material parameters from Ranalli (1997), Turcotte and Schubert (2002) and Afonso and Ranalli (2004).

By varying the composition and thickness of crustal layers we obtain the YSE (MPa) and calculate the strength percentage YSE (%) each 2 km and compare it with the earthquakes distribution at same depth. We took the average value of 40 km for the crustal thickness (Last et al., 1997) in order to compare our results with modelling made by Albaric et al. (2009).

The earthquakes selected for the modelling comprise the relocated Manyara sequence and events located in the NTD with gap $\leq 180^\circ$ and error on depth $\leq \pm 2 \text{ km}$ (Fig. 8). Because the Manyara sequence seems to be related to a long-term phenomenon and does not include large events, no declustering was involved.

Best fit between YSE (%) and percentage of earthquakes, given the panel of composition used, is obtained for a crust composed of 20 km of granite in its upper part, and of 20 km of wet-diabase

in its lower part (Fig. 9A). The envelope (YSE (MPa)) is comparable with the one inferred by Albaric et al. (2009) in the same region (Fig. 9B).

6. Discussion

During the period of the SEISMO-TANZ' 07 seismological experiment, we have recorded a diffuse seismicity in the North Tanzanian Divergence (NTD) and two major earthquake sequences, called here Gelai and Manyara, located at the northern limit and in the NTD, respectively (Fig. 1A). Although occurring in two distinct rift settings, these sequences display common geometrical features and also contrasted patterns that open issues regarding structures and geodynamics of the EARS, for instance strain/magmatism relationships, structural inheritance, and rheological control on deformation. We highlight and discuss here the main preliminary consequences of these patterns of seismicity with respect to the EARS structure and dynamics and to some other seismicity sequences in the world.

6.1. Structural implications

The two seismic sequences clearly draw in map view a ca. $10 \times 20 \text{ km}$ elliptic-shaped zone, with a long axis oriented approximately NE–SW. Therefore the corresponding magmatic and/or fault active structures appear to trend obliquely to the general N–S trend of the rift axis (Fig. 1). This direction is also found in the strike of the largest earthquake recorded during the Gelai crisis, where the combined analysis of three types of geophysical data has highlighted a fault plane striking NE–SW, dipping 60° to the N–W, at depths from 2 to 14 km (Calais et al., 2008). No direct fault-induced scarps are associated to the faulting event at the surface. At a larger scale, the structural sketch map of Fig. 1 suggests that the Gelai sequence lies at the NE end of a major NE–SW transverse rift structure, the so-called Eyasi-Gelai lineament, running over 400 km from the Eyasi master fault tip zone to the Ngorongoro-Gelai volcanic alignment. The Manyara seismic sequence also outlines a NE–SW strike close to the southern shoreline of Lake Manyara, still without any significant topographic expression. The detailed map distribution of the Manyara seismicity shows two parallel narrow strips of earthquakes, striking $N60^\circ\text{E}$, with a spacing of a few kilometres, and displaying respective lengths of 20 km (northern one) and 10 km (southern one) (Fig. 10A). On the cross-section perpendicular to this direction they form two discrete vertical structures cutting the crust in the depth range 22–30 km (south) and 27–38 km (north) (Fig. 10B).

With respect to the Manyara–Balangida extensional linked fault system, the Manyara earthquakes occur in the immediate hanging-wall domain, north of the relay zone between the highly segmented $N10^\circ$ -striking Manyara fault structure to the N, and the more linear $N50^\circ$ -oriented Balangida fault structure to the S (Fig. 10A). Because of such a specific location, three alternative structural models can be proposed about the origin of the Manyara earthquakes with respect to rift versus basement fabrics.

The first hypothesis implies that the Manyara exposed fault scarp should connect at depth to the hypocenter zone with two possible fault trajectories (Fig. 10C). (1) The downward-projected extent of the Manyara fault into the discrete vertical seismic structures results in an unlikely fault profile, steepening at depth from ca. 65° to 80° (Fig. 10C, planar fault profile). (2) Assuming that the clusters are part of a thick infracrustal extensional detachment along which the Manyara master fault could root at depth implies low-angle seismically active shear zones with displacement top-to-the-east (Fig. 10C, listric fault profile). The latter are not consistent with the steep attitude of the clusters (Fig. 10A). In both cases,

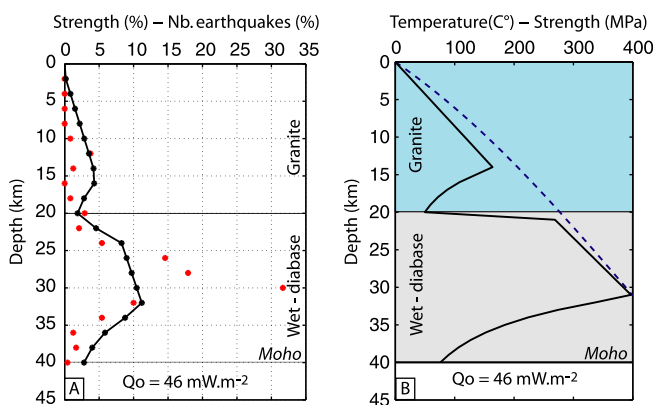


Fig. 9. Modelling of a yield strength envelope (YSE) representative of the NTD region. (A) Comparison between the calculated strength percentage (black points joined up by line) and the percentage of seismicity (red points, see Fig. 8 for the event selection) per 2 km depth interval. For example, at 22 km depth, the red point refers to the percentage of events that occur in the layer 20–22 km and the black one to the contribution of this layer in the total strength of the crust. The approach consists in fitting the strength percentage as well as possible to the seismicity percentage by testing different compositions of the crust: the best fit is obtained for a crust composed of 20 km of granite and 20 km of wet-diabase. (B) Yield strength envelope (MPa) deduced from modelling with the seismicity-strength comparison approach described in (A). Q_0 is the surface heat flow used to compute the steady-state geotherm (blue dashed line on B). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

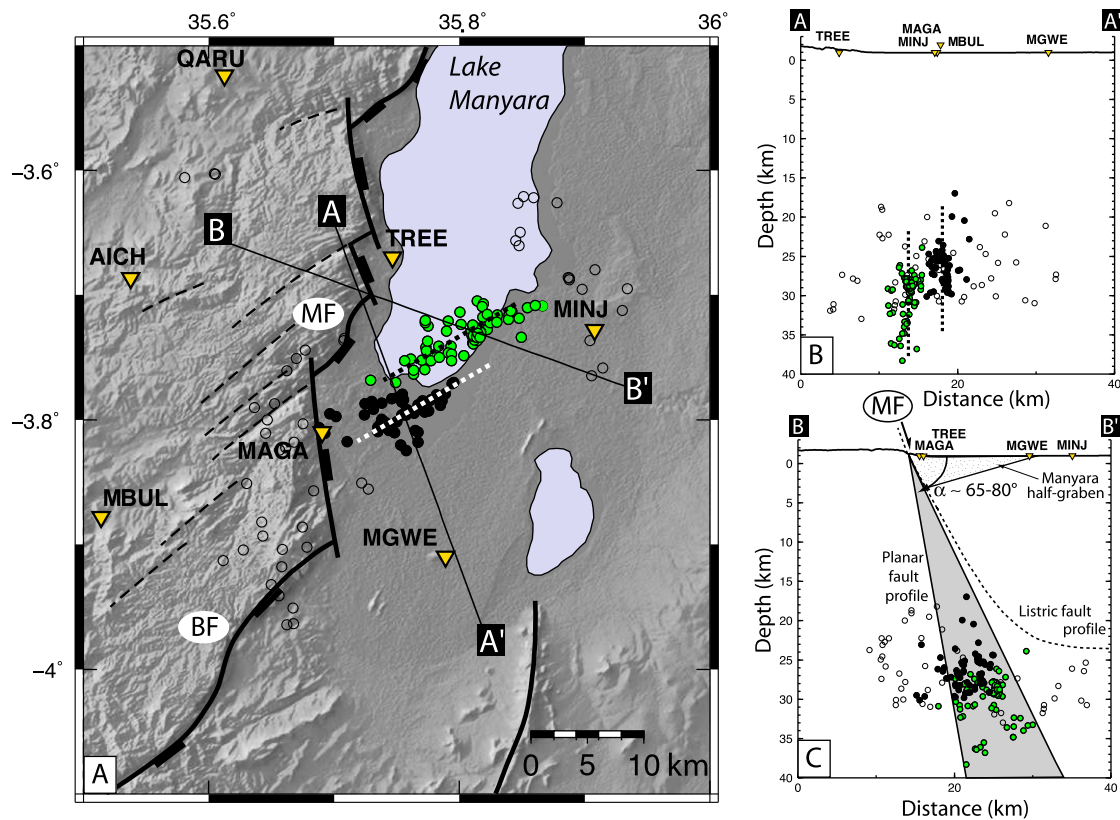


Fig. 10. (A) Map of the seismicity in Lake Manyara. Thick lines delineate major faults and thin dashed ones the main N–E direction. Green and black circles refer to two distinguishable clusters while the rest of the seismicity is plotted with empty circles. The earthquakes are aligned along the N60°E direction (dashed line across clusters). (B) Cross-section roughly perpendicular to the direction of the clusters (A–A' on A). Earthquakes are arranged along two vertical zones (dashed lines) between ~25 and 40 km for the northern one (green circles) and between ~20 and 30 km for the southern one (black circles). (C) Cross-section perpendicular to the mean direction of the segmented Manyara fault (B–B' on A). The latter is projected downward into the earthquake sequence either as planar (thick line) or as listric (dashed line) profile. The “planar fault” hypothesis implies a fault surface dip in the range 65–80°, according to the location of the earthquakes. MF, Manyara fault; BF, Balangida fault.

the lack of earthquakes through the 20 km of crustal section cut by the uppermost part of the inferred fault plane is not a typical character of seismogenic fault structures.

The second hypothesis is deduced from the high angle of obliquity (30–40°) between the surface trace of the Manyara fault and the projected seismic lineaments. These angular relationships suggest two en echelon fault segments formed at depth along a ca. NS-trending dextral shear zone joining the Manyara fault at the surface. However, this hypothesis is not supported by kinematic and geophysical data about the Manyara bounding fault structure that both suggest a dominant dip-slip motion (Ebinger et al., 1997; Le Gall et al., 2008).

According to the third hypothesis, the Manyara earthquake sequence occurs along steeply-dipping rejuvenated basement structures that extend in the NE prolongation of NE–SW-oriented lineal structures, either cutting through the Balangida basement footwall block, or forming fault segments of the Balangida bounding fault (Fig. 10). A number of these pre-rift structures might have formed as Late Proterozoic shear zones post-dating ductile fabrics in the Mozambique frontal belt during the late collisional stage at 630–440 Ma, similarly to parallel dextral shear zones documented further south in the Proterozoic basement of the Lake Malawi rift (Ring, 1994). The overall pattern of NE–SW dextral shear zones is likely to have developed as conjugate structures, synchronously to the prominent NW–SE left-lateral shear zones of ASWA-type, known to have locally guided the geometry of rifting in Kenya (Berhe, 1990; Smith and Mosley, 1993; Coussemont, 1995). A similar pattern of earthquake sequence located at the crosscut of inherited structures guiding the rift opening is found in the north

Baikar rift (Déverchère et al., 1993). The absence of seismicity along the Balangida fault would imply that only the deepest part of the Late Proterozoic shear zones have been seismically reactivated.

6.2. Triggering mechanisms of sequences and comparison to other sequences

The two earthquake sequences, Gelai and Manyara, captured in 2007 are only at ~150 km distance and do not depict obvious genetic links (Fig. 4). Except their elongated shape in the same direction, they are mostly characterized by contrasted differences (in depth, time and space distributions, frequency content, magnitudes, see Figs. 4–7). We therefore anticipate that they may have distinct origins that we attempt here to clarify by comparing briefly these sequences to other ones.

The pattern observed at Gelai indicates neither a swarm-like nor a mainshock–aftershock sequence, as also reported in many other seismo-magmatic settings (e.g., Sherburn, 1992; Ukawa and Tsukahara, 1996; Toda et al., 2002; Hurst et al., 2008). It is rather a continuum between swarms and mainshocks, with highly variable time patterns. The Gelai crisis was identified as a sequence of events including slow slip on normal fault and dyking, instruments of the strain accommodation in continental rifting (Calais et al., 2008). In a comparable study in Afar, deformation observed in a rift segment has been explained by the injection of two lateral dykes, thanks to the analysis of seismic, geodetic and field data sets (Keir et al., 2009). The Afar and Gelai events are both dominated by aseismic processes. However, there was no slow slip in the case of the Afar. The dyke dimensions modelled in the two studies are

comparable (about 10 km long and 2 m wide). Difference in the deformation mechanism between the Afar and the Gelai events is reflected in their associated earthquake sequences. Their time duration is in the order of several months for Gelai and only days for swarms in Afar. A large event (M_w 5.9) occurred at Gelai while the highest magnitude earthquake recorded in Afar was M_L 4.7. In addition, normal faulting may have played a greater role in the Gelai crisis as suggested by the comparison between the seismicity and the fault structures modelled by Baer et al. (2008) from mid-August. These different mechanisms probably arise from the advanced and early stages of rifting, respectively, in Afar and northern Tanzania, and from the structural inheritance.

Note that this sequence was also followed by a volcanic eruption in a neighbouring edifice, the Oldoinyo Lengai (Figs. 4A, 5, 6), below which dense shallow and deep swarms are identified (Fig. 4C). Baer et al. (2008) pointed out a temporal and spatial correlation between the Gelai and Oldoinyo Lengai volcanoes. The authors proposed either a pressure drop after the dyking event or a dynamic triggering of the Oldoinyo Lengai eruption by the seismicity of Gelai, suggesting that the passage of seismic waves through the Oldoinyo Lengai magma chamber would have promoted the bubbles growth, and thus increased the magma buoyancy. A temporal link of the same order could have persisted later, with the occurrence of earthquakes of relatively high magnitude in December and the eruption of the Oldoinyo Lengai in February and March 2008 (Global Volcanism Program, 2009). While there is a gap of seismicity of ~ 5 km between the two volcanoes, they depict a spatial continuity owing to the clear alignment of the deepest swarm below Oldoinyo Lengai with the S–W trending Gelai sequence (Fig. 4C). Therefore, our results further strengthen a spatial and temporal association of the magmatic and tectonic events observed at Gelai and Lengai during the whole crisis.

The case of Manyara appears more enigmatic in the sense that it has been rarely observed for a sequence to last over more than 10 years, as suspected from Nyblade et al. (1996)'s study.

There is apparently no migration of the sequence through space or time, and no large historical event known. It is rather similar to the Busingol earthquake sequence, southernmost Baikal rift (Zhalkovskii et al., 1995; Delouis et al., 2002), revealing a process of long-lasting stress loading without main shock in a more than 10 years time window. Although the b -value found here (~ 1.5) is questionable because of the limited magnitude range (2.5–3), a high b -value (~ 1.3) is also found in the Busingol case (Ayunova et al., 2007). Note that the Busingol crisis ended by a M_w 6.3 event in December 1991 (Bayasgalan et al., 2005). In contrast to the Gelai region, there is no eruption or strongly anomalous thermal events reported in the Manyara segment. A process of stress loading in pre-fractured zones of high strength in the crust induced by rift propagation and/or block rotation can be invoked to explain such a duration of the sequence.

However, the Manyara basin is located in the northern alignment of the recent Kwaraha volcanic province (Bagdasaryan et al., 1973) and may therefore depict thermally weakened portions of the crust, thus prone to focus strain. Such weakening effects are proposed in some swarms of the Baikal rift from a correlation with hydrothermal sources (Kuzmina, 2007). Lower crustal earthquakes in active rifts could also occur in a brittle regime with high pore pressure as proposed by Seno and Saito (1994). In continental rifts settings, deep fluids have been proposed to drive low-crustal seismicity around dry, mafic crust, as in the rifted crust of the Taupo Volcanic zone of New Zealand (Reyners et al., 2007). Such a mafic composition is also favoured by massive dyke injection, as involved in Lake Tahoe, California (Smith et al., 2004). Indeed, magmatic intrusions could lead to increase locally the strain rate at these great depths, which is required to trigger earthquakes, and to strengthen the crust (Smith et al., 2004). Both

factors may play a role in the deep seismicity reported here, although the time distribution of events and the propagation pattern may be different among these active rift zones.

6.3. Rheological implications

Another important result is the influence of rheology on the depth level of seismicity peaks. The sensitivity of depth distribution of earthquakes to thermal gradients and composition of the crust is demonstrated since long, especially in the EARS (Shudofsky et al., 1987; Foster and Jackson, 1998; Albaric et al., 2009). From these studies, it appears that the presence of a mafic lower crust and the level of thermal disturbance by Cenozoic rifting both play a key role on the seismicity depth distribution. We lack accuracy on hypocenters in the Gelai sequence to discuss the depth distribution in terms of rheology. We note however that the depth range of events in Gelai (Fig. 4G) is similar to the one found in the 1985 Lake Bogoria sequence (Young et al., 1991). Both curves tend to depict a unique shallow peak of seismicity, revealing a “weak” strength profile characterized by a brittle-ductile transition (BDT) beginning at 10 km depth and a maximum strength of only 120 MPa, and no strength in the lower crust (Albaric et al., 2009). Earthquakes located in the NTD (coming mostly from the Manyara sequence) provide a more favourable database in this respect because the SEISMO-TANZ’ 07 network is ideally disposed to constrain depths and because it represents a long-lasting sequence, supposed to “illuminate” the BDTs and zones of high strength more accurately. The events located in the Mbulu area depict a pattern that requires a strong, mafic lower crust, a granite-type weak upper crust, and a rather “cold” geotherm (Figs. 8, 9A and B). The poor fit in amplitude for the deepest peak (Fig. 9A) can be explained by the fact that the Manyara sequence over samples the lower crust seismicity compared to the upper crust one in this time window. These results confirm both the strength increase of the crust from Kenya to the south of the NTD and the mafic composition of the lower crust inferred by Albaric et al. (2009). In addition, this mafic composition is consistent with the high velocities of the deepest part of the lower crust observed in south Kenya by seismic refractions studies (Birt et al., 1997).

A westward deep upper mantle anomaly has been identified from Ethiopia to Tanzania (Ritsema et al., 1998; Benoit et al., 2006; Park and Nyblade, 2006). However, the contrast in the volcanic activity between the Gelai and the Manyara regions and the depth of the BDT suggest that some parts of the contact of the Tanzanian craton to the Proterozoic belts may be yet preserved from the thermal disturbance in the deep upper mantle.

7. Conclusion

The Gelai and Manyara earthquake sequences (eastern branch of the EARS, southern tip) emphasize the preferred locus of active strain release along NE–SW discontinuities which probably root at depth into steep Proterozoic shear zones. Zones of maximal strength are dependent both on this inherited fabrics and on the thermal disturbances induced by the Cenozoic rifting, explaining the contrasted depths of strain focusing. We therefore find that a strong structural control is exerted both at local and large scales by the basement on the overall rift propagation path throughout the NTD (Le Gall et al., 2004; Macheyeke et al., 2008). This discontinuous belt of active strain has been recently assimilated to the Victoria–Somalia micro-plate boundary (Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008).

The NTD is characterized by a deep seismic activity, with about 10 years-lasting sequence in the region of Manyara. Cold geotherm computed with low surface heat flow observed in the region

(Nyblade, 1997) and mafic lithologies are required to model a yield strength envelope from the depth frequency distribution of earthquakes observed in the Mbulu domain (Eyasi-Manyara). Our results also confirm the spectacular increase in the strength of the lower crust from south Kenya to NTD (Albaric et al., 2009).

The comparison between the two earthquake sequences underlines different deformation processes at ~150 km distance. The Gelai crisis is dominated by aseismic processes (Calais et al., 2008) but probably also influenced by classic normal faulting and structural inheritance. Spatial and temporal correlations are observed between the seismicity under the active Oldoinyo Lengai and the Gelai volcanoes. The Manyara sequence does not depict the typical pattern of a seismic crisis but seems related to a long-term process maybe controlled by stress loading transmitted laterally. Episodic magmatic intrusions, though not recorded, might occur and favour a high strength lower crust.

Acknowledgments

We acknowledge founding by INSU-CNRS DyeTI and 'Action de Suivi' Programs and by SRI (Service des Relations Internationales) of UBO (Brest University). We thank E. Calais for useful comments during this project and R. Lataste (French Embassy) and E. Mbede (Dar-Es-Salaam University) for supporting our experiment. We also thank the TANAPA (Tanzania National Parks), Ngorongoro Conservation Area Authority (NCAA), and the Tanzanian Geological Survey authorities which have allowed us to perform this study. We thank D. Keir, M. Ibs-von Seht and C. Ebinger who helped improve this manuscript.

References

- Afonso, J.C., Ranalli, G., 2004. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics* 394 (3–4), 221–232.
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bulletin of Earthquake Research Institute* 43, 237–239.
- Albaric, J., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Le Gall, B., 2009. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics* 468 (1–4), 28–41.
- Ayunova, O.D., Kalush, Y.A., Loginov, V.M., 2007. Relationship of the seismic activity of the Tuvianian and adjacent Mongolian areas with the fractal dimensionality of a fault system. *Russian Geology and Geophysics* 48 (7), 593–597.
- Baer, G., Hamiel, Y., Shamir, G., Nof, R., 2008. Evolution of a magma-driven earthquake swarm and triggering of the nearby Oldoinyo Lengai eruption, as resolved by InSAR, ground observations and elastic modeling, East African Rift, 2007. *Earth and Planetary Science Letters* 272 (1–2), 339–352.
- Bagdasaryan, G.P., Gerasimovskiy, V.I., Polyakov, A.I., Gukasyan, R.K., Vernadskiy, V.I., 1973. Age of volcanic rocks in the rift zones of East Africa. *Geochemistry International* 10, 66–71.
- Baker, B.H., Mitchell, J.G., 1976. Volcanic stratigraphy and geochronology of the Kedong–Olorgesailie area and the evolution of the South Kenya rift. *Journal of the Geological Society* 132 (5), 467–484.
- Barth, H., 1990. Provisional geological map of the Lake Victoria goldfields, Tanzania (1:500000). *Geologisches Jahrbuch Reihe B*, 72.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., McKenzie, D., 2005. Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements. *Geophysics Journal International* 163, 1151–1179.
- Benoit, J.P., McNutt, S.R., 1996. Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration. *Annali Di Geofisica XXXIX* (2), 221–229.
- Benoit, M.H., Nyblade, A.A., VanDecar, J.C., 2006. Upper mantle P-wave speed variations beneath Ethiopia and the origin of the Afar hotspot. *Geology* 34 (5), 329–332.
- Berhe, S.M., 1990. Ophiolites in Northeast and East Africa: implications for Proterozoic crustal growth. *Journal of the Geological Society of London* 147, 41–57.
- Birt, C., Maguire, P., Khan, M., Thybo, H., Keller, G., Patel, J., 1997. The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley – evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278 (1–4), 211–242.
- Brazier, R.A., Nyblade, A.A., Florentin, J., 2005. Focal mechanisms and the stress regime in NE and SW Tanzania, East Africa. *Geophysical Research Letters* 32, L14315.
- Brazier, R.A., Nyblade, A.A., Langston, C.A., Owens, T.J., 2000. Pn wave velocities beneath the Tanzania craton and adjacent rifted mobile belts, East Africa. *Geophysical Research Letters* 27 (16), 2365–2368.
- Calais, E., d'Oreye, N., Albaric, J., Deschamps, A., Delvaux, D., Déverchère, J., Ebinger, C., Ferdinand, R.W., Kervyn, F., Macheviki, A.S., Oyen, A., Perrot, J., Saria, E., Smets, B., Stamps, D.S., Wauthier, C., 2008. Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa. *Nature* 456, 783–787.
- Calais, E., Ebinger, C., Hartnady, C., Nocquet, J.M., 2006. Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data. *Geological Society, London, Special Publications* 259, 9–22.
- Cerling, T.E., Powers, D.W., 1977. Paleorifting between the Gregory and Ethiopian rifts. *Geology* 5 (7), 441–444.
- Chatelain, J., 1978. Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale à l'aide d'un réseau de stations portables: la région Hindu-Kush-Pamir. Ph.D. thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- Chouet, B.A., 1996. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380, 309–316.
- Coussemont, C., 1995. Structures transverses et extension continentale. Le rôle des zones de failles d'Assoua et TRM dans la cinématique néogène du système de rift est-africain. Ph.D. thesis, University of Brest, France.
- Crossley, R., 1979. The Cenozoic stratigraphy and structure of the western part of the Rift Valley in southern Kenya. *Journal of the Geological Society* 136 (4), 393–405.
- Crossley, R., Knight, R.M., 1981. Volcanism in the western part of the rift valley in Southern Kenya. *Bulletin of Volcanology* 44 (2), 117–128.
- Dawson, J.B., 1992. Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: contrasts with the Kenya sector. *Tectonophysics* 204 (1–2), 81–83.
- Delouis, B., Déverchère, J., Melnikova, V., Radziminovitch, N., Loncke, L., Larroque, C., Ritz, J.F., San'kov, V., 2002. A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone. *Terra Nova* 14 (6), 491–500.
- Déverchère, J., Houdry, F., Solonenko, N.V., Solonenko, A.V., Sankov, V.A., 1993. Seismicity, active faults and stress field of the North Muya region, Baikal Rift: new insights on the rheology of extended continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 98 (B11), 19895–19912.
- Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V., San'kov, V., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophysical Journal International* 146 (3), 714–730.
- Ebinger, C., Djomani, Y.P., Mbede, E., Foster, A., Dawson, J.B., 1997. Rifting Archaean lithosphere: the Eyasi–Manyara–Natron rifts, East Africa. *Journal of the Geological Society* 154 (6), 947–960.
- Ebinger, C.J., 1989. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geological Society of America Bulletin* 101 (7), 885–903.
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R., Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (3), 722–743.
- Evans, A., Fairhead, J., Mitchell, J., 1971. Potassium–Argon ages from the volcanic province of Northern Tanzania. *Nat. Phys. Sci.* 2229, 19–20.
- Fadaie, K., Ranalli, G., 1990. Rheology of the lithosphere in the East African Rift System. *Geophysical Journal International* 102 (2), 445–453.
- Foster, A.N., Jackson, J.A., 1998. Source parameters of large African earthquakes: implications for crustal rheology and regional kinematics. *Geophysical Journal International* 134 (2), 422–448.
- Global Volcanism Program, 2009. Department of Mineral Sciences, National Museum of Natural History, Smithsonian Institute. URL <<http://www.volcano.si.edu>>.
- Havskov, J., Ottemöller, L., 2008. SEISAN: the earthquake analysis software. For WINDOWS, SOLARIS, LINUX and MACOSX. Version 8.2. Department of Earth Science, University of Bergen, Norway.
- Hollnack, D., Stangl, R., 1998. The seismicity related to the southern part of the Kenya Rift. *Journal of African Earth Sciences* 26 (3), 477–495.
- Hurst, T., Bannister, S., Robinson, R., Scott, B., 2008. Characteristics of three recent earthquake sequences in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Tectonophysics* 452 (1–4), 17–28.
- Ibs-von Seht, M., Blumenstein, S., Wagner, R., Hollnack, D., Wohlenberg, J., 2001. Seismicity, seismotectonics and crustal structure of the southern Kenya Rift – new data from the Lake Magadi area. *Geophysical Journal International* 146 (2), 439–453.
- Ibs-von Seht, M., Plenefisch, T., Klinge, K., 2008. Earthquake swarms in continental rifts – a comparison of selected cases in America, Africa and Europe. *Tectonophysics* 452 (1–4), 66–77.
- Julia, J., Ammon, C.J., Nyblade, A.A., 2005. Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophysical Journal International* 162 (2), 555–569.
- Keir, D., Hamling, I.J., Ayele, A., Calais, E., Ebinger, C., Wright, T.J., Jacques, E., Mohamed, K., Hammond, J.O.S., Belachew, M., Baker, E., Rowland, J.V., 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 (1), 59–62.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B., Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* 100, 17587–17602.
- KRISP Working Party, 1991. Large-scale variation in lithospheric structure along and across the Kenya rift. *Nature* 354, 223–227.
- Kuzmina, E., 2007. To the estimation of paragenetic correlation between earthquake swarms and geothermal sources. In: *Proceedings of the XXII All Russian*

- Conference of Young Scientists "Lithosphere structure and geodynamics", April 24–29, 2007, Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Irkutsk, pp. 39–40.
- Langston, C.A., Brazier, R., Nyblade, A.A., Owens, T.J., 1998. Local magnitude scale and seismicity rate for Tanzania, East Africa. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (3), 712–721.
- Last, R.J., Nyblade, A.A., Langston, C.A., Owens, T.J., 1997. Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *Journal of Geophysical Research* 102 (B11), 24469–24484.
- Le Gall, B., Gernigon, L., Rolet, J., Ebinger, C., Gloaguen, R., Nilsen, O., Dypvik, H., Deffontaines, B., Mruma, A., 2004. Neogene–Holocene rift propagation in central Tanzania: morphostructural and aeromagnetic evidence from the Kilombero area. *Bulletin of the Geological Society of America* 116 (3–4), 490–510.
- Le Gall, B., Nonnotte, P., Rolet, J., Benoit, M., Guillou, H., Mousseau-Nonnotte, M., Albaric, J., Déverchère, J., 2008. Rift propagation at craton margin: distribution of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times. *Tectonophysics* 448 (1–4), 1–19.
- Lee, W., Bennet, R., Meagher, K., 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. U.S. Geological Survey.
- Lienert, B., Havskov, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters* 66, 26–36.
- Macheyeke, A.S., Delvaux, D., Batist, M.D., Mruma, A., 2008. Fault kinematics and tectonic stress in the seismically active Manyara–Dodoma Rift segment in Central Tanzania – implications for the East African Rift. *Journal of African Earth Sciences* 51 (4), 163–188.
- Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D., Priestley, K., 2000. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology* 28 (6), 495–498.
- Meissner, R., Strehlau, J., 1982. Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics* 1 (1), 73–89.
- Mogi, K., 1963. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquakes swarms – the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bulletin of Earthquake Research Institute* 41, 615–658.
- Nonnotte, P., Guillou, H., Le Gall, B., Benoit, M., Cotten, J., Scaillet, S., 2008. New K–Ar age determinations of Kilimanjaro volcano in the North Tanzanian diverging rift, East Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173 (1–2), 99–112.
- Nyblade, A.A., 1997. Heat flow across the East African Plateau. *Geophysical Research Letters* 24 (16), 2083–2086.
- Nyblade, A.A., Birt, C., Langston, C.A., Owens, T.J., Last, R.J., 1996. Seismic experiment reveals rifting of craton in Tanzania. *EOS* 77 (51), 517–521.
- Nyblade, A.A., Brazier, R.A., 2002. Precambrian lithospheric controls on the development of the East African rift system. *Geology* 30 (8), 755–758.
- Park, Y., Nyblade, A.A., 2006. P-wave tomography reveals a westward dipping low velocity zone beneath the Kenya Rift. *Geophysical Research Letters* 33 (7), 7311.
- Parsons, T., 2008. Persistent earthquake clusters and gaps from slip on irregular faults. *Nature Geoscience* 1, 59–63.
- Power, J., Jolly, A., Nye, C., Harbin, M., 2002. A conceptual model of the Mount Spurr magmatic system from seismic and geochemical observations of the 1992 Crater Peak eruption sequence. *Bulletin of Volcanology* 64 (3), 206–218.
- Prodehl, C., Fuchs, K., Mechie, J., 1997. Seismic-refraction studies of the Afro-Arabian rift system – a brief review. *Tectonophysics* 278 (1–4), 1–13.
- Prodehl, C., Jacob, A., Thybo, H., Dindi, E., Stangl, R., 1994. Crustal structure on the northeastern flank of the Kenya rift. *Tectonophysics* 236 (1–4), 271–290.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, second ed. Chapman & Hall, London. pp. 413.
- Ranalli, G., 1997. Rheology and deep tectonics. *Annali Di Geofisica* XL (3), 671–680.
- Reyners, M., Eberhart-Phillips, D., Stuart, G., 2007. The role of fluids in lower-crustal earthquakes near continental rifts. *Nature* 446, 1075–1078.
- Ring, U., 1994. The influence of preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi rift (East African Rift System). *Tectonics* 13, 313–326.
- Ritsema, J., Nyblade, A.A., Owens, T.J., Langston, C.A., VanDecar, J.C., 1998. Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa: implications for the stability of cratonic lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 103 (B9), 21201–21213.
- Seno, T., Saito, A., 1994. Recent east african earthquakes in the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 125–136.
- Shackleton, R.M., 1993. Tectonics of the lower crust: a view from the Usambara Mountains, NE Tanzania. *Journal of Structural Geology* 15, 663–671.
- Sherburn, S., 1992. Characteristics of earthquake sequences in the Central Volcanic Region, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 35, 57–68.
- Shudofsky, G.N., Cloething, S., Stein, S., Wortel, R., 1987. Unusually deep earthquakes in East-Africa – constraints on the thermomechanical structure of a continental rift system. *Geophysical Research Letters* 14 (7), 741–744.
- Sibson, R.H., 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature* 249, 542–544.
- Smith, K.D., von Seggern, D., Blewitt, G., Preston, L., Anderson, J.G., Wernicke, B.P., Davis, J.L., 2004. Evidence for deep magma injection beneath Lake Tahoe, Nevada–California. *Science* 305, 1277–1280.
- Smith, M., Mosley, P., 1993. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa. *Tectonics* 12 (2), 591–606.
- Solonenko, A., Solonenko, N., Melnikova, V., Shteiman, E., 1997. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine* 21 (1), 207–231.
- Stamps, D.S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.M., Ebinger, C.J., Fernandes, R.M., 2008. A kinematic model for the East African Rift. *Geophysical Research Letters* 35, L05304.
- Toda, S., Stein, R.S., Sagiya, T., 2002. Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature* 419, 58–61.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. *Geodynamics*, second ed. Cambridge University Press. p. 456.
- Ukawa, M., Tsukahara, H., 1996. Earthquake swarms and dike intrusions off the east coast of Izu Peninsula, central Japan. *Tectonophysics* 253 (3–4), 285–303.
- Vaughan, R.G., Kervyn, M., Realmuto, V., Abrams, M., Hook, S.J., 2008. Satellite measurements of recent volcanic activity at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173 (3–4), 196–206.
- Vidale, J.E., Shearer, P.M., 2006. A survey of 71 earthquake bursts across southern California: exploring the role of pore fluid pressure fluctuations and aseismic slip as drivers. *Journal of Geophysical Research* 111, B05312.
- Waldhauser, F., 2001. hypoDD – a program to compute double-difference hypocenter locations. Tech. Rep., U.S. Geologic Survey Open-File Report.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90 (6), 1353–1368.
- Young, P.A.V., Maguire, P.K.H., Laffoley, N.D., Evans, J.R., 1991. Implications of the distribution of seismicity near Lake Bogoria in the Kenya rift. *Geophysical Journal International* 105 (3), 665–674.
- Zhalkovskii, N.D., Kuchai, O.A., Muchnaya, V.I., 1995. Seismicity and some characteristics of the stress state of the earth's crust in the Altai–Sayan region. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 36 (10), 20–30. 16–25.

Magnitudes locales, “*b*-value”

Depuis la publication de cet article nous avons calculé les magnitudes locales et obtenu des valeurs de b (relation de Gutenberg-Richter, voir partie 1.4.3) de 0.79 pour l’essai de Gelaï, 1.05 pour la séquence de Manyara et de 0.96 pour la sismicité relative au volcan Oldoinyo Lengai.

La valeur obtenue à Gelaï est similaire à celles qu’estiment Ibs-von Seht et al. (2001) au sud du lac Magadi (sud du Kenya) et Langston et al. (1998) en Tanzanie (réseau régional entre 1994 et 1995), qui sont respectivement égales à 0.75 et 0.84. Keir et al. (2006b) trouvent une valeur un peu plus élevée en Ethiopie de 1.13 ± 0.05 , ce qui semble indiquer que b est effectivement corrélé avec le contexte volcanique, celui-ci s’exprimant de manière beaucoup plus intense au nord du REA qu’en Tanzanie. La valeur obtenue à Manyara est quant à elle proche de la valeur standard mondiale (Scholz, 2002; Lestuzzi et Badoux, 2008) et celle associée au volcan Lengai est plus faible que ce que l’on aurait pu attendre. Cependant, du fait d’une courte période d’enregistrement, un biais est probablement introduit dans le calcul des valeurs de b .

3.2.2 Apport des mécanismes au foyer

Résultats : Décrochement sénestre et zone en relais

Dans la partie 2.2, nous avons calculé 26 mécanismes au foyer que nous avons classés en deux familles (voir Fig. 3.5) : décrochement (en bleu) et faille normale (en rose). En se basant seulement sur leur distribution relative nous avons pu établir la présence d'une zone en relais et le jeu en décrochement sénestre d'une faille ENE-WSW. Ces mécanismes appartiennent à la séquence de Manyara constituée de deux essais principaux que nous avons décrits précédemment et comparés à la crise de Gelaï (partie précédente cercles verts et noirs sur Fig. 3.5).

En tenant compte des différentes structures présentes dans la DNT et en s'appuyant sur les solutions focales, nous cherchons ici à identifier celles qui sont potentiellement responsables de cette sismicité dans la croûte inférieure.

Sud du lac Manyara : principales structures

La majorité des mécanismes au foyer déterminés dans cette étude est localisée au sud du lac Manyara, plus ou moins à l'intersection de deux **failles majeures** qui témoignent de l'extension cénozoïque (Fig. 3.5, cf. partie 1.2.2) :

- La faille bordière du lac Manyara, normale, de direction $\sim N20^\circ E$ à pendage E, qui se propage dans la ceinture protérozoïque Mozambique.
- La faille Balangida, plus au sud, de direction $\sim N60^\circ E$, normale, à pendage SE, qui recoupe les terrains protérozoïque et archéen.

Elles correspondent au prolongement du rift du Kenya qui se propage en Tanzanie à proximité de la zone de contact entre le craton archéen tanzanien et la ceinture plissée Mozambique. Cette marge est composée majoritairement de croûte archéenne remaniée lors d'au moins deux orogènes protérozoïques (Möller et al., 1998).

Dans la partie ouest de la DNT, le rift pénètre dans le **craton** en suivant des zones de faiblesse NE-SW, qui ont été ré-activées à maintes reprises et par lesquelles se sont mises en place des intrusions magmatiques, dont les plus anciennes dateraient de l'Archéen (Dawson, 1997, et références citées). Les failles Manyara et Balangida forment, avec la faille bordière du lac Natron, la branche centrale de la DNT (Ebinger et al., 1997; Foster et al., 1997). Elles sont obliques l'une par rapport à l'autre et se "connectent" à environ $4^\circ S$ où elle sont fortement segmentées (Fig. 3.5, Le Gall et al., 2008).

Chapitre 3. Interprétation

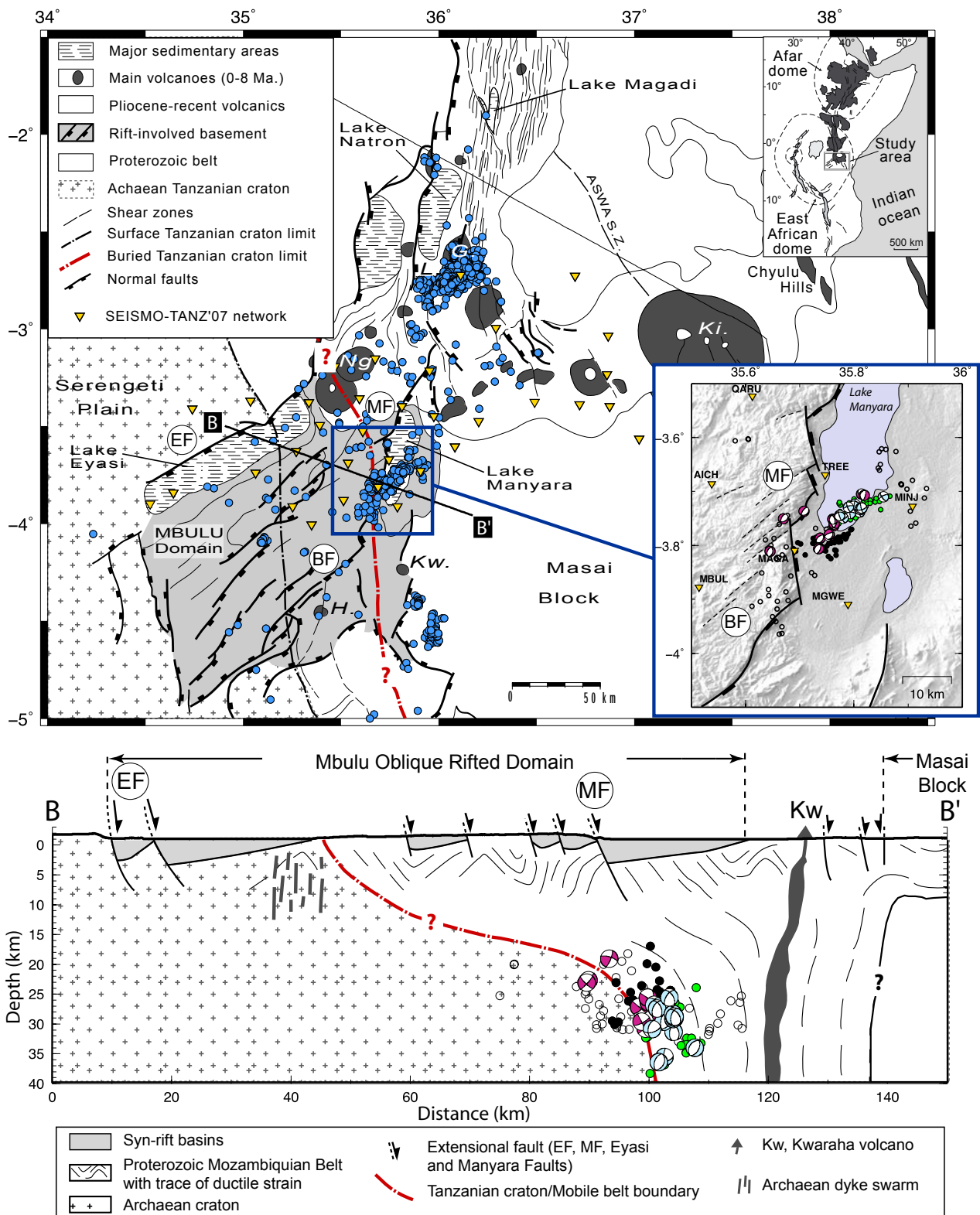


FIG. 3.5: Schéma structural de la DNT, en coupe et en carte et distribution des mécanismes au foyer. La sismicité est représentée par des cercles bleus sur le schéma structural (carte). La couleur des mécanismes au foyer est associée à leur famille d'appartenance (bleue : décrochement, rose : normal, voir partie 2.2). Volcans : G., Gelaï ; H., Hanang ; K., Kilimanjaro ; Kw., Kwaraha ; L., Oldoinyo Lengai. Failles : BF, faille Balangida ; EF, faille Eyasi ; MF, faille Manyara.

Ce changement de direction du rift intervient aussi dans la branche la plus à l'ouest de la DNT, à l'extrémité nord du lac Eyasi. Dans les deux cas, c'est à environ 40 km à l'est du contact entre le craton et la chaîne protérozoïque Mozambique exposé en surface (ligne noire en pointillés sur la Fig. 3.5). Ceci indique probablement la présence du craton, enfoui sous les terrains protérozoïques, qui "dévie" le rift (Ebinger et al., 1997). La zone de suture supposée a été tracée en pointillés rouges sur la figure 3.5. Ce dispositif intra-socle suggère un système de nappes protérozoïques dont la base plongerait vers l'est, le long du toit du craton. Ce système de nappes "pelliculaires" serait large d'environ 100 km au Kenya (Smith et Mosley, 1993). Le développement du rift est donc contrôlé d'une part, par la zone de suture entre le craton et la chaîne Mozambique et d'autre part, à une échelle inférieure, par les structures héritées \sim NE-SW.

A l'est du lac Manyara, les données gravimétriques et aéromagnétiques définissent les contours d'une zone distincte et relativement rigide, le **bloc Masai**, qui semble aussi influencer la structure de la DNT (voir Fig. 1.6 p. 29, Ebinger et al., 1997; Foster et al., 1997). Il s'apparente à un fragment cratonique recouvert de nappes protérozoïques (Ebinger et al., 1997) faisant barrière au volcanisme et au rift qui le contourne à l'est (Pangani) et à l'ouest (Manyara).

L'essaim de Manyara

La séquence de Manyara se trouve à la jonction de ces structures (craton, bloc Masai, failles Manyara et Balangida, Fig. 3.5). Plusieurs points la caractérisent :

- Les essaims qui la composent sont allongés dans la direction ENE-WSW.
- Au moins un de ces essaims souligne un plan de faille vertical jouant en décrochement sénestre.
- La zone en décrochement est encadrée par des zones en extension (zone en relais).
- Les séismes se concentrent sur une surface de moins de 20 x 20 km et sont tous à des profondeurs importantes dans la croûte.

Origine de l'essaim de Manyara

Plusieurs hypothèses avaient été évoquées dans la section précédente (3.2.1) quant à l'origine de cet essaim de séismes profonds. La plus probable découlait du parallélisme entre l'allongement des essaims qui la composent et les structures héritées \sim NE-SW, et impliquerait la réactivation de ces dernières par l'extension

cénozoïque. Les mécanismes en décrochement soutiennent cette idée et indiquent un mouvement sénestre sur au moins un des plans verticaux soulignés par la sismicité, mouvement compatible avec une direction d'extension proche de E-W.

Un lien direct avec les failles observées en surface, notamment celle de Manyara, avait également été énoncé, mais impliquant que celle-ci soit plane avec un pendage d'environ 70° jusqu'à des profondeurs de 25-30 km, ce qui paraît peu probable. Cependant, l'allure segmentée des failles Manyara et Balangida en surface se retrouve dans la forme en "zig-zag" dessinée par les essaims et laisse entrevoir une certaine connexion.

La séquence est concentrée à des profondeurs de plus de 20 km, indiquant une croûte inférieure très résistante. Le craton et le plateau Masaï ne semblent pas être étrangers à une telle configuration, les séismes se trouvant à proximité de ces deux blocs rigides qui agissent comme un obstacle mécanique au développement du rift et favorisent l'accumulation locale de contraintes (Fig. 3.5). La limite en profondeur entre la ceinture Mozambique et ces deux domaines cratoniques n'est pas bien définie mais les séismes pourraient se produire au contact, dans l'un ou l'autre des blocs et/ou dans la racine crustale protérozoïque. L'alignement de l'essaim avec les structures NE-SW à ENE-WSW, retrouvées essentiellement dans le craton et dans sa bordure, suggère une occurrence des séismes plutôt à l'intérieur ou au contact de ces deux ensembles. La figure 3.5 illustre une configuration possible, en profondeur sur une projection ESE-WNW, de la sismicité et des déformations actives synrift par rapport au dispositif collisionnel fin-protérozoïque. Tandis que les mécanismes au foyer en faille normale sont difficiles à relier aux failles observées en surface (même si cela reste possible), le plan nodal à pendage E-SE des événements les plus à l'ouest (n° 232, 239, 240, 43, 48 et 50, coupe B-B' sur Fig. 2.19, partie 2.2.3 p. 95 et Fig. 3.5) pourraient correspondre à la bordure du craton plongeant vers l'est. Enfin, la zone en relais pourrait exprimer l'accommodation de la déformation induite par l'extension entre le craton tanzanien et le bloc Masaï.

L'enregistrement de la microsismicité sur une période de temps plus longue permettrait de préciser cette interprétation, en fournissant notamment des arguments sur les liens entre la faille normale de Manyara (MF) et cette zone de déformation profonde. Par ailleurs, l'influence des fluides reste à déterminer, les mécanismes ayant été calculés dans l'hypothèse du double couple, supposant que ces événements sont à priori d'origine tectonique (mouvement sur un plan de faille).

3.2.3 Déclenchement de l'essaim de Manyara : rôle des fluides ?

L'essaim de séismes de Manyara est particulier par sa profondeur (> 20 km) mais également par sa durée, cette sismicité "anormale" ayant déjà été repérée par le réseau régional de Nyblade et al. (1996) entre 1994 et 1995. D'après les solutions focales et la distribution des tremblements de terre, une partie de la sismicité est liée à un décrochement sénestre sur une faille verticale, probablement issue des structures héritées. La compatibilité des mécanismes au foyer indique par ailleurs une activité tectonique en réponse à un champ de contraintes local transtensif. L'origine tectonique de cet essaim est également pressentie dans les signaux enregistrés (voir Fig. 7 p. 7 de l'article ou p. 131 du manuscrit). Toutefois, les fluides (magma, hydrothermalisme,...) peuvent également déclencher de tels événements et favoriser la rupture en profondeur. La part non double couple potentielle de la source n'a par ailleurs pas encore été étudiée et pourrait se révéler significative (voir partie 2.2.1).

Une injection magmatique est à la fois un processus tectonique et magmatique : mouvement de magma et fracturation associée à la surpression et au contraste thermique. Il est donc difficile d'extraire la signature d'un tel événement des enregistrements sismiques, sinon à l'instant où il survient, comme à Gelaï où le taux de sismicité a brusquement augmenté.

Par analogie avec cette séquence qui se produit à une centaine de kilomètres au nord, on peut penser que l'activité à Manyara est associée à une intrusion magmatique. Les résultats des deux expériences menées dans cette zone (SEISMO-TANZ'07 et Nyblade et al., 1996) ne montrent pas d'indices clairs d'un tel phénomène dans la distribution spatio-temporelle des tremblements de terre (de type migration ou variation temporelle du nombre de séismes) dans la période considérée. Cependant, il se peut que seules des phases finales d'injections magmatiques aient été enregistrées, empêchant d'identifier une variation dans l'activité sismique aussi nette que celle que nous avons pu observer à Gelaï.

Des phénomènes autres que tectoniques ont déjà été invoqués en contexte de rifting pour expliquer des essaims anormalement profonds. Par exemple, sur la marge est du rift Ethiopien, Keir et al. (2009a) ont corrélé des concentrations de séismes à 20-30 km de profondeur dans la croûte avec des anomalies de résistivité très faibles, interprétées comme du matériel partiellement fondu (Fig. 3.6). Dans la terminaison SE de la zone volcanique Taupo (Nouvelle Zélande), Reyners et al. (2007) ont observé des séismes à plus de 20 km de profondeur qu'ils attribuent à la présence

de fluides, ces derniers réduisant la résistance au glissement et donc au frottement par augmentation de la pression de pore. Le rôle des fluides semble également prépondérant dans le rift de Corinthe (Grèce), où l'activité sismique, bien que plus superficielle (< 15 km), est assez régulière et se présente sous forme d'essaims (Bourouis et Cornet, 2009).

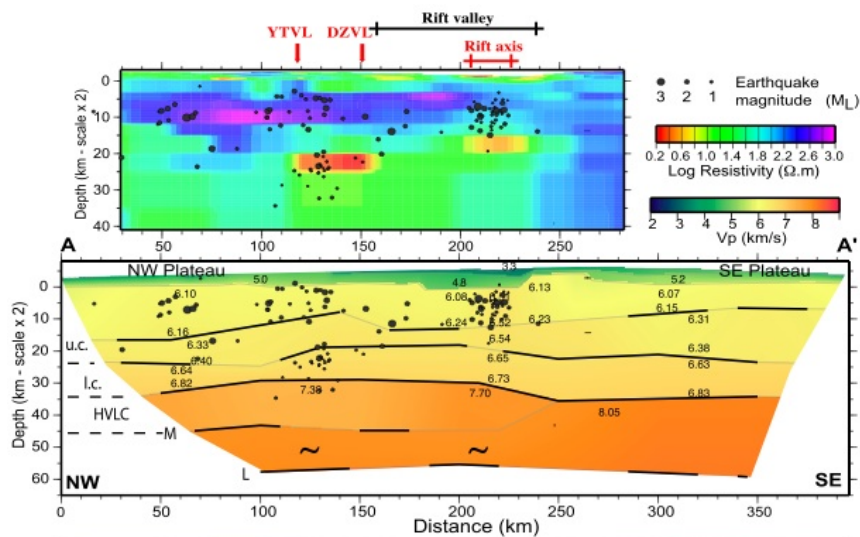


FIG. 3.6: Profils de résistivité (en haut) et de vitesse d'onde P (en bas) sub-perpendiculaires à l'axe du rift Ethiopien (d'après Keir et al., 2009a).

La région de Manyara présente une activité magmatique beaucoup moins intense que dans le rift Ethiopien mais la ceinture volcanique au nord et les cônes de type stromboliens (Hanang, Kwaraha) au sud indiquent que la zone n'est pas strictement "a-magmatique". Ceci est aussi corroboré par les études tomographiques qui révèlent une anomalie de vitesse lente sous la branche Est en Tanzanie (p. ex., Ritsema et al., 1998) attribuable à la présence d'une anomalie thermique.

Le craton tanzanien et le bloc Masai, peuvent agir comme une barrière à l'expression des processus magmatiques en surface, expliquant notamment les faibles valeurs de flux de chaleur enregistrées (46 mW.m^{-2} , Nyblade et al., 1990). La présence de cellules de magma en profondeur sous le lac Manyara pourrait donc être responsable de l'essai, par fracturation de la roche environnante plus froide.

Sommer (2009) suggère que la lithosphère du craton Tanzanien ait été hydratée par subduction il y a 2 Ga, pour expliquer sa faible déformation et la présence d'échantillons de kimberlites. Le réchauffement de ce dernier par l'impact d'un pa-

3.2. Essaim de séismes profonds au sud de la DNT

nache mantellique pourrait conduire à la libération de fluides favorisant la rupture à ces profondeurs. En surface, trois sources hydrothermales sont identifiées dans la régions de Manyara (voir compilation dans Macheyeki et al., 2008), signalant la présence de zones anormalement chaudes à proximité.

Le rôle des fluides et/ou de processus magmatiques profonds pourrait donc être significatif dans le déclenchement de l'activité sismique du sud de Manyara. Leur détermination nécessite des études complémentaires (tomographie sismique locale, mesures magnétotelluriques, inversion du tenseur des moments...).

3.3 Rhéologie et champ de contraintes dans la DNT

Rhéologie et sismicité crustale profonde

La distribution de la sismicité en profondeur se révèle non aléatoire sur des périodes de temps d'observation suffisamment longues. Elle nous renseigne sur les niveaux les plus sismogènes de la croûte et permet d'estimer les propriétés thermomécaniques de cette dernière à long terme (Déverchère et al., 2001; Albaric et al., 2009). Elle permet également d'identifier certains mécanismes qui affectent la croûte sur des périodes de temps plus courtes, tels que la migration de fluides, les transferts de contraintes statiques ou dynamiques, etc.

Grâce à l'amélioration des techniques de localisation, à la densité accrue des réseaux sismologiques, on voit apparaître des concentrations de tremblements de terre dans des zones où la sismicité apparaissait jusqu'alors diffuse. Dans les rifts continentaux, les tremblements de terre soulignent souvent les vallées axiales, où la déformation est la plus importante, mais ont aussi tendance à se concentrer sur de petites zones et à former des essaims à une échelle plus locale et sur des périodes de temps courtes (Ibs-von Seht et al., 2008). La sismicité que nous avons enregistrée présente ce caractère, avec une distribution essentiellement limitée aux régions de Gelaï et Manyara et peu ou pas de séismes dans des zones pourtant actives comme la branche Pangani, la plus à l'ouest de la DNT (Nonnotte, 2007; Le Gall et al., 2008).

L'essaim de séismes de Gelaï est relié à un phénomène ponctuel, une intrusion magmatique, mécanisme fondamental manifestant l'affaiblissement d'une lithosphère continentale normale en extension par des processus magmatiques (Buck, 2006). La crise sismique associée illustre le comportement de la croûte à "court terme". La transition fragile-ductile est estimée être à 18 km de profondeur dans la zone (Magadi, partie 1.3), ce qui est cohérent avec la distribution des séismes en profondeur, entre la surface et 15 km.

L'essaim de Manyara, par sa profondeur remarquable (> 20 km), pose deux questions essentielles : (1) quels sont les mécanismes qui peuvent déclencher un essaim de séismes profonds ? (2) comment la croûte peut-elle se comporter de manière fragile à ces profondeurs ? Nous avons tenté de répondre à la première question dans la section précédente (3.2.3) en invoquant la présence de fluides voire l'injection de magma en base de croûte, couplés ou à l'origine de glissements sismogènes (failles

normales et décrochantes). Nous nous intéressons ici à la seconde.

Résistance de la croûte inférieure

La problématique des séismes “profonds” dans les rifts, notamment le REA, est déjà ancienne (Shudofsky et al., 1987; Nyblade et Langston, 1995; Foster et Jackson, 1998). Les modèles rhéologiques s’appuient sur l’occurrence de quelques séismes et placent la limite fragile-ductile de la croûte sous le séisme le plus profond. Notre approche est différente dans le sens où nous nous intéressons à la distribution des séismes en profondeur et notons le pic de sismicité comme le toit de la transition fragile-ductile en-dessous de laquelle le nombre de séismes diminue, marquant une zone de transition de plusieurs kilomètres, et non en un point comme dans les modèles rhéologiques classiques (partie 1.3).

Dans la région de Manyara, les séismes que nous avons localisés de manière précise sont étrangement tous profonds et leur distribution montre un pic de sismicité à environ 28 km de profondeur dans une croûte épaisse de 38-40 km (Last et al., 1997). La résistance de la croûte est gouvernée par sa composition, le taux de déformation, le gradient thermique et la pression de pore (Kohlstedt et al., 1995). Une composition mafique de la croûte inférieure a pour effet d’augmenter sa résistance et de la déporter vers le bas, et peut donc expliquer l’occurrence de séismes profonds dans les rifts (par exemple, Shudofsky et al., 1987; Nyblade et Langston, 1995; Déverchère et al., 2001; Thybo et Nielsen, 2009, voir partie 1.3 et Fig. 3.7).

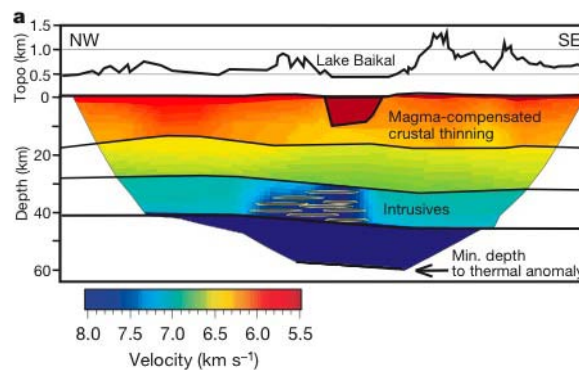


FIG. 3.7: Modèle de vitesse d’onde P sous le rift Baïkal (sismique réfraction) (d’après Thybo et Nielsen, 2009). Les auteurs attribuent l’anomalie de vitesse rapide sous l’axe du rift à des injections de magma dans la croûte inférieure qui compenseraient la remontée du manteau, le Moho restant par conséquent “plat”.

Dans la DNT, compte tenu des flux de chaleur en surface et du taux de déformation, les modèles d’enveloppes rhéologiques obtenus en cherchant à ajuster la

distribution en profondeur des séismes, présentent tous une croûte inférieure ayant des propriétés proches d'un diabase hydraté (partie 1.3). Ceci est cohérent avec les modèles de vitesse d'onde S de la zone qui suggèrent une croûte inférieure mafique sous le craton archéen tanzanien et les chaînes protérozoïques, probablement liée à des injections de magma en profondeur antérieures au rifting cénozoïque (Julia et al., 2005).

Par ailleurs, les intrusions magmatiques “syn-rift” en base de croûte pourraient maintenir l'épaisseur et la résistance de la croûte dans des zones lithosphériques en extension, comme cela a été proposé dans le rift Baïkal (Thybo et Nielsen, 2009, Fig. 3.7). Les auteurs ont en effet observé une anomalie de vitesse rapide ($> 7.4 \text{ km.s}^{-1}$) en base de croûte, à l'aplomb du bassin, qu'ils attribuent à des injections de magma.

Variation du champ de contraintes

Le champ de contraintes dans le Rift Est-Africain a récemment été analysé par Delvaux et Barth (2010) à partir d'une synthèse des mécanismes au foyer disponibles dans la zone (Foster et Jackson, 1998; Brazier et al., 2005; Barth et al., 2007), du catalogue CMT¹ aux différentes études antérieures, régionales ou locales. Leurs résultats indiquent une extension générale E-W en Afrique de l'Est avec toutefois deux régimes de contraintes principaux (S_{hmin} de direction WNW-ESE ou ENE-WSW).

Dans la DNT, les auteurs distinguent deux zones pour effectuer l'inversion du tenseur des contraintes : une zone entre les lacs Natron et Manyara (voir Fig. 3.8, zone A) qui comprend 18 mécanismes, et une autre entre Manyara et Dodoma ($\sim 4-6^\circ\text{S}$, zone B) qui en comprend 9. Les auteurs justifient ce choix par un souci d'obtenir un tenseur homogène, l'inversion intégrant l'ensemble des mécanismes se révélant infructueuse en raison, probablement, de leur incompatibilité. Leurs résultats, en terme de direction des contraintes minimum σ_3 , sont représentés sur la figure 3.8 (doubles-flèches noires) ainsi que ceux de Ibs-von Seht et al. (2001) (zone C) pour la région de Magadi et ceux de cette étude (partie 2.3, zone D).

Le champ de contraintes peut être défini à plusieurs échelles (Gölke et Coblenz, 1996; Mazabraud et al., 2005; Heidbach et al., 2007, 2010) :

- au 1^{er} ordre (longueur d'onde > 2000 km) il est contrôlé par les forces aux limites des plaques,
- au 2^{eme} (longueur d'onde ~ 500 km) par des sources de contraintes intraplaques (p. ex. ceintures orogéniques),
- au 3^{eme} ordre (longueur d'onde 1-100 km) par les failles actives, les contrastes de densité et de résistance, la topographie ou encore la géométrie des bassins.

Compte tenu de notre échelle d'étude, les champs de contraintes auxquels nous nous intéressons ici sont du **3^{eme} ordre**.

¹“Harvard Centroid-Moment-Tensor”, <http://www.globalcmt.org>

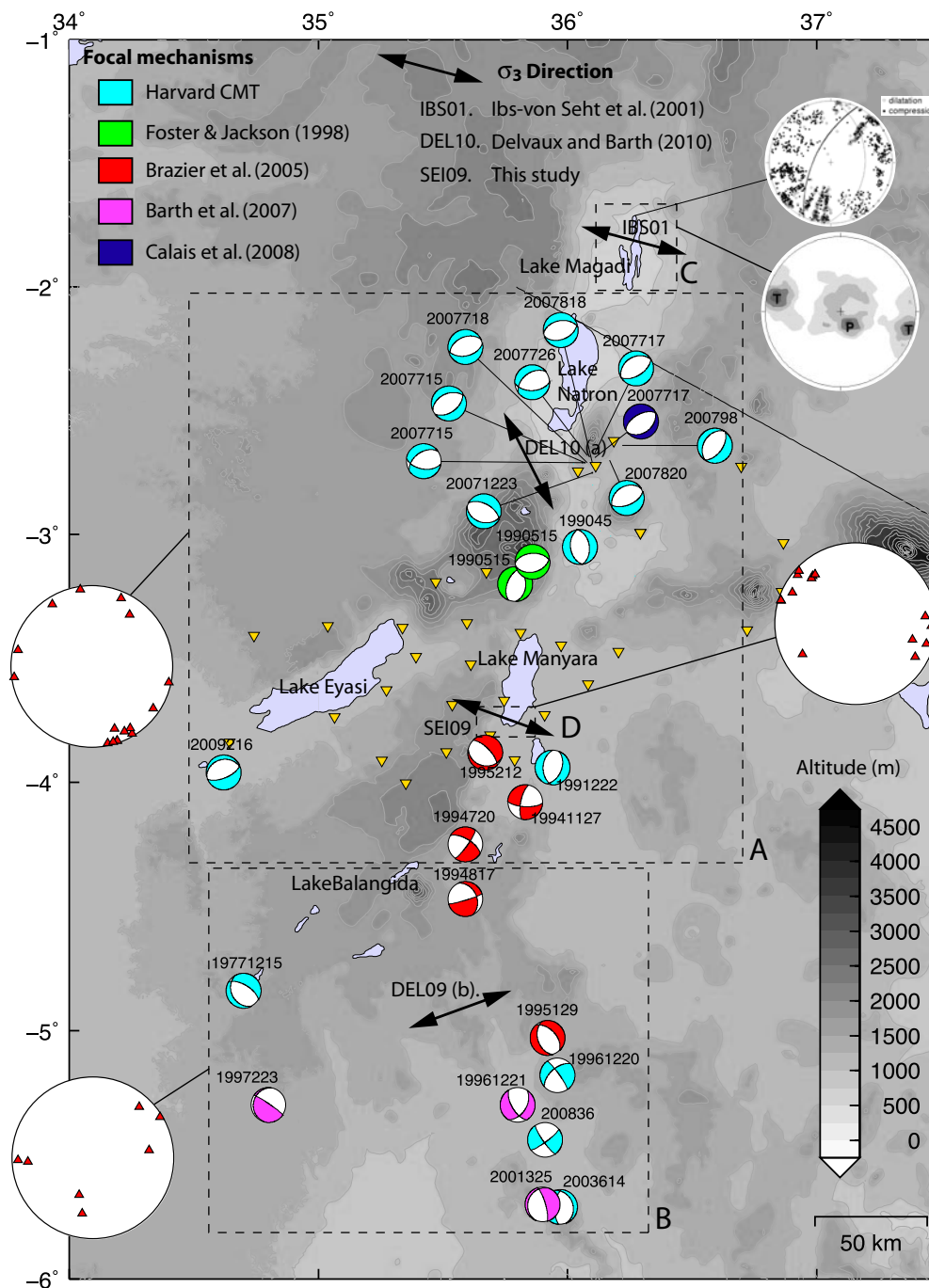


FIG. 3.8: Mécanismes au foyer et tenseur des contraintes dans l'extrémité sud de la branche Est du REA. Les cadres A, B, C et D (pointillés) délimitent les zones pour lesquelles un tenseur des contraintes a été calculé, à partir des mécanismes au foyer qu'elles contiennent. La direction de la contrainte principale minimum σ_3 , associée à chacune de ces zones, est représentée par une double flèche noire. Les tenseurs des zones A et B ont été calculés par Delvaux et Barth (2010), et ceux des zones C et D respectivement par Ibs-von Seht et al. (2001) et nous-mêmes. A chaque zone est associé un diagramme de la distribution des axes de tension des mécanismes (triangles rouges, projection de Schmidt). La couleur des mécanismes fait référence à l'étude dont ils sont issus et les triangles jaunes représentent le réseau SEISMO-TANZ'07.

3.3. Rhéologie et champ de contraintes dans la DNT

La variation de la direction de σ_3 au sein de la DNT est saisissante (Fig. 3.8) : elle est WNW-ESE au niveau du lac Magadi (zone C), NNW-SSE dans la zone A, à nouveau WNW-ESE au niveau du lac Manyara (zone D), puis WSW-ENE au sud, dans la zone B.

La zone A est plus étendue que les zones C et D. Les mécanismes qu'elle intègre sont cependant essentiellement issus de la crise sismo-magmatique de Gelai, qui affecte une petite région au sud du lac Natron. La direction du dyke qui s'est produit au sud du lac est NNE-SSW, soit oblique à celle de σ_3 de la zone A (section 3.1.1). Cette ouverture en tension semble donc plutôt être associée à une direction de σ_3 ENE-WSW, comme celle observée dans les zones C et D.

On observe également un changement dans le régime de contrainte : purement normal dans les zones A, B et C et transtensif dans la zone D.

Dans le rift Ethiopien, l'azimut de σ_3 est \sim N117°E (Delvaux et Barth, 2010) donc l'extension dans la branche Est du REA est globalement WNW-ESE avec un régime tectonique normal dominant. Les variations de σ_3 et du régime de contrainte dans la DNT indiquent l'influence croissante de l'héritage structural, du craton, dans le développement du rift dans la zone. La direction de σ_3 dans la zone B s'homogénéise quant à elle avec celles observées plus à l'ouest, de la côte de l'océan Indien à Madagascar (Delvaux et Barth, 2010).

La distribution des axes de tension T relatifs aux mécanismes au foyer en faille normale de chacune des zones est représentée en projection stéréographique (Schmidt, hémisphère inférieur, triangles rouges sur Fig. 3.8). En contexte extensif, les axes T sont supposés correspondre à l'axe de déformation principal ε_1 (Fournier et Petit, 2007). Dans les zones C et D, ils sont sub-parallèles à la direction de divergence selon Stamps et al. (2008), suggérant une ouverture orthogonale du rift et non oblique ou en décrochement comme proposé dans certains modèles de rifting (Chorowicz, 2005). Une exception pourrait être la zone du lac Natron, où une obliquité entre ε_1 et la direction de la "rift valley" apparaît, mais les axes T sont plus dispersés.

On peut noter que la direction de σ_3 , que nous avons identifiée au lac Manyara, est sub-parallèle à la direction d'ouverture entre la microplaque Victoria et la plaque Somalie prédite par le modèle cinématique de Stamps et al. (2008). Ceci semble indiquer un contrôle cinématique en champ lointain du rift avec une réorientation possible des contraintes à proximité des failles.

Chapitre 4

Etude préliminaire de l'anisotropie sismique

Dans les parties précédentes nous avons présenté les résultats obtenus avec la sismicité locale, en se concentrant sur l'étude de la croûte. Nous avons vu que la rhéologie, la présence de structures héritées et les processus magmatiques (ceintures protérozoïques, cratons) avaient une influence non négligeable dans la déformation actuelle. Il faut donc comprendre comment cette sismicité si particulière dans la DNT peut être reliée à des causes ou mécanismes plus profonds. L'étude de l'anisotropie sismique nous a paru particulièrement pertinente pour plusieurs raisons. Tout d'abord, la présence du craton tanzanien peut avoir une influence importante sur des flux potentiels de manteau dans la région, sans compter l'anisotropie propre à cette structure figée dans la lithosphère. La localisation de notre réseau devrait nous permettre d'identifier les changements d'anisotropie qui peuvent en découler. Les structures induites par le volcanisme (lentilles de magma, dykes, etc...) peuvent aussi générer une anisotropie locale très marquée (Kendall et al., 2005).

Pour ces différentes raisons, nous avons voulu étudier l'anisotropie mantellique par les ondes *SKS*. Ce n'est qu'une première étape vers la compréhension des mécanismes de déformation, et une étude sur l'anisotropie de la croûte est en cours pour affiner nos résultats.

Ce travail a bénéficié d'une collaboration avec Guilhem Barruol et Christel Tiberi (Géosciences Montpellier).

4.1 Anisotropie et déphasage des ondes de cisaillement

Nous nous sommes jusqu'à présent intéressés à la sismicité locale mais les données fournies par les réseaux temporaires sont également riches en informations sur les structures plus profondes dans le manteau, ces derniers enregistrant aussi la sismicité globale. En effet, les séismes lointains de magnitude suffisamment élevée nous renseignent quant aux propriétés physiques internes de la Terre, par le trajet des ondes qui la traversent. La variation directionnelle de la vitesse de propagation des ondes élastiques, ou **anisotropie sismique**, est une de ces propriétés (analogue à la biréfringence en optique). Un de ses effets est le déphasage et le dédoublement d'une onde de cisaillement en deux ondes polarisées orthogonalement. Ce phénomène, appelé **shear-wave splitting** en anglais, est mesurable en surface et permet de caractériser la déformation existant dans les 400 premiers kilomètres terrestres, à l'aplomb des stations sismologiques.

Origine

L'anisotropie sismique peut donc se mesurer grâce aux ondes arrivant au récepteur sous forme d'onde S (S , ScS , SKS , $SKKS$, etc...), le choix de l'onde dépendant du "type" d'anisotropie que l'on cherche à déterminer. En effet, cette anisotropie existe à plusieurs échelles (croûte, manteau supérieur, etc..., voir par ex. Keir et al., 2005; Kendall et al., 2005) et plusieurs causes peuvent lui être imputées. L'anisotropie de la croûte peut être liée à la présence de "dykes", de microfractures remplies de fluides ou de magma et à leur orientation préférentielle associée à l'état de contrainte local (Crampin, 1984; Kendall, 1994) ou encore à l'alternance de couches isotropes présentant des propriétés élastiques différentes (litage compositionnel, anisotropie de stratification) (Backus, 1962). Dans la partie inférieure de la croûte, la cause majeure de l'anisotropie provient de l'orientation préférentielle du réseau cristallin (OPR¹). Les cristaux intrinsèquement anisotropes comme le plagioclase et le quartz peuvent en effet développer de fortes fabriques lors de la déformation ductile (Nicolas et Christensen, 1987; Mainprice et al., 2000; Barruol et Kern, 1996).

Dans le manteau, les microfractures étant probablement fermées du fait de la pression de confinement élevée, l'anisotropie résulte essentiellement de l'orientation

¹"Lattice preferred orientation" (LPO) en anglais.

préférentielle des minéraux dominants (l'olivine et les piroxènes dans le manteau supérieur) acquise lors de la déformation plastique du manteau (Nicolas et Christensen, 1987; Ben Ismail et Mainprice, 1998; Mainprice et al., 2000). Elle permet donc de caractériser la déformation actuelle ou fossile du manteau.

Paramètres δt et Φ

Lorsqu'elle pénètre dans un milieu anisotrope, une onde de cisaillement subit un déphasage à la fois "temporel et angulaire" : elle se sépare en deux ondes polarisées perpendiculairement se propageant à des vitesses différentes (par ex. Christensen, 1966), accumulant un écart de temps δt au cours de leur trajet (Fig. 4.1 A).

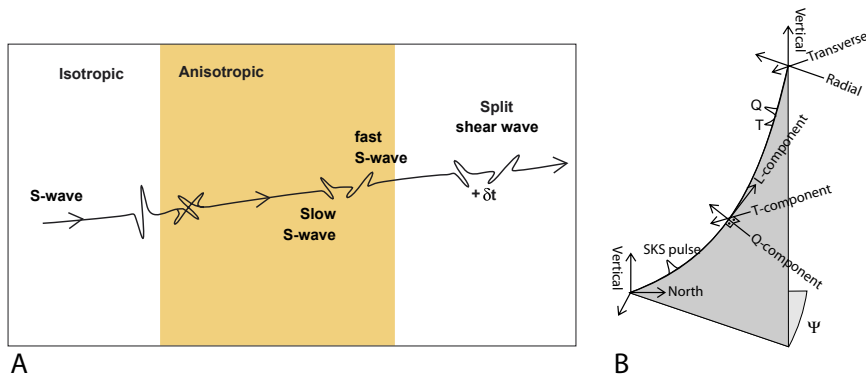


FIG. 4.1: A : Illustration du déphasage d'une onde cisillante pénétrant dans un milieu anisotrope (d'après Wüstefeld et al., 2008). L'onde S se sépare en deux ondes polarisées perpendiculairement se propageant à des vitesses différentes. L'écart de temps accumulé entre les deux ondes δt et la direction de polarisation de l'onde rapide Φ sont les deux paramètres caractérisant l'anisotropie déduits de l'analyse des sismogrammes enregistrés en surface. B : Repère LQT associé au rai (d'après Wüstefeld et al., 2008). Ψ est l'azimut du séisme (angle orienté entre le Nord, le séisme et la station).

Cet effet est directement observable et quantifiable sur les sismogrammes 3-composantes enregistrés en surface. En passant du repère géographique dans lequel sont orientés les sismomètres (composantes horizontales pointant vers le Nord et l'Est) au repère orthogonal associé au rai (LQT², Fig. 4.1 B), on détecte de l'énergie sur les composantes radiale et transverse (Q et T), si l'onde S a été déphasée.

²L : composante longitudinale, parallèle à la propagation, orientée vers la station ; Q : composante radiale, perpendiculaire à la direction de propagation et dans le plan vertical source-récepteur, orientée vers la source ; T : composante transverse, complétant le repère selon la règle de la main droite, perpendiculaire à la direction de propagation et au plan plan vertical source-récepteur.

4.1. Anisotropie et déphasage des ondes de cisaillement

Deux paramètres, mesurables à partir des enregistrements, permettent de caractériser l'anisotropie du milieu traversé :

- δt , le délai temporel séparant l'arrivée des deux ondes. Il est proportionnel à l'épaisseur de la couche anisotrope et à la magnitude de l'anisotropie intégrée le long du rai (par ex. Silver et Chan, 1991).
- Φ , la direction du plan de polarisation de l'onde rapide. Elle est fonction de l'orientation de l'anisotropie et donc de la déformation pénétrative à l'intérieur de la couche anisotrope.

Ondes *SKS*

Les ondes dont une partie du trajet se fait à l'intérieur du noyau externe liquide (*SKS*, *SKKS*, *PKS*...) sont particulièrement adaptées à l'étude de l'anisotropie du manteau supérieur (Vinnik et al., 1984; Silver et Chan, 1991, 1988). Les ondes de cisaillement descendant dans le manteau inférieur se propagent sous forme d'ondes de compression dans le noyau liquide. A la sortie du noyau, l'onde *P* donne naissance à une onde de cisaillement (phase *SKS*) polarisée selon la direction radiale³ à la limite noyau-manteau (CMB). En remontant vers la surface, l'onde de cisaillement est sensible à l'anisotropie entre ce point et la station, la polarisation et le déphasage qui auraient pu être acquis du côté de la source ayant été "annulés" lors du parcours en onde *P* dans le noyau (Fig. 4.2).

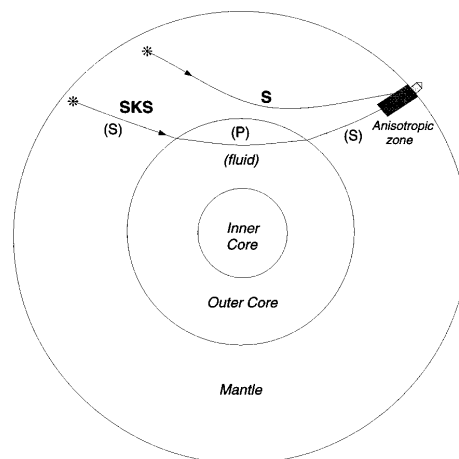


FIG. 4.2: Schéma de la propagation d'une onde *S* et d'une onde *SKS* de la source au récepteur (figure extraite de Silver, 1996). La région anisotrope à l'origine du déphasage des ondes de cisaillement est représentée sous la station par un rectangle noir.

³Polarisation transverse dans le plan de propagation.

Ces phases issues du noyau liquide présentent donc l'avantage d'avoir une polarisation radiale au point de conversion $P - S$, autrement dit parallèle au backazimut⁴ du séisme et de ne pas être affectées par l'anisotropie du manteau côté source. Ces phases sont observables à partir de 85° de distance épacentrale et généralement bien individualisées des autres phases de cisaillement (S et ScS par exemple). Si leur résolution verticale est intrinsèquement limitée du fait de leur origine profonde et de l'intégration verticale du déphasage, leur contenu fréquentiel autour de 0.125 Hz et leur trajet subvertical, offrent une bonne résolution latérale, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres, bien meilleure que celle des ondes de surface.

Localisation de l'anisotropie en profondeur

L'utilisation de ce type d'ondes présente cependant un inconvénient, lié à l'incertitude de la localisation en profondeur des couches anisotropes, le déphasage de l'onde SKS pouvant être acquis à n'importe quelle profondeur entre la CMB et la surface. Une anisotropie dans la couche D" a par exemple été détectée par des ondes de cisaillement se propageant latéralement (Kendall et Silver, 1998). Cependant, la combinaison d'un certain nombre d'arguments d'ordre pétrophysique (par ex. Mainprice et Silver, 1993; Meade et al., 1995; Ben-Ismaïl et al., 2001) et sismologique (McNamara et al., 1994; Silver, 1996) est en faveur d'une anisotropie à l'origine du déphasage des ondes SKS essentiellement localisée dans les 400 km les plus superficiels de la Terre.

Exemples d'études

Durant ces dernières décennies, la méthode du déphasage des ondes SKS a été employée à de maintes reprises dans l'étude de la déformation du manteau lithosphérique et/ou asthénosphérique et ce dans des contextes variés : chaînes de montagne, cratons, rifts continentaux, dorsales océaniques, points chauds, zones de subduction (Walker et al., 2001; Heintz et al., 2003; Vergne et al., 2003; Kendall et al., 2006; Wüstefeld et al., 2010). Le rift Est-Africain n'a pas fait exception à l'essor de cet outil avec l'exploitation de données de stations à la fois permanentes (Barruol et Ben Ismaïl, 2001; Ayele et al., 2004; Walker et al., 2004) et temporaires (Gao et al., 1997; Gashawbeza et al., 2004; Walker et al., 2004).

⁴Angle orienté entre le nord géographique, le récepteur et la source.

Méthodes

Différentes techniques existent pour estimer les paramètres Φ et δt dont la méthode de rotation-corrélation⁵ (Bowman et Ando, 1987), la méthode du minimum d'énergie⁶ (Silver et Chan, 1991) ou encore la méthode des valeurs propres⁷ (voir par ex. Silver et Chan, 1991). La polarisation selon les directions imposées par le milieu anisotrope de l'onde cisillante initialement radiale implique un transfert d'une part de l'énergie sur la composante transverse. La méthode RC suppose que les ondes résultantes polarisées ont des formes d'onde identiques et consiste à déduire, suite à des rotations successives des sismogrammes, la direction Φ pour laquelle la corrélation entre les deux ondes sera maximale. Dans la méthode SC, on s'applique à rechercher le couple de paramètres Φ et δt qui minimise l'énergie sur la composante transverse, ce qui revient à corriger au mieux la présence d'anisotropie (l'énergie sur la transverse doit disparaître et la polarisation dans le plan horizontal doit devenir linéaire après correction de l'anisotropie). Contrairement aux deux précédentes, la méthode EV peut s'appliquer à des ondes dont la polarisation initiale est inconnue (*S* directe, *ScS*...). Elle peut être considérée comme un cas plus général de la méthode SC et vise à minimiser ou maximiser différentes opérations entre les valeurs propres de la matrice de covariance entre les deux ondes polarisées orthogonalement.

Les mesures “*null*”

On note parfois une énergie très faible à inexistante sur la composante transverse (événement appelé “*null*”), ce qui peut s'expliquer par :

- L'absence d'anisotropie effective le long de la direction de propagation du rai. Cela peut être lié à un manteau réellement isotrope ou bien à une orientation des axes *a* de l'olivine proche de la verticale, ce qui est potentiellement le cas au dessus d'un point chaud (Barruol et al., 2009).
- Une polarisation initiale de l'onde parallèle ou orthogonale à la direction principale de l'anisotropie (cas le plus fréquent).
- Une hétérogénéité de la structure trop importante. La déformation doit être en effet pénétrative à l'échelle de la longueur d'onde de la phase *SKS* pour

⁵Notée RC par la suite.

⁶“Minimum energy method” en anglais, notée SC par la suite.

⁷“Eigenvalue method” en anglais, notée EV par la suite.

pouvoir induire une polarisation. Si la déformation est présente mais avec des variations de trop courte longueur d'onde, l'onde *SKS* va “voir” le milieu comme isotrope.

- La présence de deux couches anisotropes perpendiculaires avec des déphasages identiques, la couche supérieure “annulant” le déphasage acquis dans la couche inférieure (par ex. [Barruol et Hoffmann, 1999](#)).

Ces événements, appelés “null” ne sont donc pas dénués d'informations et leur identification systématique permet de mieux préciser la présence ou l'absence d'anisotropie sous une station ([Wüstefeld et Bokermann, 2007](#)).

4.2 Mesures et résultats

Traitement des données

A l'exception des stations TREE et NOON, la plupart des capteurs sont des "bandes élargies" (20 s - 50 Hz) et des "large-bandes" (60 s - et 120 s - 50 Hz), permettant l'étude des séismes lointains, dont le contenu fréquentiel est basse fréquence (< 2 Hz), et notamment celle des ondes *SKS*. Les mesures de l'anisotropie des ondes *SKS* à partir des données du réseau SEISMO-TANZ'07 ont été effectuées par l'intermédiaire du programme SplitLab (Wüstefeld et al., 2008).

La première étape consiste à construire la base de données des télé-séismes. Les temps origine et les localisations des séismes utilisés dans cette étude proviennent du National Earthquake Information Center (NEIC). Les arrivées théoriques des ondes ont été calculées avec le modèle de Terre IASP91 (Kennett et Engdahl, 1991). La sélection des événements s'est faite selon leur magnitude ($M_w \geq 5.5$), leur distance épacentrale par rapport aux stations de SEISMOTANZ'07 ($85^\circ \leq \Delta \leq 130^\circ$) et leur date d'occurrence, comprise dans la période d'enregistrement du réseau (entre Juin 2007 et fin Janvier 2008, cf. section 1.4). Bien que cette dernière soit relativement courte pour chaque station, au mieux égale à 6 mois, l'analyse des *SKS* entreprise ici bénéficie d'une position de la zone d'étude favorable par rapport aux régions affectées par de forts séismes (Fig. 4.3 A).

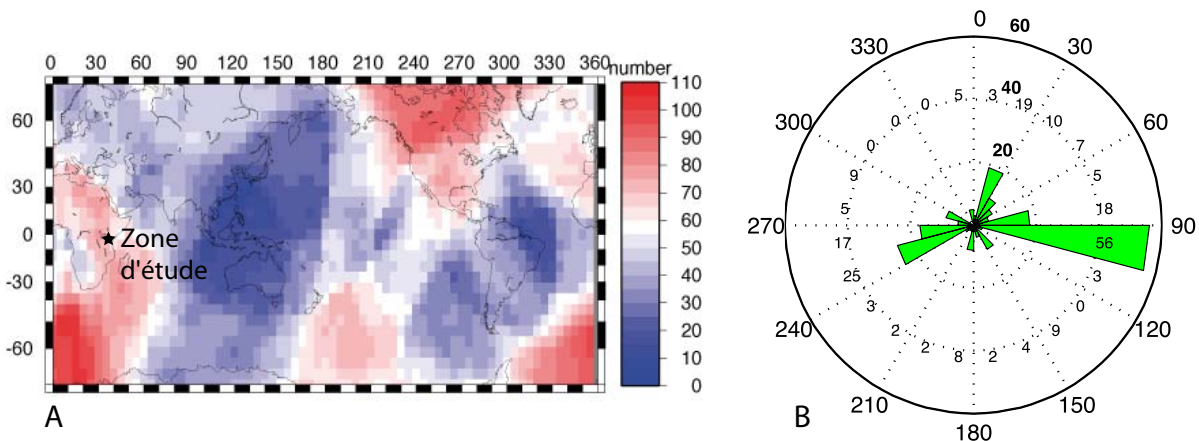


FIG. 4.3: A : Couverture globale des *SKS* pour l'année 2004 ($M_w \geq 6.5$ et $85^\circ \leq \Delta \leq 120^\circ$, d'après www.gm.univ-montp2.fr). B : Distribution des backazimuts des 212 télé-séismes potentiellement analysables dans le cadre de l'anisotropie sismique, par rapport au réseau SEISMO-TANZ'07.

Un total de 212 séismes a répondu aux critères de sélection (magnitude, distance), la plupart générés par le système convergent des plaques Australie et Pacifique (Fig. 4.3 B, backazimut $\sim 100^\circ\text{E}$). L’inspection visuelle et le filtrage des données ont ensuite permis de sélectionner les événements réellement utilisables pour des mesures de déphasage (phase *SKS* ou *SKKS* bien visibles, sans interaction avec les phases *S* ou *ScS*).

La figure 4.4 illustre la démarche employée dans la recherche des paramètres Φ et δt , du pointé de l’onde *SKS* au diagnostic de la mesure avec la technique EV.

Une fois la phase *SKS* identifiée (bande grise sur Fig. 4.4 A et agrandissement), un filtre passe-bande de type Butterworth à double passage est appliqué aux signaux, souvent pollués par les séismes locaux, en particulier par la crise de Gelai (Chap. 3). Différentes bornes du filtre ont été testées pour vérifier la stabilité de la mesure, généralement de 0.01 à 0.03 Hz pour la borne inférieure et de 0.2 à 0.5 Hz pour la supérieure.

Les graphiques B montrent les composantes Q (pointillés) et T (trait plein) après correction de l’anisotropie, permettant de vérifier si l’énergie éventuelle sur la composante transverse a bien été enlevée. Les graphiques C correspondent au mouvement des particules avant et après la correction de l’anisotropie. Dans le cas d’une bonne mesure, le mouvement elliptique des particules doit être linéarisé après correction de l’anisotropie. Dans le cas des deux premiers séismes (du haut vers le bas), cet effet apparaît clairement, contrairement au dernier, typique d’un “null”. Enfin, les graphiques D indiquent les intervalles de confiance relatifs aux paramètres Φ et δt (zone grisée pour un niveau de confiance à 95%, i.e. un intervalle à 2σ). Dans le cas de la mesure effectuée sur NAIT (graphique dans le coin inférieur droit), la zone dessine un “U”, caractéristique des mesures “null”.

La qualité de la mesure est ensuite évaluée selon les critères de Barruol et al. (1997) et classée bonne (Good), passable (Fair) ou médiocre (Poor). Les trois exemples sont de qualité “Good” et correspondent à une mesure normale, une mesure proche d’un “null” et enfin un “null” (respectivement de haut en bas sur la figure 4.4).

4.2. Mesures et résultats

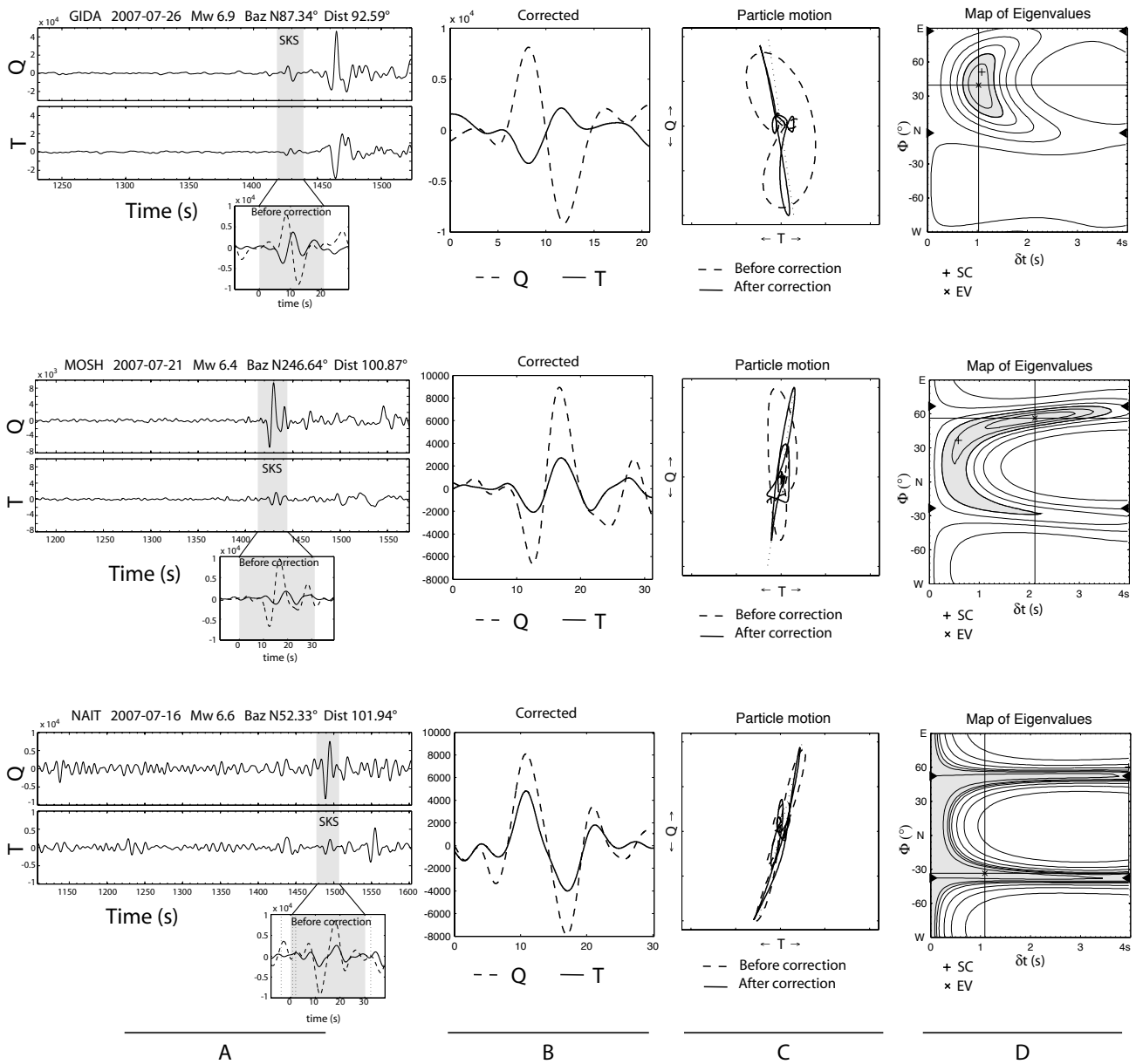


FIG. 4.4: Exemples de mesures individuelles de l'anisotropie sur les enregistrements des stations GIDA, MOSH et NAIT (de haut en bas) en utilisant la technique EV par le biais du programme Splitlab (Wüstefeld et al., 2008). Les qualités attribuées aux mesures sont, de haut en bas, Good, Good (proche d'un null) et Good-null. A : Composantes Q et T de l'enregistrement d'un séisme. La phase *SKS* est surlignée par une bande grise. L'agrandissement montre la superposition des composantes Q (pointillés) et T (trait plein) avant la correction de l'anisotropie. B : Composantes Q (pointillés) et T (trait plein) après la correction de l'anisotropie. Ce graphe permet de voir si l'énergie sur la composante transverse a bien été enlevée après correction de l'anisotropie. C : Mouvement des particules avant (pointillés) et après (trait plein) correction de l'anisotropie. D : Contours d'énergie sur la composante transverse relatifs aux couples $(\Phi, \delta t)$ obtenus avec la méthode EV. La zone grisée correspond à niveau de confiance à 95% (i.e. un intervalle à 2σ) : plus cette zone est petite, plus la mesure sera fiable.

Résultats préliminaires

Les enregistrements des 34 stations ont été visualisés un par un et des mesures d'anisotropie ont pu être réalisées sur 25 téléseismes ($5.6 \leq M_w \leq 7.7$) s'étant produits entre le 28 Juin et le 16 Décembre 2007 (Fig. 4.5). Ces derniers ont été utilisés de 1 à 14 fois dans les mesures d'anisotropie.

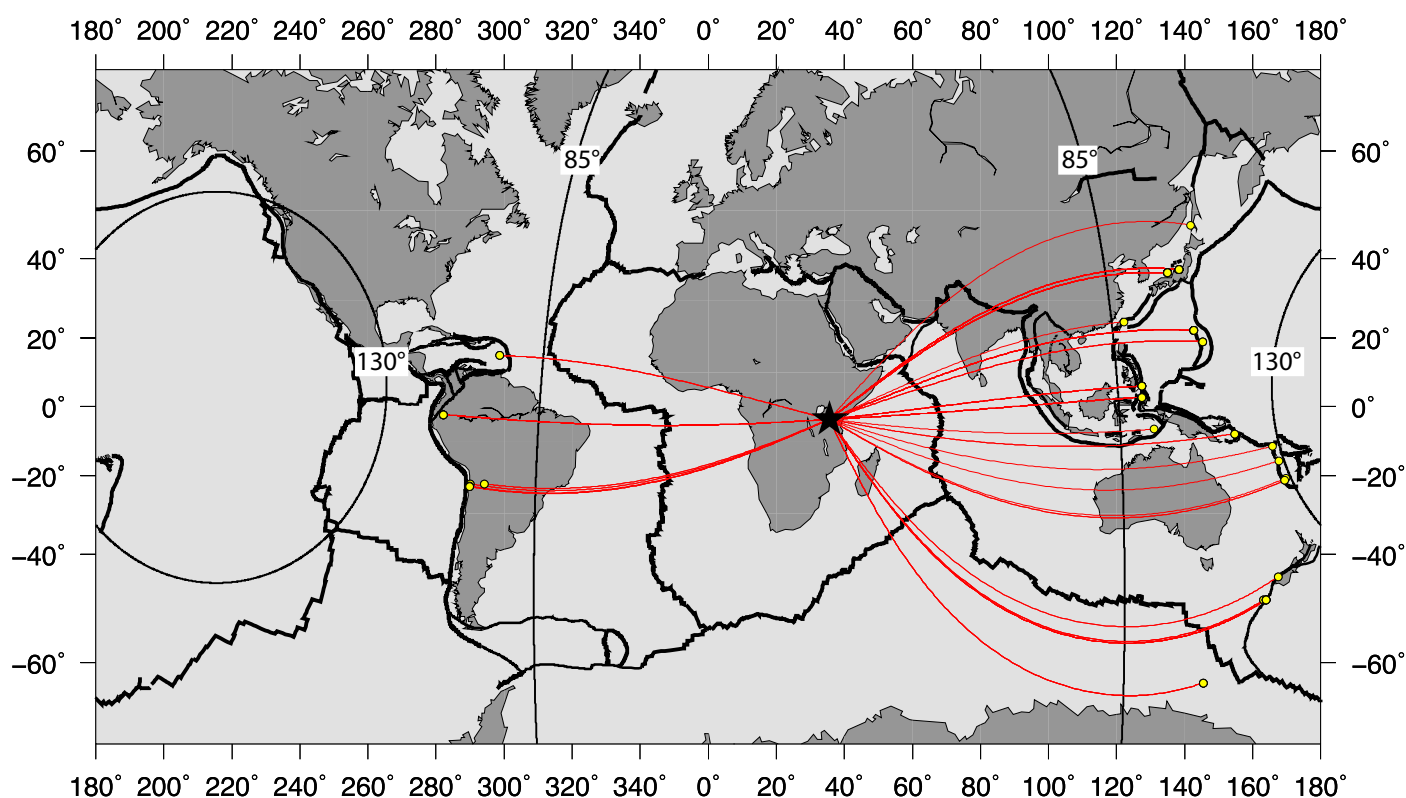


FIG. 4.5: Distribution des téléseismes utilisés au moins une fois dans les mesures d'anisotropie (null ou non-null). La zone d'étude est représentée par l'étoile noire. Les valeurs minimum, maximum et moyenne du backazimut sont respectivement de N 42°E, N 285°E et N 119°E.

Le nombre total de mesures individuelles de déphasage est de 97, il varie entre 1 et 11 par station et comprend 44 non-null, dont 31 sont de qualité “Good” (Tab. 4.1, Fig. 4.6). Les solutions obtenues avec les méthodes EV et SC sont relativement proches pour les mesures “Good” mais tendent à diverger pour des qualités moindres, ce qui reflète leur instabilité. Une attention particulière devra être portée, après cette étude préliminaire, aux événements présentant des mesures variables selon la méthode employée, en particulier ceux qui ont été classés de bonne qualité.

Une direction dominante NE-SW apparaît, traduisant une certaine cohérence entre les résultats (Fig. 4.6). Les valeurs de δt sont en majorité autour de 1 s mais parfois plus importantes, voire peu réalistes lorsqu’elles atteignent 2.5 s (qualité “poor”).

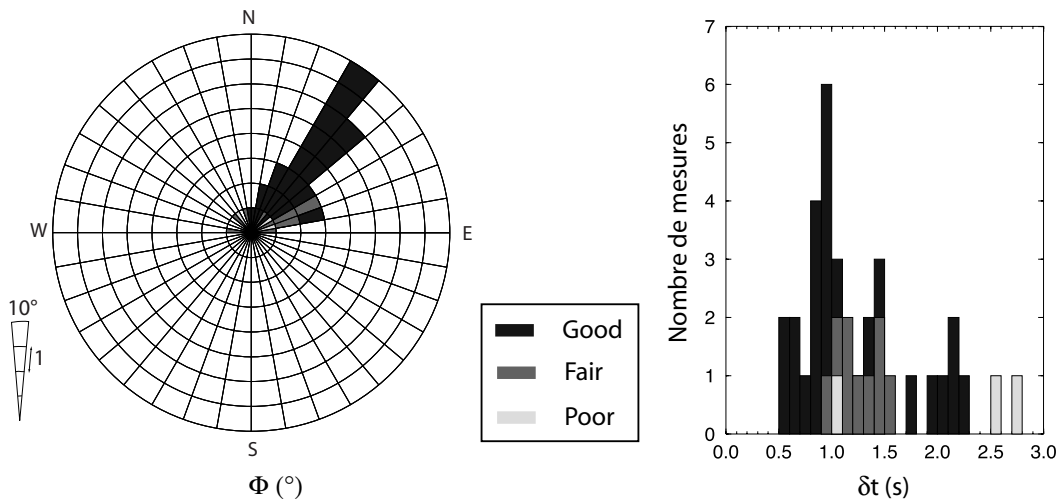


FIG. 4.6: Histogramme des valeurs de Φ (gauche) et δt (droite) pour l’ensemble des mesures d’anisotropie des ondes *SKS* (Good, fair et poor) obtenues avec la méthode EV.

Les valeurs de moyennes de Φ et de δt des mesures de qualité “Good” sont respectivement de 31.3° et 1.22 s pour la méthode SC, et de 39.8° et 1.19 s pour la méthode EV. Les mesures n’ont pas été moyennées par station, leur nombre étant insuffisant. Aucune station associée à plus d’une mesure ne présente que des “nulls”, suggérant que le manteau supérieur sous notre réseau est effectivement anisotrope.

Les directions des axes des ondes rapides Φ et les déphasages temporels associés obtenus pour chacune des stations sont représentés sur la figure 4.7 A (carte de la DNT). On observe un léger redressement de l'axe rapide vers le nord et une augmentation de δt entre l'est et l'ouest du réseau.

L'analyse de la variation potentielle des paramètres Φ et δt en fonction du backazimut est peu appropriée à notre étude, du fait du faible nombre de mesures et de la mauvaise couverture backazimutale (Fig. 4.5). Cependant, on observe une certaine tendance dans les mesures “nulls” (Fig. 4.7 B) : elles sont essentiellement issues de séismes provenant du NE (ou du SW), soit dans la direction dominante de l'axe de l'onde rapide enregistrée sur l'ensemble des stations.

Ceci tend à confirmer la présence d'une anisotropie NE-SW et expliquerait l'absence de déphasage pour des ondes dont la polarisation initiale est parallèle à cette direction (voir paragraphe précédent et Fig. 4.7 B).

4.2. Mesures et résultats

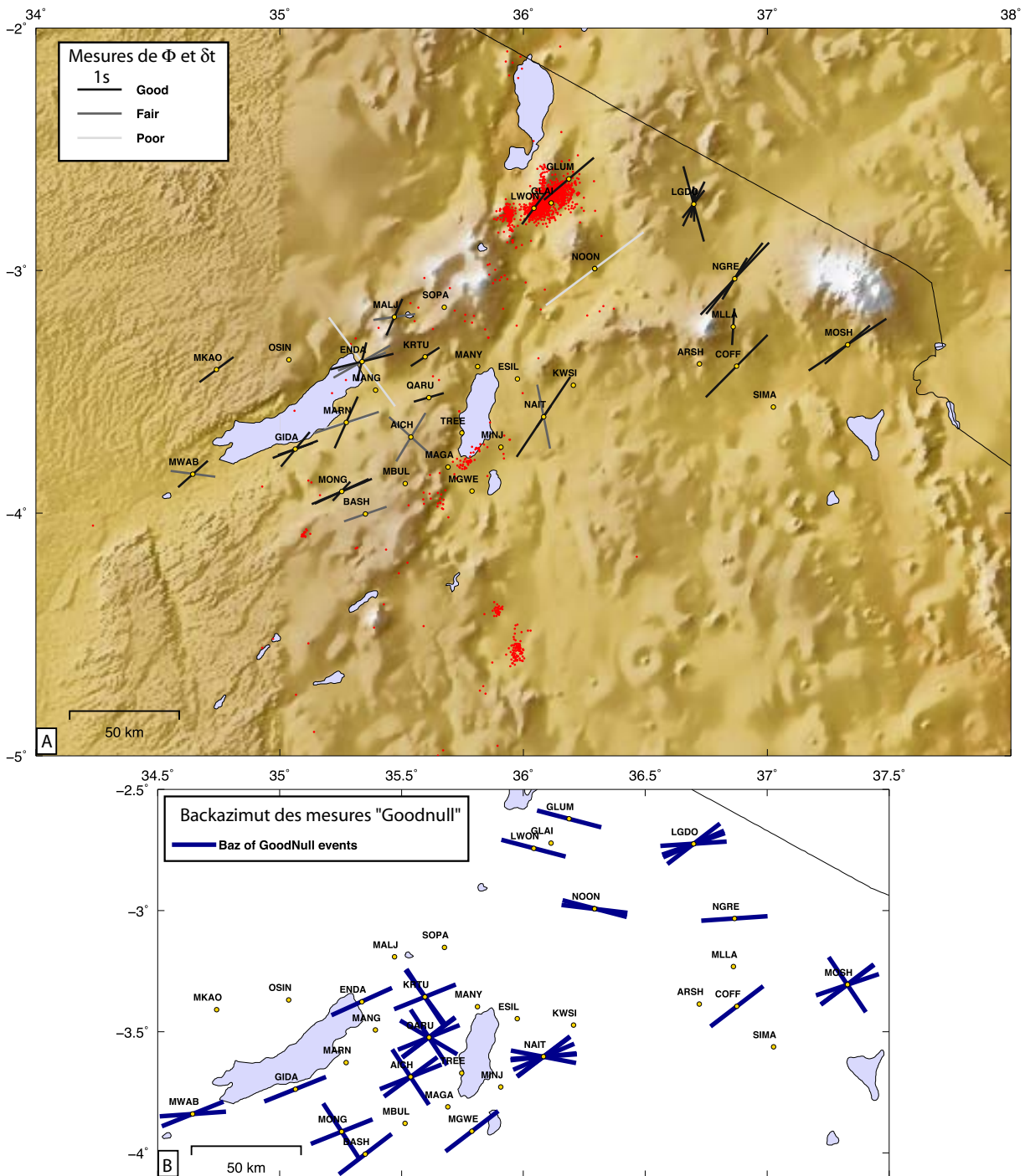


FIG. 4.7: A : Mesures du déphasage des ondes *SKS* dans la DNT à partir des données de SEISMO-TANZ'07. Les directions des axes des ondes rapides (Φ) sont représentées par des traits dont la longueur est proportionnelle à la valeur de δt . La couleur du trait est associée à la qualité (good, fair, poor), d'après les critères de Barruol et al. (1997). Les stations et la sismicité locale sont représentées par des cercles respectivement jaunes et rouges. La direction dominante est NE-SW. B : Représentation des mesures "GoodNull" en fonction du backazimut (Baz). Les mesures d'événements "nulls" sont essentiellement issues de séismes provenant du NE (ou du SW), soit dans la direction dominante de l'axe de l'onde rapide enregistrée sur l'ensemble des stations.

Chapitre 4. Etude préliminaire de l'anisotropie sismique

Sta	Date	Lat	Lon	Baz	ϕ_{SC}	$\sigma_{\phi_{SC}}$	dt_{SC}	$\sigma_{dt_{SC}}$	ϕ_{EV}	$\sigma_{\phi_{EV}}$	δt_{EV}	$\sigma_{\delta t_{EV}}$	Qual
AICH	2007.271	-21.26	169.44	121.00	19.00	25.50	1.09	0.84	-47.50	20.00	1.34	0.58	F
AICH	2007.273	-49.41	163.26	146.70	Null		Null		Null		Null		G
AICH	2007.273	-49.42	163.95	146.97	Null		Null		Null		Null		F
AICH	2007.197	36.80	134.87	53.28	Null		Null		Null		Null		G
AICH	2007.320	-2.31	-77.84	265.90	27.90	7.50	1.54	0.29	31.03	13.50	1.28	0.29	F
AICH	2007.271	21.99	142.68	68.11	Null		Null		Null		Null		G
BASH	2007.197	37.57	138.39	52.35	Null		Null		Null		Null		G
BASH	2007.197	36.80	134.87	53.31	-54.69	12.00	1.09	0.37	70.92	23.00	1.02	0.52	F
COFF	2007.197	36.80	134.87	53.28	45.28	4.00	1.47	0.42	44.57	3.00	1.98	0.44	G
COFF	2007.197	37.57	138.39	52.35	Null		Null		Null		Null		G
ENDA	2007.207	2.82	127.48	87.31	11.31	9.50	0.96	0.37	13.31	15.50	0.90	0.42	G
ENDA	2007.197	36.80	134.87	53.23	-72.77	19.50	0.90	0.90	69.23	20.50	1.15	0.52	F
ENDA	2007.249	24.33	122.25	65.53	Null		Null		Null		Null		G
ENDA	2007.197	37.57	138.39	52.24	64.24	23.00	1.15	0.98	60.24	21.00	1.47	0.98	F
ENDA	2007.232	6.13	127.38	84.00	48.00	16.50	0.64	0.27	76.00	6.50	1.47	0.35	G
ENDA	2007.215	-62.88	145.44	154.51	74.51	21.00	1.41	0.97	-36.50	21.50	2.50	0.84	P
MOSH	2007.318	-22.25	-69.89	245.99	41.99	14.50	0.96	0.39	49.45	19.00	1.34	0.61	G
MOSH	2007.271	21.99	142.68	68.09	Null		Null		Null		Null		F
MOSH	2007.304	18.90	145.36	71.19	Null		Null		Null		Null		G
MOSH	2007.273	-49.42	163.95	146.22	Null		Null		Null		Null		G
MOSH	2007.197	36.80	134.87	53.29	Null		Null		Null		Null		G
MOSH	2007.197	37.57	138.39	52.36	Null		Null		Null		Null		G
MOSH	2007.215	-62.88	145.44	154.21	Null		Null		Null		Null		F
MOSH	2007.202	-22.20	-65.83	246.64	36.64	20.50	0.58	0.56	56.13	23.50	2.11	0.85	G
LGDO	2007.318	-22.25	-69.89	246.22	Null		Null		Null		Null		G
LGDO	2007.271	21.99	142.68	67.90	-2.10	20.00	0.96	0.79	11.01	22.50	0.64	0.96	G
LGDO	2007.273	-49.42	163.95	146.33	-13.67	6.25	1.76	0.46	-15.18	15.00	1.76	0.71	G
LGDO	2007.304	18.90	145.36	70.97	Null		Null		Null		Null		G
LGDO	2007.197	36.80	134.87	53.20	43.20	5.00	1.12	0.50	38.20	20.00	0.80	0.58	G
LGDO	2007.320	-2.31	-77.84	266.22	Null		Null		Null		Null		G
LGDO	2007.288	-44.75	167.49	143.45	8.45	13.75	0.80	0.25	25.82	32.50	1.12	0.33	G
LGDO	2007.319	-22.92	-70.24	245.49	Null		Null		Null		Null		F
LGDO	2007.273	-49.41	163.26	146.07	-8.93	13.75	0.96	0.50	-1.17	26.25	0.80	0.54	G
LGDO	2007.197	37.57	138.39	52.23	Null		Null		Null		Null		G
MARN	2007.207	2.82	127.48	87.32	35.32	13.00	0.96	0.27	23.97	28.50	1.28	0.45	G
MARN	2007.197	36.80	134.87	53.26	-56.74	12.50	1.41	0.58	71.67	17.00	1.54	0.58	F
MARN	2007.197	37.57	138.39	52.28	-47.72	30.00	3.01	0.89	74.14	Inf	1.02	Inf	P
MARN	2007.179	-7.97	154.63	101.08	Null		Null		Null		Null		F
MGWE	2007.197	37.57	138.39	52.36	Null		Null		Null		Null		G
MKAO	2007.207	2.82	127.48	87.34	63.34	5.50	1.22	0.21	53.34	7.50	0.96	0.11	G
MLLA	2007.319	-22.79	-70.19	245.48	3.48	19.50	0.83	0.66	3.56	22.00	0.83	0.95	G
MLLA	2007.320	-2.31	-77.84	265.98	Null		Null		Null		Null		F
MWAB	2007.320	-2.31	-77.84	265.92	Null		Null		Null		Null		G
MWAB	2007.232	6.13	127.38	84.06	48.06	9.50	0.90	0.16	48.09	15.00	0.90	0.26	G
MWAB	2007.271	21.99	142.68	68.10	Null		Null		Null		Null		G
MWAB	2007.273	-49.41	163.26	147.07	-64.93	14.50	1.22	0.52	-82.50	27.50	1.02	0.39	F
NAIT	2007.271	21.99	142.68	68.11	-13.89	1.50	3.65	0.42	33.76	22.00	0.58	0.81	G
NAIT	2007.273	-49.42	163.95	146.74	24.74	10.00	1.54	0.34	33.64	34.00	2.18	0.56	G
NAIT	2007.245	-11.61	165.76	107.67	Null		Null		Null		Null		F
NAIT	2007.304	18.90	145.36	71.22	Null		Null		Null		Null		F
NAIT	2007.197	36.80	134.87	53.29	Null		Null		Null		Null		G
NAIT	2007.320	-2.31	-77.84	265.89	Null		Null		Null		Null		G
NAIT	2007.197	37.57	138.39	52.33	Null		Null		Null		Null		G
NAIT	2007.232	6.13	127.38	83.96	Null		Null		Null		Null		G
NAIT	2007.202	-22.20	-65.83	246.76	Null		Null		Null		Null		G

4.2. Mesures et résultats

Sta	Date	Lat	Lon	Baz	ϕ_{SC}	$\sigma_{\phi_{SC}}$	dt_{SC}	$\sigma_{\delta t_{SC}}$	ϕ_{EV}	$\sigma_{\phi_{EV}}$	δt_{EV}	$\sigma_{\delta t_{EV}}$	Qual
NAIT	2007.214	47.18	141.77	42.25	Null		Null		Null		Null		F
NAIT	2007.215	-62.88	145.44	154.40	-11.60	6.00	1.73	0.48	-11.27	18.00	1.47	0.77	F
NAIT	2007.179	-7.97	154.63	100.94	Null		Null		Null		Null		G
NGRE	2007.271	21.99	142.68	67.99	5.99	12.50	1.09	0.37	31.34	23.50	0.90	0.45	G
NGRE	2007.273	-49.42	163.95	146.34	38.34	2.50	1.92	0.21	38.33	10.50	2.05	0.52	G
NGRE	2007.197	36.80	134.87	53.24	41.24	13.50	1.15	0.48	43.35	Inf	2.24	Inf	G
NGRE	2007.232	6.13	127.38	83.91	27.91	8.00	1.15	0.21	30.78	20.00	1.09	0.32	G
NGRE	2007.320	-2.31	-77.84	266.07	Null		Null		Null		Null		G
GIDA	2007.271	21.99	142.68	68.10	Null		Null		Null		Null		G
GIDA	2007.213	-15.74	167.74	113.88	63.88	6.00	0.83	0.08	70.94	10.50	0.83	0.10	G
GIDA	2007.207	2.82	127.48	87.34	51.34	8.50	1.09	0.18	39.56	14.00	1.02	0.21	G
GIDA	2007.197	36.80	134.87	53.27	Null		Null		Null		Null		F
GIDA	2007.197	37.57	138.39	52.28	Null		Null		Null		Null		F
GIDA	2007.232	6.13	127.38	84.03	66.03	16.50	0.83	0.35	68.87	15.50	1.09	0.39	G
GIDA	2007.215	-62.88	145.44	154.56	Null		Null		Null		Null		F
GLUM	2007.333	14.97	-61.26	284.76	Null		Null		Null		Null		G
GLUM	2007.350	-22.95	-70.18	245.57	49.57	6.50	1.54	0.45	49.57	21.50	1.47	0.58	G
KRTU	2007.271	21.99	142.68	68.01	Null		Null		Null		Null		G
KRTU	2007.273	-49.42	163.95	146.88	Null		Null		Null		Null		G
KRTU	2007.207	2.82	127.48	87.29	37.29	17.00	0.64	0.32	56.89	21.50	0.77	0.42	G
KRTU	2007.197	36.80	134.87	53.23	Null		Null		Null		Null		F
KRTU	2007.288	-44.75	167.49	144.11	Null		Null		Null		Null		G
LWON	2007.333	14.97	-61.26	284.74	Null		Null		Null		Null		G
LWON	2007.350	-22.95	-70.18	245.56	39.56	8.00	1.02	0.24	36.83	18.00	0.90	0.34	G
MALJ	2007.207	2.82	127.48	87.29	23.29	11.00	0.90	0.26	23.53	19.00	0.90	0.44	G
MALJ	2007.197	36.80	134.87	53.21	-68.79	14.00	0.90	0.34	81.94	16.50	0.96	0.31	F
MONG	2007.271	21.99	142.68	68.16	Null		Null		Null		Null		G
MONG	2007.273	-49.42	163.95	147.12	Null		Null		Null		Null		G
MONG	2007.207	2.82	127.48	87.34	17.34	10.00	0.96	0.32	42.45	19.50	0.58	0.34	G
MONG	2007.197	36.80	134.87	53.30	63.30	1.50	2.62	0.42	65.14	22.00	1.34	0.82	G
MONG	2007.197	37.57	138.39	52.33	72.33	14.50	0.96	0.39	67.08	13.50	1.47	0.55	G
MONG	2007.232	6.13	127.38	84.02	24.02	21.00	0.64	0.68	67.61	18.50	1.15	0.52	F
MONG	2007.231	-20.66	169.70	120.70	Null		Null		Null		Null		F
NOOO	2007.333	14.97	-61.26	284.70	Null		Null		Null		Null		G
NOOO	2007.350	-22.95	-70.18	245.47	53.47	3.00	2.69	0.44	52.93	6.00	2.75	0.63	P
NOOO	2007.349	-6.61	131.09	96.87	Null		Null		Null		Null		G
QARU	2007.271	21.99	142.68	68.06	Null		Null		Null		Null		G
QARU	2007.273	-49.42	163.95	146.91	Null		Null		Null		Null		G
QARU	2007.207	2.82	127.48	87.30	3.30	4.00	1.92	0.68	73.87	21.50	0.70	0.44	G
QARU	2007.197	36.80	134.87	53.26	Null		Null		Null		Null		G
QARU	2007.197	37.57	138.39	52.28	Null		Null		Null		Null		G
QARU	2007.271	-21.26	169.44	120.85	Null		Null		Null		Null		G

TAB. 4.1: Résultats des mesures d'anisotropie des ondes *SKS* réalisées sur les enregistrements du réseau temporaire SEISMO-TANZ'07 (25 séismes). *Sta*, station; *Baz*, backazimut; ϕ_{SC} , ϕ_{EV} , directions de l'onde rapide obtenues avec les méthodes respectivement du minimum d'énergie (SC) et des valeurs propres (EV); dt_{SC} , dt_{EV} , délais de temps; σ_{ϕ} et $\sigma_{\delta t}$, écarts type à 2σ sur les mesures de Φ et δt ; *Qual*, qualité assignée à la mesure selon les critères de Barruol et al. (1997).

4.3 Discussion sur l'origine de l'anisotropie

Nous cherchons ici à interpréter les mesures d'anisotropie que nous avons réalisées en nous appuyant uniquement sur celles de meilleure qualité, classées "Good" (voir section précédente).

Les stations du réseau temporaire SEISMO-TANZ'07 correspondantes sont distribuées (Fig. 4.8) :

- Dans la ceinture orogénique Mozambique (LGDO, NGRE, MLLA, MOSH, COFF).
- Dans la vallée axiale du rift Natron-Manyara, qui recoupe la chaîne Mozambique, à la limite entre le rift Kenyan et la DNT (GLUM, LWON).
- Sur le plateau Masai (NAIT).
- Sur le craton archéen tanzanien (MKAO).
- Au sein de la branche Eyasi, où le rift affecte le craton (MWAB, GIDA).
- Dans la zone de transition entre le craton et la chaîne protérozoïque (MONG, MARN, BASH, QARU, KRTU, ENDA, MALJ).

Le nombre de mesures est trop faible pour s'assurer de leur représentativité en chaque station. Cependant, une homogénéité apparente transparait avec $\Phi \sim \text{NE-SW}$ et son léger redressement vers le nord entre l'est et l'ouest du réseau, du craton tanzanien vers la chaîne protérozoïque Mozambique.

Nous nous interrogeons ici sur les origines possibles de l'anisotropie sismique détectée, qui pourrait être liée (1) à une anisotropie du manteau induite par l'extension due à l'orientation préférentielle des cristaux d'olivine (modèle de rift passif par exemple, en cisaillement pur de McKenzie, 1978), (2) à des flux mantelliques générés par un ou plusieurs panaches, (3) au découplage lithosphère/manteau profond, (4) à une anisotropie "figée" dans la lithosphère, donc issue des déformations antérieures, (5) à des alignements de dykes ou de lentilles de magma.

Ces contributions potentielles sont successivement examinées.

4.3. Discussion sur l'origine de l'anisotropie

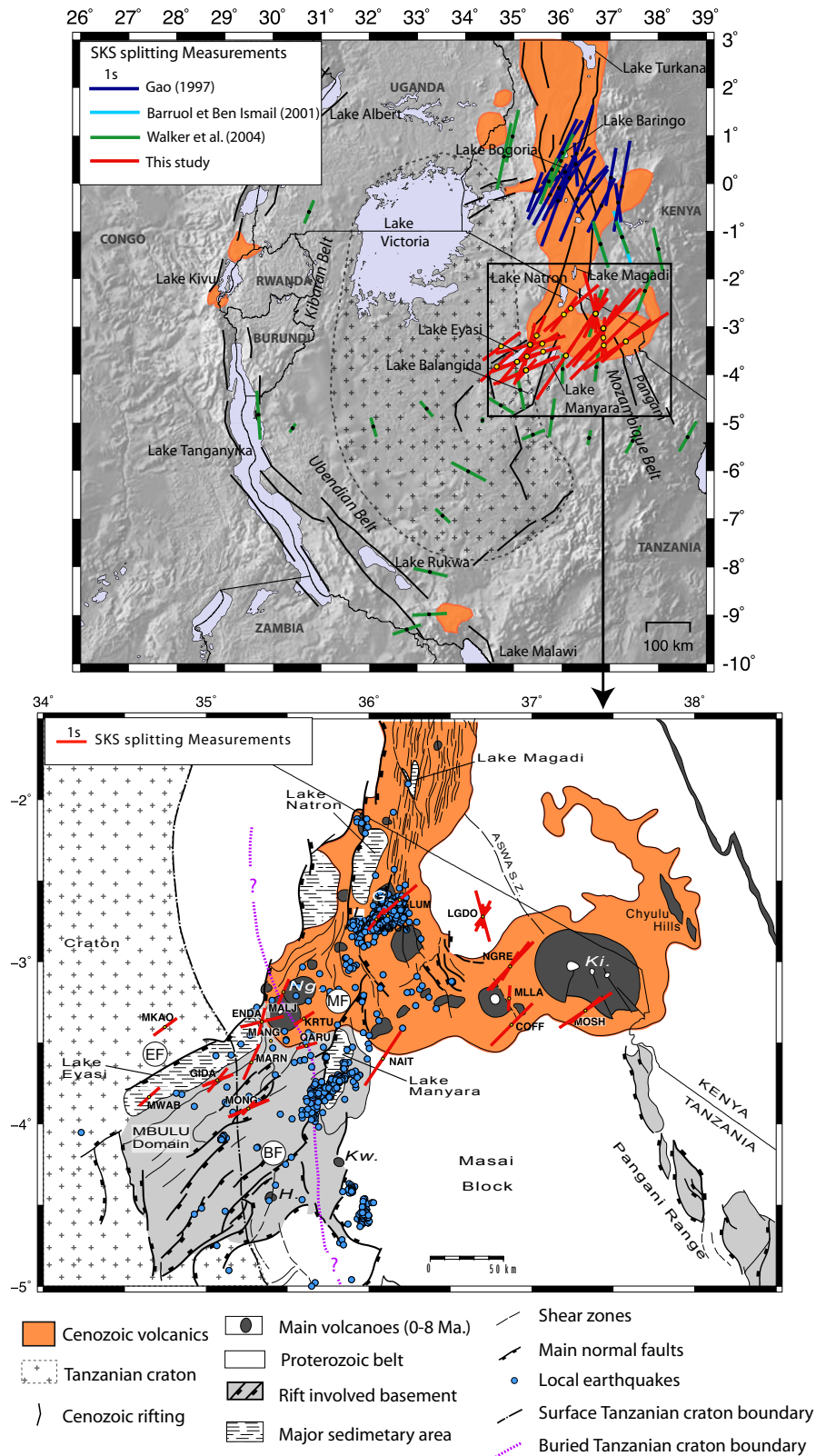


FIG. 4.8: Mesures d'anisotropie dans le craton et la branche Est du REA, représentées sur des cartes structurales simplifiées. Un code de couleur est associé aux différentes études. MF, faille Manyara; BF, faille Balangida; EF, faille Eyasi; G, Gelaï; H, Hanang; Ki, Kilimanjaro; Kw, Kwaraha; L, Oldoinyo Lengai; Ng, Ngorongoro.

Les mesures d’anisotropie antérieures et celles issues de cette étude (traits rouges) sont représentées sur la figure 4.8, à l’échelle du craton (entouré par les branches est et ouest du rift) et de la DNT.

Anisotropie due à l’étirement de la lithosphère

L’étirement ductile du manteau lithosphérique est susceptible de générer une orientation préférentielle de l’axe a (axe de propagation rapide) des minéraux d’olivine parallèle à la direction d’extension (voir par ex. Nicolas et Christensen, 1987; Mainprice et Silver, 1993). Dans ce cas, on devrait observer des axes d’ondes rapides parallèles à la direction d’extension.

La contrainte principale minimum horizontale est globalement E-W dans le REA (Heidbach et al., The World Stress Map database release 2008⁸), soit oblique aux directions de Φ que nous trouvons dans les vallées axiales des rifts Natron et Eyasi qui sont \sim NE-SW (traits rouges sur Fig. 4.8).

A une échelle plus locale, dans la DNT, la direction de la contrainte minimum σ_3 connaît cependant des variations où elle est NNW-SSE (du lac Natron jusqu’à 50 km au sud du lac Manyara, d’après Delvaux et Barth, 2010) à WNW-ESE (cette étude, au sud du lac Manyara, et Ibs-von Seht et al., 2001, dans le lac Magadi). Là encore les directions des axes des ondes rapides ne sont pas parallèles à la direction d’extension.

L’hypothèse d’une anisotropie due à l’étirement du manteau lithosphérique est donc peu probable dans une zone qui connaît par ailleurs une faible vitesse d’extension ($\sim 2 \text{ mm.y}^{-1}$ de mouvement relatif entre les plaques Victoria et Somalie, Stamps et al., 2008).

Impact d’un panache mantellique

Plusieurs modèles de panaches existent pour expliquer à la fois les hauts plateaux et le volcanisme observés dans le rift (par ex. Ebinger et Sleep, 1998). Les modèles de tomographie globale indiquent la présence d’une importante anomalie de vitesse issue de la limite manteau-noyau sous l’Afrique du sud, le “super-panache”⁹ Africain (Nyblade et Robinson, 1994), qui se propage vers le N-NE (Ritsema et al., 1999; Li et al., 2008). Huerta et al. (2009) ont récemment imagé la structure de la zone de transition sous le craton tanzanien, la DNT et le sud du rift Kenyan à l’aide des

⁸WSM, voir <http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/>

⁹“Superplume” en anglais

fonctions récepteur. Ils observent une topographie de la limite supérieure (410 km) à environ 410-420 km sous le craton, s'affaissant à 430-450 km de manière claire sous la DNT et avec plus d'incertitude à l'est du rift Kenyan, localisant une anomalie thermique ($\sim 350^\circ$) au sein du manteau sous ces domaines. Une dépression homogène d'environ 20 km semble par contre caractériser la discontinuité inférieure à 660 km. Cette dernière est interprétée par les auteurs comme une large anomalie thermique résultant de la diffusion de chaleur du manteau inférieur au manteau supérieur par le superpanache Africain. Des remontées mantelliques étroites sont supposées être guidées à travers la zone de transition et se prolonger au sein du manteau supérieur, sous le rift, au Kenya et en Tanzanie où des zones à faible vitesse centrées sous le craton et remontant vers ses marges ont été observées (Ritsema et al., 1998; Park et Nyblade, 2006).

L'anisotropie que nous mesurons pourrait donc être liée à la chenalisation des flux mantelliques issus de la base de la zone de transition dans les zones lithosphériques amincies, impliquant des directions des axes d'ondes rapides parallèles au rift. C'est ce que l'on observe dans le rift Eyasi et de manière moins claire dans le rift Natron, les mesures aux stations GLUM et LWON étant plutôt obliques à la vallée axiale.

Nos mesures en bordure de craton, de direction WSW-ENE, sont compatibles avec le modèle de Weeraratne et al. (2003) qui positionnent une tête de panache à l'ouest du rift Eyasi. Les observations au sein du craton ne s'accordent cependant pas avec la configuration radiale du modèle (Walker et al., 2004, traits verts sur Fig. 4.8).

Découplage lithosphère/asthénosphère

L'étude d'anisotropie de Walker et al. (2004), en Tanzanie et au sud du Kenya, utilise pour l'essentiel des données du réseau de Nyblade et al. (1996), qui traverse de part en part le craton tanzanien et les branches est et ouest du REA. Leurs résultats sont représentés sur la figure 4.8 (traits verts).

Une des hypothèses privilégiées par les auteurs est une origine de l'anisotropie contrôlée par un cisaillement actif à la base de la lithosphère associé à un fluage de l'asthénosphère sous et autour de la racine du craton, en réponse au mouvement absolu WNW de la plaque Afrique¹⁰ dans le modèle de point chaud de Gripp et Gordon (2002). Les directions d'anisotropie mesurées sur le craton sont en effet parallèles à l'APM choisi, cohérentes avec le modèle analytique de fluage asthénosphérique autour d'une racine cratonique circulaire de Fouch et al. (2000). Ce dernier pré-

¹⁰APM : "Absolute plate motion" en anglais.

dit des directions en bordure de craton subparallèles aux contours de la racine en profondeur.

Nos observations ne semblent pas compatibles avec l'hypothèse d'une anisotropie due exclusivement à un flux asthénosphérique à la base des plaques, Φ étant à la fois oblique à l'APM et à la bordure du craton.

Anisotropie "fossilisée"

Les directions d'anisotropie en domaine continental sont souvent parallèles aux structures orogéniques (par ex. Silver, 1996), notamment dans le cas de chaînes formées en bordure de craton (Barruol et al., 1997), reflétant le dernier événement tectonique majeur. Lors d'une orogénèse par exemple, une OPR des minéraux d'olivine se développe et va être fossilisée dans la lithosphère suite au refroidissement post-orogénique.

Dans la chaîne protérozoïque Mozambique, les valeurs de Φ opèrent une légère rotation vers le nord, comparable pour les données de LGDO et de MLLA à celles de Walker et al. (2004). Les valeurs de δt sont quant à elles supérieures ou égales à celles observées en bordure du craton. L'axe des ondes rapides a donc tendance à devenir parallèle aux structures exprimées en surface dans la ceinture protérozoïque qui sont \sim N-S à N-E. L'augmentation de δt pourrait être liée à un épaissement lithosphérique en s'éloignant du rift. Ces mesures ne sont donc pas en contradiction avec une origine fossile de l'anisotropie pouvant avoir été acquise lors de la dernière collision protérozoïque.

La direction NE-SW ou ENE-WSW observée dans les mesures d'anisotropie sous la plupart des stations du réseau se retrouve dans celle(s) :

- de la direction du rift Eyasi (cénozoïque) ;
- des intrusions magmatiques anciennes datant de l'Archéen ou du Protérozoïque dans le craton ;
- de l'intrusion magmatique identifiée au nord de la DNT (section 3.1.1) ;
- du grain structural du domaine Mbulu, transition entre le craton archéen tanzanien et les terrains protérozoïques (chaîne Mozambique) ;
- de l'alignement et parfois de l'allongement des édifices volcaniques (Gelai-

Lengai-Ngorongoro) ;

- de la distribution de la sismicité au sud du lac Manyara qui décrit un plan de faille vertical jouant en décrochement sénestre à des profondeurs importantes dans la croûte (sections 3.2.1 et 3.2.2).

L'anisotropie mesurée pourrait donc être associée à la fabrique lithosphérique héritée d'événements tectoniques antérieurs, contrôlant le développement du rift au nord de la Tanzanie (Vauchez et al., 1997).

Ceci est moins clair dans la région du lac Natron où les mesures d'anisotropie à GLUM et LWON sont obliques à l'expression \sim N-S rift en surface. Le fait que le dyke, les failles et le graben en surface (voir section 3.1.1) aient cette direction \sim NE-SW, laisse cependant supposer que l'influence de structures héritées est déjà primordiale à cette latitude et en profondeur. Compte tenu de l'augmentation de la résistance lithosphérique (partie 1.3), du fait de l'influence croissante du craton entre le rift Natron et les rifts Eyasi et Manyara, on pourrait s'attendre à des valeurs de δt de plus en plus importantes du N au S. Ce n'est pas flagrant dans nos mesures, et Walker et al. (2004) observent l'inverse entre le Kenya et la Tanzanie, suggérant que l'héritage lithosphérique n'est pas la seule contribution à l'anisotropie enregistrée.

Une autre étude d'anisotropie a été menée à proximité de notre réseau par Vauchez et al. (2005), à partir d'échantillons de laves du volcan Labait (site de Hannang, voir Fig. 4.8) situé environ 50 km au sud du lac Manyara, indiquant une origine lithosphérique de l'anisotropie.

Alignements de poches de fluide ou intrusions magmatiques

L'alignement de lentilles de magma dans le manteau lithosphérique a été évoqué par Kendall et al. (2006) comme la principale source d'anisotropie sous le REA (Fig. 4.9). Les mesures devraient dans ce cas présenter un axe Φ parallèle à l'axe du rift et donc aux systèmes de dykes ou de poches de magma et une valeur de δt proportionnelle à l'épaisseur associée.

Les directions des axes des ondes *SKS* rapides enregistrées au sein du rift, à GLUM et LWON, sont parallèles à la direction de l'intrusion magmatique qui s'est produite à Gelaï (partie 3.1.1). On peut donc supposer que d'autres événements semblables ont eu lieu dans la zone, avec une direction identique, et contribuent à l'anisotropie mesurée.

Plus au sud, dans le domaine Mbulu, le rift est moins volcanique mais la présence de poches de magma en profondeur est possible compte tenu de l'impact d'un panache mantellique (voir section 3.2.3, Ritsema et al., 1998), ce qui peut expliquer les mesures sub-parallèles aux branches de la DNT.

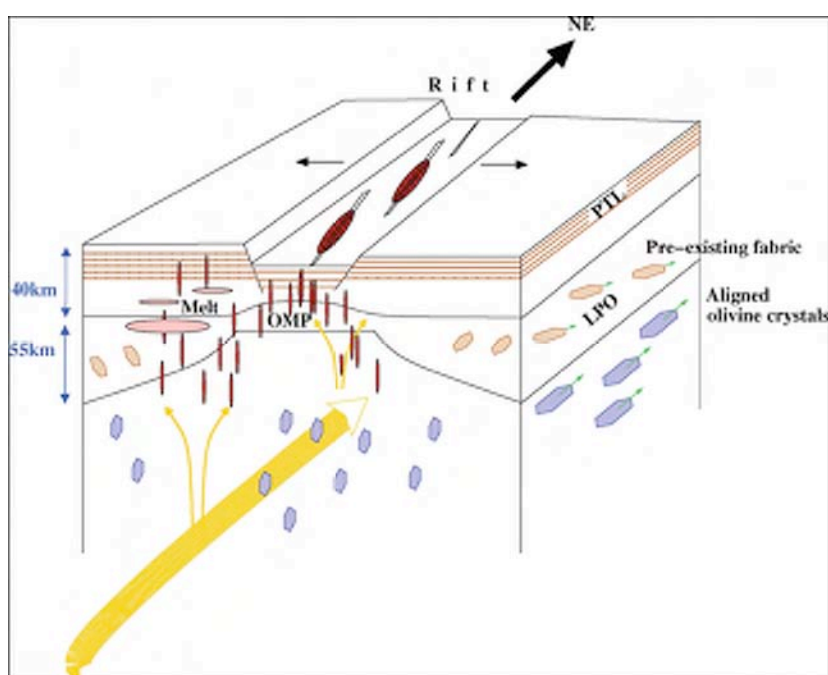


FIG. 4.9: Sources d'anisotropie sous le Rift Est-Africain d'après Kendall et al. (2006) comprenant l'alignement de poches de magma sous l'axe du rift (OMP) et l'orientation préférentielle des minéraux (LPO).

Conclusion

Nous avons effectué des mesures d'anisotropie sismique dans la DNT à partir du déphasage des ondes *SKS* issues de 25 télé-séismes.

Bien que ces résultats soient préliminaires et le nombre de mesures assez faible, ces dernières présentent une certaine homogénéité avec des directions des axes rapides NE-SW à ENE-WSW et des valeurs de délais temporels δt autour de 1.2 s (traits rouges sur Fig. 4.10).

4.3. Discussion sur l'origine de l'anisotropie

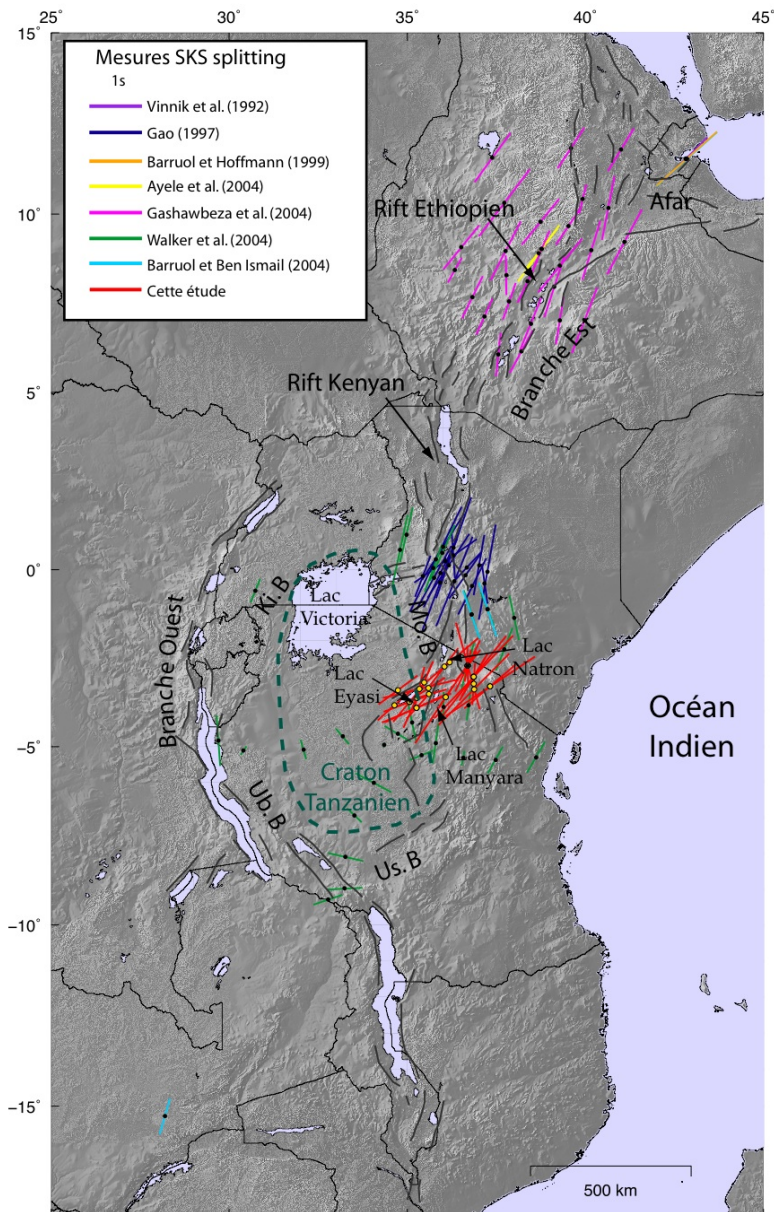


FIG. 4.10: Mesures d'anisotropie dans le Rift Est-Africain représentées sur une carte structurale simplifiée. Un code de couleur est associé aux différentes études.

Une origine de l'anisotropie liée à un étirement mécanique du manteau lithosphérique ou à un dragage sub-lithosphérique lié à "l'APM" n'expliquent pas nos mesures. Par contre, les contributions conjointes d'un panache, de l'héritage lithosphérique, de l'alignement de lentilles de magma et/ou de dykes à cette anisotropie semblent être possibles, les deux dernières étant probablement dominantes. En effet, d'une part l'héritage structural explique la majorité de nos mesures, dans la vallée axiale et hors du rift, et d'autre part, nous avons la preuve que des systèmes de

dykes actuels se mettent en place dans cette partie naissante du rift.

Il nous est cependant difficile d'évaluer l'importance relative de ces deux mécanismes dans l'anisotropie mesurée, les structures héritées pouvant, par exemple, guider l'orientation des dykes.

En Ethiopie et au Kenya, l'anisotropie au sein du rift est essentiellement due à l'alignement des cellules de magma, avec Φ parallèle aux segments magmatiques (Gao et al., 1997; Kendall et al., 2006; Ayele et al., 2004; Gashawbeza et al., 2004) (Fig. 4.10). A l'extérieur du rift, les mesures d'anisotropie sont corrélées à la fabrique lithosphérique Pan-Africaine (Néoprotérozoïque) (Kendall et al., 2006).

Dans la DNT, le développement du rift est clairement contrôlé par la présence du craton, comme l'illustrent le changement de direction des axes des ondes rapides (Φ) et l'augmentation du délai temporel (δt) le long du REA.

Conclusion générale

Le réseau sismologique local SEISMO-TANZ'07 a été déployé en Juin 2007, dans la Divergence Nord-Tanzanienne (DNT), extrémité sud de la branche Est du Rift Est-Africain (REA), pour une période de 6 mois (Fig. 4.11). L'objectif était de caractériser le système de failles, d'étudier le rôle du magmatisme, des structures héritées et de la rhéologie dans les premiers stades de l'extension continentale.

Sismicité locale

Outre la détection de séismes de faible magnitude, un des intérêts majeurs de la mise en place d'un réseau local est évidemment la précision de la localisation. Dans la DNT, les tremblements de terre s'organisent essentiellement en deux essaims, situés dans les régions du lac Natron (Gelaï) et du lac Manyara (Fig. 4.11).

Le premier à été associé à l'occurrence d'une crise sismo-magmatique qui a fait l'objet d'un travail collectif et pluridisciplinaire, mêlant géodésie, terrain et sismologie. Les résultats indiquent que les processus responsables de la déformation observée en surface sont principalement de nature asismique, bien que la région de Gelaï ait été affectée par un séisme de magnitude M_w 5,9. Il s'agit en effet d'une injection de magma entre 2 et 6 km de profondeur sur environ 7 km de long qui a précédé un glissement lent sur une faille normale aveugle. L'étude de l'essaim de Gelaï a contribué à apporter des contraintes géométriques au modèle de déformation et à décrire l'enchaînement des événements (début de la crise, migration...), dans la limite des erreurs liées à une configuration du réseau peu favorable.

A Manyara, la qualité des données nous a permis de réaliser une étude détaillée de la zone, notamment en terme de sismotectonique, révélant un régime de contrainte local transtensif avec σ_3 orienté N110°E. Les structures tectoniques impliquées sont des failles verticales jouant en décrochement sénestre et des failles normales.

CONCLUSION

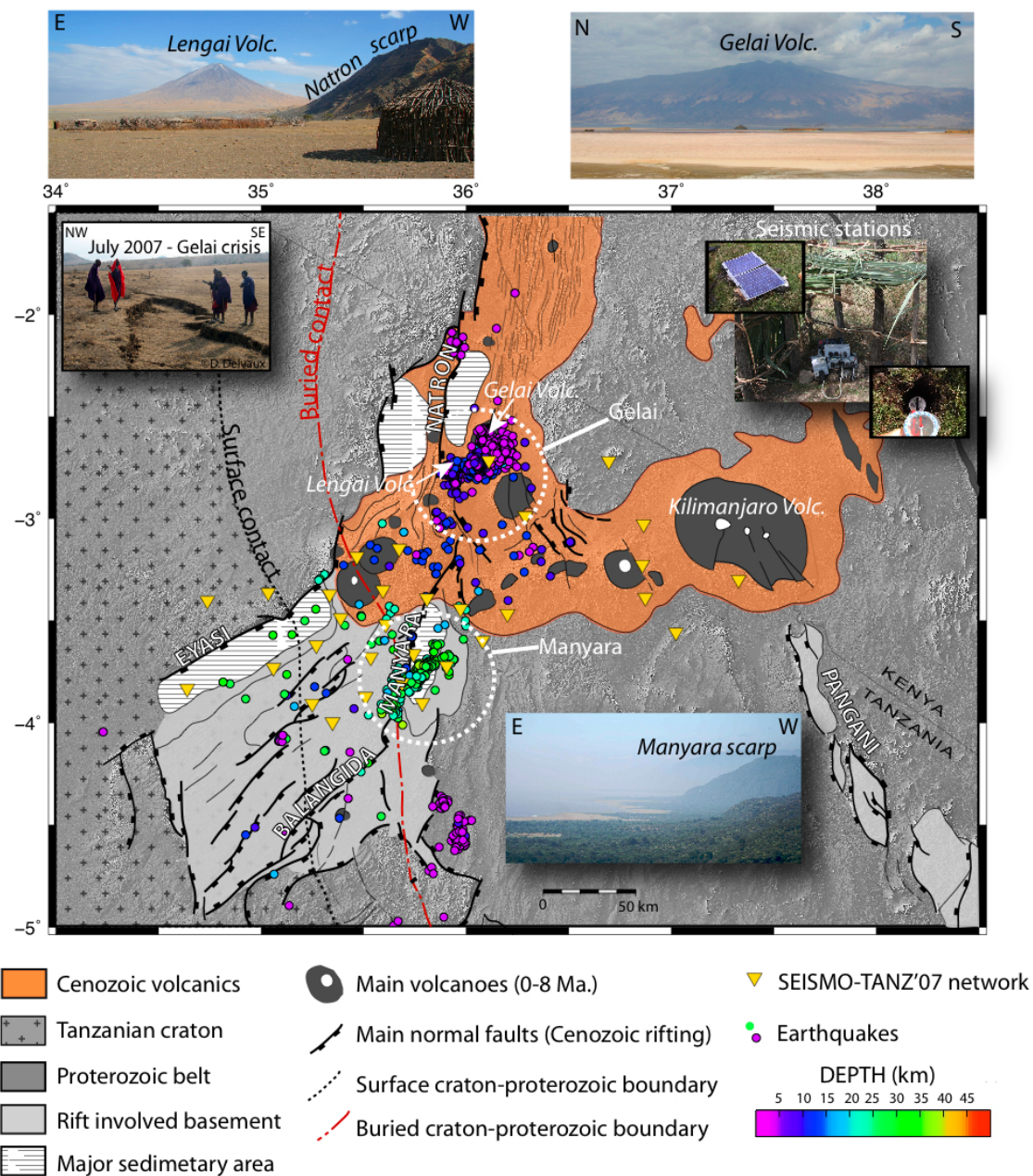


FIG. 4.11: Carte de la Divergence Nord-Tanzanienne avec le réseau SEISMO-TANZ'07 et la sismicité enregistrée du 1er Juin au 20 Novembre 2007.

De fait, une zone en relais entre le craton archéen tanzanien et le bloc Masai a été mise en évidence. L'essai souligne à la fois les structures héritées présentes dans la ceinture protérozoïque et le craton, et la limite en profondeur de ce dernier. Les fluides sont probablement à l'origine du déclenchement de cette sismicité confinée à la croûte inférieure et déjà enregistrée en 1994-95 par un réseau sismologique régional (Nyblade et al., 1996).

Un modèle de vitesse d'ondes P 1D minimum a été calculé à partir des événements les mieux localisés. Bien que peu contraintes, les valeurs des vitesses obtenues varient entre 5.52 et 6.55 km.s⁻¹ dans la croûte, en cohérence avec les études antérieures à proximité de la zone.

La distribution des tremblements de terre en profondeur a été utilisée pour modéliser des enveloppes rhéologiques de la croûte à l'échelle des branches Ouest et Est du REA, avec des catalogues de sismicité issus d'autres études et à partir des enregistrements du réseau SEISMO-TANZ'07. Une composition mafique de la croûte inférieure caractérise l'ensemble de la zone, et le pic de résistance, interprété comme le toit de la transition fragile/semi-fragile dans la croûte, a tendance à s'approfondir du nord au sud dans les deux branches.

Anisotropie sismique

L'analyse de l'anisotropie sismique à partir du déphasage des ondes SKS montre une direction de l'axe des ondes rapides NE-SW et ENE-WSW sous la majorité des stations et des valeurs de délais temporels autour de 1.2 s. L'origine de l'anisotropie détectée a été attribuée à l'héritage lithosphérique et à l'alignement de lentilles de magma ou de systèmes de dykes.

Paramètres du rifting dans la DNT

D'après l'ensemble de ces résultats, le développement du rift au nord de la Tanzanie est essentiellement contrôlé par l'héritage structural et le magmatisme. Le rifting se propage en effet dans les zones où les conditions rhéologiques sont supposées moins propices qu'ailleurs (lithosphère cratonique épaisse et très résistante) et pour un faible taux d'extension. Bien que la DNT soit moins perturbée en profondeur qu'en Afar, que l'abondance de magma soit bien plus faible, nous avons identifié un mécanisme d'extension continentale similaire : les injections de magma semblent localiser et accommoder une grande part de la déformation (Kendall et al., 2005; Calais et al., 2008). Les volumes de magma mis en jeu sont cependant moins importants qu'en Afar (Keir et al., 2006a; Wright et al., 2006; Ayele et al., 2009), et la contribution des failles paraît à ce stade encore relativement importante, que ce

CONCLUSION

soit de manière sismique ou asismique. Les structures hérités jouent notamment un rôle prépondérant en guidant les injections de magma.

Nos résultats dans la DNT s'accordent donc avec un modèle de rift intermédiaire entre les modèles purement magmatique et tectonique tels que décrits par Buck (2006) (section 1.1, Fig. 1.2).

Perspectives

Le jeu de données de SEISMO-TANZ'07 doit encore être exploité en approfondissant certains des travaux présentés ici et en utilisant d'autres méthodes (fonctions récepteur, inversion gravimétrie-tomographie, etc...) qui permettront d'apporter des éléments nouveaux sur les structures crustales et lithosphériques de la DNT et sur sa transition avec le rift Kenyan.

L'utilisation des rapports d'amplitude des ondes P , SH et SV devrait servir à améliorer la base de données des mécanismes aux foyer actuelle et de mieux décrire les structures qui sont responsables de cette sismicité profonde. Par ailleurs l'étude de la part non double couple des mécanismes paraît fondamentale afin d'essayer de quantifier ou au moins d'identifier la présence de fluides en profondeur. De même, des analyses magnétotelluriques seraient particulièrement profitables. Le calcul d'un modèle de vitesse 1D d'onde S minimum nous permettra d'améliorer la localisation des événements. La mesure de l'anisotropie à partir du déphasage des ondes S des séismes locaux est également nécessaire. Elle devra être comparée à celle obtenue à partir des SKS, afin d'estimer la part de l'anisotropie crustale dans l'anisotropie totale et de déterminer l'influence des structures NE-SW.

Une meilleure compréhension des rôles respectifs des processus tectoniques et magmatiques ainsi que l'identification des structures actives est indispensable dans l'évaluation du risque sismique/volcanique, dans une région qui a été affectée en moins de 6 mois par un fort séisme et une éruption volcanique.

Bibliographie

- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 43, 237–239.
- Aki, K., Richards, P. G., 1980. *Quantitative Seismology : Theory and Methods*, W. H. Freeman and Co. Edition. New York.
- Aki, K., Richards, P. G., 2002. *Quantitative Seismology*, 2nd Edition. Univ Science Books.
- Albaric, J., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Le Gall, B., 2009. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes : Insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics* 468 (1-4), 28–41.
- Albaric, J., Perrot, J., Déverchère, J., Deschamps, A., Gall, B. L., Ferdin, R., Petit, C., Tiberi, C., Sue, C., Songo, M., sous presse. Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa. *Journal of African Earth Sciences*.
- Angelier, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés : L'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 281, 1805–1808.
- Angelier, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics* 56 (3-4), T17–T26.
- Angelier, J., 2002. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV-a new method free of choice among nodal planes. *Geophysical Journal International* 150 (3), 588–609.
- Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bulletin Société Géologique de France* XIX (6), 1309—1318.

BIBLIOGRAPHIE

- Armijo, R., Cisternas, A., 1978. Un probleme inverse en microtectonique cassante. CR Acad. Sci. Paris 287, 595–598.
- Ayele, A., Keir, D., Ebinger, C., Wright, T. J., Stuart, G. W., Buck, W. R., Jacques, E., Ogubazghi, G., Sholan, J., 2009. September 2005 mega-dike emplacement in the Manda-Harraro nascent oceanic rift (Afar depression). Geophysical Research Letters 36 (20), L20306.
- Ayele, A., Stuart, G., Kendall, J. M., 2004. Insights into rifting from shear wave splitting and receiver functions : an example from Ethiopia. Geophysical Journal International 157 (1), 354–362.
- Backus, G. E., 1962. Long-Wave Elastic Anisotropy Produced by Horizontal Layering. Journal of Geophysical Research 67 (11), 4427–4440.
- Baer, G., Hamiel, Y., Shamir, G., Nof, R., 2008. Evolution of a magma-driven earthquake swarm and triggering of the nearby Oldoinyo Lengai eruption, as resolved by InSAR, ground observations and elastic modeling, East African Rift, 2007. Earth and Planetary Science Letters 272 (1-2), 339–352.
- Baer, M., Kradolfer, U., 1987. An automatic phase picker for local and teleseismic events. Bulletin of the Seismological Society of America 77 (4), 1437–1445.
- Baker, B., 1987. Outline of the petrology of the Kenya rift alkaline province. Geological Society, London, Special Publications 30 (1), 293–311.
- Barruol, G., Ben Ismail, W., 2001. Upper mantle anisotropy beneath the African IRIS and Geoscope stations. Geophysical Journal International 146 (2), 549–561.
- Barruol, G., Hoffmann, R., 1999. Upper mantle anisotropy beneath the Geoscope stations. Journal of Geophysical Research 104 (B5), 10757–10773.
- Barruol, G., Kern, H., 1996. Seismic anisotropy and shear-wave splitting in the lower crustal/upper mantle transition (Ivrea Zone) : Experimental and calculated data. Physics of the Earth and Planetary Interiors 95 (3-4), 175–194.
- Barruol, G., Silver, P. G., Vauchez, A., 1997. Seismic anisotropy in the eastern United States : Deep structure of a complex continental plate. Journal of Geophysical Research 102 (B4), 8329–8348.
- Barruol, G., Suetsugu, D., Shiobara, H., Sugioka, H., Tanaka, S., Bokermann, G. H. R., Fontaine, F. R., Reymond, D., 2009. Mapping upper mantle flow beneath

- french polynesia from broadband ocean bottom seismic observations. *Geophysical Research Letters* 36, L14301.
- Barth, A., Wenzel, F., Giardini, D., 2007. Frequency sensitive moment tensor inversion for light to moderate magnitude earthquakes in eastern Africa. *Geophysical Research Letters* 34 (15), 15302.
- Ben-Ismaïl, W., Barruol, G., Mainprice, D., 2001. The kaapvaal craton seismic anisotropy : petrophysical analyses of upper mantle kimberlite nodules. *Geophysical Research Letters* 28 (13), 2497–2500.
- Ben Ismaïl, W., Mainprice, D., 1998. An olivine fabric database : an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics* 296 (1-2), 145–157.
- Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., 2006. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth : New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics* 426 (1-2), 7–30.
- Biggs, J., Amelung, F., Gourmelen, N., Dixon, T. H., Kim, S., 2009. InSAR observations of 2007 tanzania rifting episode reveal mixed fault and dyke extension in an immature continental rift. *Geophysical Journal International* 179 (1), 549–558.
- Birt, C., Maguire, P., Khan, M., Thybo, H., Keller, G., Patel, J., 1997. The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley – evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278 (1-4), 211–242.
- Bott, M. H. P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine* 96 (2), 109–117.
- Bourouis, S., Cornet, F. H., 2009. Microseismic activity and fluid fault interactions : some results from the corinth rift laboratory (CRL), greece. *Geophysical Journal International* 178 (1), 561–580.
- Bowman, J. R., Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 88, 25–41.
- Brazier, R. A., Nyblade, A. A., Florentin, J., 2005. Focal mechanisms and the stress regime in NE and SW Tanzania, East Africa. *Geophysical Research Letters* 32, L14315.

BIBLIOGRAPHIE

- Brazier, R. A., Nyblade, A. A., Langston, C. A., Owens, T. J., 2000. Pn Wave Velocities Beneath the Tanzania Craton and Adjacent Rifted Mobile Belts, East Africa. *Geophysical Research Letters* 27 (16), 2365–2368.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J. C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., Deschamps, A., 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece- Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *Journal of Geophysical Research* 105 (B11), 25605–25625.
- Brun, J., 1999. Narrow Rifts Versus Wide Rifts : Inferences for the Mechanics of Rifting from Laboratory Experiments [and Discussion]. *Philosophical Transactions : Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 357 (1753), 695–712.
- Brun, J. P., Beslier, M. O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters* 142 (1-2), 161–173.
- Buck, W. R., 1991. Modes of Continental Lithospheric Extension. *Journal of Geophysical Research* 96 (B12), 20,161–20,178.
- Buck, W. R., 2004. Consequences of asthenospheric variability on continental rifting. Dans : Karner, G., Taylor, B. N., Droscol, W., Kohlstedt, D. L. (Eds.), *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*. Columbia University Press, New York, pp. 1–30.
- 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.
- Burke, K., 1996. The African plate. *South African Journal of Geology* 99 (4), 341–410.
- Burov, E., Poliakov, A., 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution : Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *Journal of Geophysical Research* 106 (B8), 16461–16481.
- Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., Vail, J. R., 1984. *The geochronology and evolution of Africa*. Oxford Univ. Press, New York.
- Calais, E., d'Oreye, N., Albaric, J., Deschamps, A., Delvaux, D., Déverchère, J., Ebinger, C., Ferdinand, R. W., Kervyn, F., Macheyek, A. S., Oyen, A., Perrot, J., Saria, E., Smets, B., Stamps, D. S., Wauthier, C., 2008. Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa. *Nature* 456, 783–787.

- Calais, E., Ebinger, C., Hartnady, C., Nocquet, J. M., 2006. Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data. Geological Society, London, Special Publications 259, 9–22.
- Calais, E., Lesne, O., Déverchère, J., San'kov, V., Likhnev, A., Miroschnichenko, A., Buddo, V., Levi, K., Zalutzky, V., Bashkuev, Y., 1998. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements. *Geophysical Research Letters* 25 (21), 4003–4006.
- Carey, E., 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, Orsay.
- Chaabane, F., Avallone, A., Tupin, F., Briole, P., Maître, H., 2007. A multitemporal method for correction of tropospheric effects in differential SAR interferometry : Application to the Gulf of Corinth earthquake. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45 (6), 1605.
- Chatelain, J., 1978. Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale à l'aide d'un réseau de stations portables : la région Hindu-Kush-Pamir. Thèse de Doctorat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences* 43 (1-3), 379–410.
- Christensen, N. I., 1966. Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research* 71 (14), 3549–3556.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension : a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth Science Reviews* 63 (3-4), 169–247.
- Crampin, S., 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 76 (1), 135–145.
- Crosson, R. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *Journal of Geophysical Research* 81, 3036–3046.

BIBLIOGRAPHIE

- Dawson, J. B., 1992. Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley : contrasts with the Kenya sector. *Tectonophysics* 204 (1-2), 81–83.
- Dawson, J. B., 1997. Neogene–recent rifting and volcanism in northern Tanzania : relevance for comparisons between the Gardar Province and the East African Rift valley. *Mineralogical Magazine* 61 (4), 543–548.
- Delvaux, D., Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics* 482 (1-4), 105–128.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282 (1-4), 1–38.
- Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V., San'kov, V., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophysical Journal International* 146 (3), 714–730.
- Diehl, T., Kissling, E., Husen, S., Aldersons, F., 2009. Consistent phase picking for regional tomography models : application to the greater alpine region. *Geophysical Journal International* 176 (2), 542–554.
- Doser, D. I., Yarwood, D. R., 1994. Deep crustal earthquakes associated with continental rifts. *Tectonophysics* 229 (1-2), 123–131.
- Earle, P. S., Shearer, P. M., 1994. Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (2), 366–376.
- Ebinger, C., Djomani, Y. P., Mbede, E., Foster, A., Dawson, J. B., 1997. Rifting Archaean lithosphere : the Eyasi-Manyara-Natron rifts, East Africa. *Journal of the Geological Society* 154 (6), 947–960.
- Ebinger, C. J., 1989. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geological Society of America Bulletin* 101 (7), 885–903.
- Ebinger, C. J., Keir, 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* 174 (3), 1138–1152.

- Ebinger, C. J., Sleep, N. H., 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *Nature* 395 (6704), 788–791.
- Foster, A., Ebinger, C., Mbede, E., Rex, D., 1997. Tectonic development of the northern tanzanian sector of the east african rift system. *Journal of the Geological Society* 154 (4), 689–700.
- Foster, A. N., Jackson, J. A., 1998. Source parameters of large African earthquakes : implications for crustal rheology and regional kinematics. *Geophysical Journal International* 134 (2), 422–448.
- Fouch, M. J., Fischer, K. M., Parmentier, E. M., Wysession, M. E., Clarke, T. J., 2000. Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3), 6255–6275.
- Fournier, M., Petit, C., 2007. Oblique rifting at oceanic ridges : Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms. *Journal of Structural Geology* 29 (2), 201–208.
- Gaillot, P., 2000. Ondettes continues en Sciences de la terre. Méthodes et applications. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III.
- Gao, S., Davis, P. M., Liu, H., Slack, P. D., Rigor, A. W., Zorin, Y. A., Mordvinova, V. V., Kozhevnikov, V. M., Logatchev, N. A., 1997. SKS splitting beneath continental rift zones. *Journal of Geophysical Research* 102, 22–22.
- Gashawbeza, E. M., Klemperer, S. L., Nyblade, A. A., Walker, K. T., Keranen, K. M., 2004. Shear-wave splitting in Ethiopia : Precambrian mantle anisotropy locally modified by Neogene rifting. *Geophysical Research Letters* 31 (18), L18602.
- Geoffroy, L., 1998. Diapirisme et extension intraplaque : cause ou conséquence ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 326 (4), 267–273.
- George, R., Rogers, N., Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia : evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology* 26 (10), 923.
- Gephart, J. W., Forsyth, D. W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data : Application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research* 89 (B11), 9305—9320.

BIBLIOGRAPHIE

- Gölke, M., Coblenz, D., 1996. Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics* 266 (1-4), 11–24.
- Gripp, A. E., Gordon, R. G., 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International* 150 (2), 321–361.
- Gueydan, F., Morency, C., Brun, J. P., 2008. Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength. *Tectonophysics* 460 (1-4), 83–93.
- Gutenberg, B., Richter, C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am* 34 (4), 1985–1988.
- Hardebeck, J. L., Shearer, P. M., 2002. A New Method for Determining First-Motion Focal Mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92 (6), 2264–2276.
- Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Makropoulos, K., Kahle, H. G., Peter, Y., 1999. 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics* 304 (3), 201–218.
- Havskov, J., Alguacil, G., 2004. Instrumentation in earthquake seismology. Vol. 22 of *Modern Approaches in Geophysics*. Springer.
- Havskov, J., Ottemöller, L., 2008. SEISAN : The earthquake analysis software. For WINDOWS, SOLARIS, LINUX and MACOSX. Version 8.2. Department of Earth Science, University of Bergen, Norway.
- Heidbach, O., Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Sperner, B., Fuchs, K., Wenzel, F., 2007. Plate boundary forces are not enough : Second- and third-order stress patterns highlighted in the world stress map database. *Tectonics* 26, TC6014.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., Müller, B., 2010. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. *Tectonophysics* 482 (1-4), 3–15.
- Heintz, M., Vauchez, A., Assumpção, M., Barruol, G., Egydio-Silva, M., 2003. Shear wave splitting in SE Brazil : an effect of active or fossil upper mantle flow, or both ? *Earth and Planetary Science Letters* 211 (1-2), 79–95.
- 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 (6653), 838–841.

- Hollnack, D., Stangl, R., 1998. The seismicity related to the southern part of the Kenya Rift. *Journal of African Earth Sciences* 26 (3), 477–495.
- Huerta, A. D., Nyblade, A. A., Reusch, A. M., 2009. Mantle transition zone structure beneath Kenya and Tanzania : more evidence for a deep-seated thermal upwelling in the mantle. *Geophysical Journal International* 177 (3), 1249–1255.
- Huisman, R. S., Beaumont, C., 2003. Symmetric and asymmetric lithospheric extension : Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening. *Journal of Geophysical Research* 108 (B10), 2496.
- Huisman, R. S., Cloetingh, S., Podladchikov, Y. Y., 2001. Transition from passive to active rifting : relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 106 (B6), 11271–11291.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., Asch, G., 1999. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International* 138 (3), 687–701.
- Hutton, L. K., Boore, D. M., 1987. The ML scale in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 77 (6), 2074–2094.
- Ibs-von Seht, M., Blumenstein, S., Wagner, R., Hollnack, D., Wohlenberg, J., 2001. Seismicity, seismotectonics and crustal structure of the southern Kenya Rift—new data from the Lake Magadi area. *Geophysical Journal International* 146 (2), 439–453.
- Ibs-von Seht, M., Plenefisch, T., Klinge, K., 2008. Earthquake swarms in continental rifts – A comparison of selected cases in America, Africa and Europe. *Tectonophysics* 452 (1-4), 66–77.
- Julia, J., Ammon, C. J., Nyblade, A. A., 2005. Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophysical Journal International* 162 (2), 555–569.
- Julian, B. R., Foulger, G. R., 1996. Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios. *Bulletin of the Seismological Society of America* 86 (4), 972–980.
- Julian, B. R., Miller, A. D., Foulger, G. R., 1998. Non-double-couple earthquakes. 1. Theory. *Reviews of Geophysics* 36 (4), 525–549.

BIBLIOGRAPHIE

- Keir, D., Bastow, I. D., Whaler, K. A., Daly, E., Cornwell, D. G., Hautot, S., 2009a. Lower crustal earthquakes near the Ethiopian rift induced by magmatic processes. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10, Q0AB02.
- Keir, D., Ebinger, C. J., Stuart, G. W., Daly, E., Ayele, A., 2006a. Strain accommodation by magmatism and faulting as rifting proceeds to breakup : Seismicity of the northern Ethiopian rift. *Journal of Geophysical Research* 111, B05314.
- Keir, D., Hamling, I. J., Ayele, A., Calais, E., Ebinger, C., Wright, T. J., Jacques, E., Mohamed, K., Hammond, J. O. S., Belachew, M., Baker, E., Rowland, J. V., Lewi, E., Bennati, L., 2009b. Evidence for focused magmatic accretion at segment centers from lateral dike injections captured beneath the Red Sea rift in Afar. *Geology* 37 (1), 59–62.
- Keir, D., Kendall, J. M., Ebinger, C. J., Stuart, G. W., 2005. Variations in late syn-rift melt alignment inferred from shear-wave splitting in crustal earthquakes beneath the Ethiopian rift. *Geophysical Research Letters* 32, L23308.
- Keir, D., Stuart, G. W., Jackson, A., Ayele, A., 2006b. Local earthquake magnitude scale and seismicity rate for the Ethiopian rift. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (6), 2221.
- Kendall, J. M., 1994. Teleseismic arrivals at a mid ocean ridge : Effects of mantle melt and anisotropy. *Geophysical Research Letters* 21 (4), 301–404.
- Kendall, J. M., Pilidou, S., Keir, D., Bastow, I. D., Stuart, G. W., Ayele, A., 2006. Mantle upwellings, melt migration and the rifting of Africa : Insights from seismic anisotropy. *Geological Society London Special Publications* 259 (1), 55.
- Kendall, J. M., Silver, P. G., 1998. Investigating causes of D' anisotropy. Dans : Gurnis, M., Wyssession, M. E., Knittle, E., Buffet, B. A. (Eds.), *The Core-Mantle Boundary Region*. AGU, Washington D.C., pp. 97–118.
- Kendall, J. M., Stuart, G. W., Ebinger, C. J., Bastow, I. D., Keir, D., 2005. Magma-assisted rifting in Ethiopia. *Nature* 433 (7022), 146–148.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International* 105 (2), 429–465.
- Keranen, K., Klemperer, S. L., 2008. Discontinuous and diachronous evolution of the Main Ethiopian Rift : Implications for development of continental rifts. *Earth and Planetary Science Letters* 265 (1-2), 96–111.

- Kilb, D., Hardebeck, J. L., 2006. Fault Parameter Constraints Using Relocated Earthquakes : A Validation of First-Motion Focal-Mechanism Data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (3), 1140–1158.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data. *Reviews of Geophysics* 26, 659–698.
- Kissling, E., 1995. *Velost user's guide - Short Introduction*. Institute of Geophysics, ETH, Zurich.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., Kradolfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research* 99 (B10), 19,635–19,646.
- Kissling, E., Solarino, S., Cattaneo, M., 1995. Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in Northwestern Italy. *Terra Nova* 7, 528–534.
- Kohlstedt, D. L., Evans, B., Mackwell, S. J., 1995. Strength of the lithosphere : Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* 100 (17), 587–17.
- Kreuser, T., 1995. Rift to drift evolution in Permian-Jurassic basins of East Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 80, 297–315.
- KRISP Working Party, 1991. Large-scale variation in lithospheric structure along and across the Kenya rift. *Nature* 354, 223–227.
- Langston, C. A., Brazier, R., Nyblade, A. A., Owens, T. J., 1998. Local magnitude scale and seismicity rate for Tanzania, East Africa. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (3), 712–721.
- Last, R. J., Nyblade, A. A., Langston, C. A., Owens, T. J., 1997. Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *Journal of Geophysical Research* 102 (B11), 24,469–24,484.
- Le Gall, B., Gernigon, L., Rolet, J., Ebinger, C., Gloaguen, R., Nilsen, O., Dypvik, H., Deffontaines, B., Mruma, A., 2004. Neogene-Holocene rift propagation in central Tanzania : Morphostructural and aeromagnetic evidence from the Kilombero area. *Bulletin of the Geological Society of America* 116 (3-4), 490–510.
- Le Gall, B., Nonnotte, P., Rolet, J., Benoit, M., Guillou, H., Mousseau-Nonnotte, M., Albaric, J., Déverchère, J., 2008. Rift propagation at craton margin : Distribution

BIBLIOGRAPHIE

- of faulting and volcanism in the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times. *Tectonophysics* 448 (1-4), 1–19.
- Lenoir, J., Liégeois, J., Theunissen, K., Klerkx, J., 1994. The Palaeoproterozoic Ubendian shear belt in Tanzania : geochronology and structure. *Journal of African Earth Sciences* 19 (3), 169–184.
- Lestuzzi, P., Badoux, M., 2008. Génie Parasismique, Conception et dimensionnement des bâtiments. PPUR presses polytechniques.
- Li, C., van der Hilst, R. D., Engdahl, E. R., Burdick, S., 2008. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst* 9 (5), Q05018.
- Lienert, B., Havskov, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters* 66, 26–36.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A., Symonds, P. A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology* 14 (3), 246.
- Lowman, P., Yates, J., Masuoka, P., Montgomery, B., O'Leary, J., Salisbury, D., 1999. A Digital Tectonic Activity Map of the Earth. *Journal Geoscience Education* 47 (5), 428–437.
- Macheyeki, A. S., Delvaux, D., Batist, M. D., Mruma, A., 2008. Fault kinematics and tectonic stress in the seismically active Manyara-Dodoma Rift segment in Central Tanzania - Implications for the East African Rift. *Journal of African Earth Sciences* 51 (4), 163–188.
- Mainprice, D., Barruol, G., Ismail, W. B., 2000. The anisotropy of the earth's mantle : from single crystal to polycrystal. Dans : Karato, S., Forte, A. M., Liebermann, R. C., Masters, G., Stixrude, L. (Eds.), *Earth's Deep Interior : Mineral Physics and Tomography : From the Atomic to the Global Scale*. Vol. 117. American Geophysical Union, pp. 237–264.
- Mainprice, D., Silver, P. G., 1993. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 78, 257–280.
- Mazabraud, Y., Bethoux, N., Guilbert, J., Bellier, O., 2005. Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western france. *Geophysical Journal International* 160 (1), 161–178.

- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40 (1), 25–32.
- McNamara, D. E., Owens, T. J., Silver, P. G., Wu, F. T., 1994. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research* 99 (B7), 13655–13666.
- Meade, C., Silver, P. G., Kaneshima, S., 1995. Laboratory and seismological observations of lower mantle isotropy. *Geophysical Research Letters* 22 (10), 1293–1296.
- Michael, A. J., 1984. Determination of stress from slip data : faults and folds. *Journal of Geophysical Research* 89 (11,517), 11,526.
- Michael, A. J., 1987a. Use of focal mechanisms to determine stress : a control study. *Journal of Geophysical Research* 92 (B1), 357–368.
- Möller, A., Mezger, K., Schenk, V., 1998. Crustal age domains and the evolution of the continental crust in the Mozambique belt of Tanzania : combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic evidence. *Journal of Petrology* 39 (4), 749.
- Nabelek, J., 1984. Determination of earthquake fault parameters from inversion of body waves. Thèse de Doctorat, MIT, Cambridge.
- Nicolas, A., Christensen, N. I., 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites-A review. Dans : Fuchs, K., Froidevaux, C. (Eds.), *Composition, structure and dynamics of the lithosphere–asthenosphere system*. Vol. 16. AGU, Washington D.C., pp. 111–123.
- Nonnotte, P., 2007. Etude volcano-tectonique de la zone de Divergence Nord Tanzanienne (Terminaison Sud du Rift Kenyan). Caractérisation pétrologique et géochimique du volcanisme récent (8 Ma-Actuel) et du manteau source. Contraintes de mise en place. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Nonnotte, P., Guillou, H., Le Gall, B., Benoit, M., Cotten, J., Scaillet, S., 2008. New K-Ar age determinations of Kilimanjaro volcano in the North Tanzanian diverging rift, East Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173 (1-2), 99–112.
- Nyblade, A., Owens, T., Gurrola, H., Ritsema, J., Langston, C., 2000. Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath east Africa. *Geology* 28 (7), 599–602.

BIBLIOGRAPHIE

- Nyblade, A. A., Birt, C., Langston, C. A., Owens, T. J., Last, R. J., 1996. Seismic experiment reveals rifting of craton in Tanzania. *EOS* 77 (51), 517–521.
- Nyblade, A. A., Brazier, R. A., 2002. Precambrian lithospheric controls on the development of the East African rift system. *Geology* 30 (8), 755–758.
- Nyblade, A. A., Langston, C. A., 1995. East african earthquakes below 20 km depth and their implications for crustal structure. *Geophysical Journal International* 121 (1), 49–62.
- Nyblade, A. A., Pollack, H. N., Jones, D. L., Podmore, F., Mushayandebvu, M., 1990. Terrestrial Heat Flow in East and Southern Africa. *Journal of Geophysical Research* 95 (B11), 17,371–17,384.
- Nyblade, A. A., Robinson, S. W., 1994. The African Superswell. *Geophysical Research Letters* 21 (9), 765–768.
- Park, Y., Nyblade, A. A., 2006. P-wave tomography reveals a westward dipping low velocity zone beneath the Kenya Rift. *Geophysical Research Letters* 33 (7), 7311.
- Pérez-Gussinyé, M., Metois, M., Fernández, M., Vergés, J., Fulla, J., Lowry, A. R., 2009. Effective elastic thickness of Africa and its relationship to other proxies for lithospheric structure and surface tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 152–167.
- Petit, C., Burov, E., Tiberi, C., 2008. Strength of the lithosphere and strain localisation in the baikal rift. *Earth and Planetary Science Letters* 269 (3-4), 522–528.
- Petit, C., Déverchère, J., 2006. Structure and evolution of the baikal rift : a synthesis. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7 (11), Q11016.
- Petit, C., Ebinger, C., 2000. Flexure and mechanical behavior of cratonic lithosphere : Gravity models of the East African and Baikal rifts. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 105 (B8).
- Pik, R., Marty, B., Hilton, D. R., 2006. How many mantle plumes in Africa ? The geochemical point of view. *Chemical geology* 226 (3-4), 100–114.
- Prodehl, C., Fuchs, K., Mechie, J., 1997. Seismic-refraction studies of the Afro-Arabian rift system – a brief review. *Tectonophysics* 278 (1-4), 1–13.

- Reasenber, P., Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE : Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. US Geol. Surv. Open-File Rept. 85-739, 109.
- Reyners, M., Eberhart-Phillips, D., Stuart, G., 2007. The role of fluids in lower-crustal earthquakes near continental rifts. *Nature* 446, 1075–1078.
- Ritsema, J., Heijst, H. J., Woodhouse, J. H., 1999. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland. *Science* 286 (5446), 1925.
- Ritsema, J., Nyblade, A. A., Owens, T. J., Langston, C. A., VanDecar, J. C., 1998. Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa : Implications for the stability of cratonic lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 103 (B9), 21,201–21,213.
- Ruppel, C., 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 100, 24,187–24,215.
- San'kov, V., Déverchère, J., Gaudemer, Y., Houdry, F., Filippov, A., 2000. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia. *Tectonics* 19 (4), 707–722.
- Scholz, C. H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 58 (1), 399–415.
- Scholz, C. H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd Edition. Cambridge University Press, p. 496.
- Sengor, A. M. C., Burke, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters* 5 (6), 419–421.
- Shackleton, R. M., 1986. Precambrian collision tectonics in Africa. Dans : Coward M.P., R. A. (Ed.), *Collision tectonics*. Vol. 19. Geological Society, London, Special Publications, pp. 329–349.
- Shudofsky, G. N., Cloething, S., Stein, S., Wortel, R., 1987. Unusually deep earthquakes in East-Africa - Constraints on the thermomechanical structure of a continental rift system. *Geophysical Research Letters* 14 (7), 741–744.
- Silver, P. G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents : Probing the depths of geology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 24 (1), 385–432.

BIBLIOGRAPHIE

- Silver, P. G., Chan, W. W., 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature* 335, 34–39.
- Silver, P. G., Chan, W. W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research* 96 (16), 429–16.
- Simiyu, S. M., Keller, G. R., 1997. An integrated analysis of lithospheric structure across the East African plateau based on gravity anomalies and recent seismic studies. *Tectonophysics* 278 (1-4), 291–313.
- Smith, M., Mosley, P., 1993. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa. *Tectonics* 12 (2), 591–606.
- Snoke, J. A., 2003. FOCMEC : Focal mechanism determinations. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 1629–1630.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., Bollinger, G. A., 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes* 55 (3), 15.
- Sommer, H., 2009. “Wet” low angle subduction : a possible mechanism below the Tanzania craton 2 Ga ago. *Mineralogy and Petrology* 96 (1), 113–120.
- Stamps, D. S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J. M., Ebinger, C. J., Fernandes, R. M., 2008. A kinematic model for the East African Rift. *Geophysical Research Letters* 35, L05304.
- Theunissen, K., Klerkx, J., Melnikov, A., Mruma, A., 1996. Mechanisms of inheritance of rift faulting in the western branch of the East African Rift, Tanzania. *Tectonics* 15 (4), PP. 776–790.
- Thurber, C. H., 1992. Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the earth and planetary interiors* 75 (1-3), 55–62.
- Thybo, H., Nielsen, C. A., 2009. Magma-compensated crustal thinning in continental rift zones. *Nature* 457 (7231), 873–876.
- Tommasi, A., Vauchez, A., 2001. Continental rifting parallel to ancient collisional belts : an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 185 (1-2), 199–210.
- Vauchez, A., Barruol, G., Tommasi, A., 1997. Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts ? *Terra Nova* 9 (2), 62–66.

- Vauchez, A., Dineur, F., Rudnick, R., 2005. Microstructure, texture and seismic anisotropy of the lithospheric mantle above a mantle plume : insights from the Labait volcano xenoliths (Tanzania). *Earth and Planetary Science Letters* 232 (3-4), 295–314.
- Vaughan, R. G., Kervyn, M., Realmuto, V., Abrams, M., Hook, S. J., 2008. Satellite measurements of recent volcanic activity at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173 (3-4), 196–206.
- Vergne, J., Wittlinger, G., Farra, V., Su, H., 2003. Evidence for upper crustal anisotropy in the Songpan-Ganze (northeastern Tibet) terrane. *Geophysical Research Letters* 30 (11), 1552.
- Vinnik, L. P., Kosarev, G. L., Makeyeva, L. I., 1984. Anisotropy of the lithosphere from the observations of SKS and SKKS. Dans : *Proc. Acad. Sci. USSR*. Vol. 278. pp. 1335–1339.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W. L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm : Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90 (6), 1353–1368.
- Walker, K. T., Bokelmann, G. H. R., Klemperer, S. L., 2001. Shear-wave splitting to test mantle deformation models around Hawaii. *Geophysical Research Letters* 28 (22), 4319–4322.
- Walker, K. T., Nyblade, A. A., Klemperer, S. L., Bokelmann, G. H. R., Owens, T. J., 2004. On the relationship between extension and anisotropy : Constraints from shear wave splitting across the East African Plateau. *Journal of Geophysical Research* 109, B08302.
- Wallace, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of Geology* 59, 118–130.
- Weeraratne, D. S., Forsyth, D. W., Fischer, K. M., Nyblade, A. A., 2003. Evidence for an upper mantle plume beneath the Tanzanian craton from Rayleigh wave tomography. *Journal of Geophysical Research* 108 (B9), 2427.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22 (1), 108–125.
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyse seismicity : ZMAP. *Seismological Research Letters* 72 (2), 374–383.

BIBLIOGRAPHIE

- Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Renne, P. R., Kelley, S. P., 2005. Evolution of a volcanic rifted margin : Southern Red Sea, Ethiopia. *Geological Society of America Bulletin* 117 (7-8), 846–864.
- Wright, T. J., 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 (7100), 291–294.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., 2007. Null detection in shear-wave splitting measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (4), 1204.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Barruol, G., 2010. Evidence for ancient lithospheric deformation in the East European Craton based on mantle seismic anisotropy and crustal magnetics. *Tectonophysics* 481 (1-4), 16–28.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Zaroli, C., Barruol, G., 2008. SplitLab : A shear-wave splitting environment in Matlab. *Computers & Geosciences* 34 (5), 515–528.
- Zalohar, J., 2009. T-TECTO 3.0 Professional, Integrated Software for Structural Analysis of Fault-Slip data. Faculty of Natural Sciences and Engineering, Department of Geology, SI-1000 Ljubljana, Slovenia.

BIBLIOGRAPHIE

Annexe A

Propagation d'un rift en bordure
de craton (Article,
Tectonophysics, 2007)

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

B. Le Gall ^{a,*}, P. Nonnotte ^a, J. Rolet ^a, M. Benoit ^a, H. Guillou ^b,
M. Mousseau-Nonnotte ^a, J. Albaric ^a, J. Deverchère ^a

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

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

Received 4 June 2007; received in revised form 30 October 2007; accepted 5 November 2007

Available online 17 November 2007

Abstract

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

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: East Africa rift; North Tanzania; Neogene; Strain localization; Magmatism; Craton

1. Introduction

Dynamics of strain propagation is influenced by numerous physical parameters which, according to their supposed respective role, lead to varying kinematic models. In continental or oceanic extensional settings, rift propagation is usually considered to operate (1) almost simultaneously along the entire length of the extended domain (Le Pichon and Gaulier, 1988;

Fournier et al., 2004), (2) as a V-shaped lithospheric crack propagating and widening throughout the undeformed lithosphere (Cochran, 1981; Courtillot, 1982), (3) along regular rift segments bounded either by transform faults (Manighetti et al., 1997) or accommodation zones (Bosworth, 1985), and (4) by lateral connection of initial isolated zones (Bonatti, 1985; Nicolas et al., 1994). In the reference East African Rift System that connects northwards *via* the Afar triple junction with the above-mentioned Red Sea and Gulf of Aden oceanic spreading systems (Fig. 1), strain propagation is generally thought to have migrated continuously southwards with time from the Afar Triangle at around 30 Ma to the S Kenya rift, 2000 km further S, at about 5–8 Ma (Cerling and Powers, 1977; Crossley and

* Corresponding author. Tel.: +33 2 98 49 87 56; fax: +33 2 98 49 87 60.
E-mail address: blegall@univ-brest.fr (B. Le Gall).

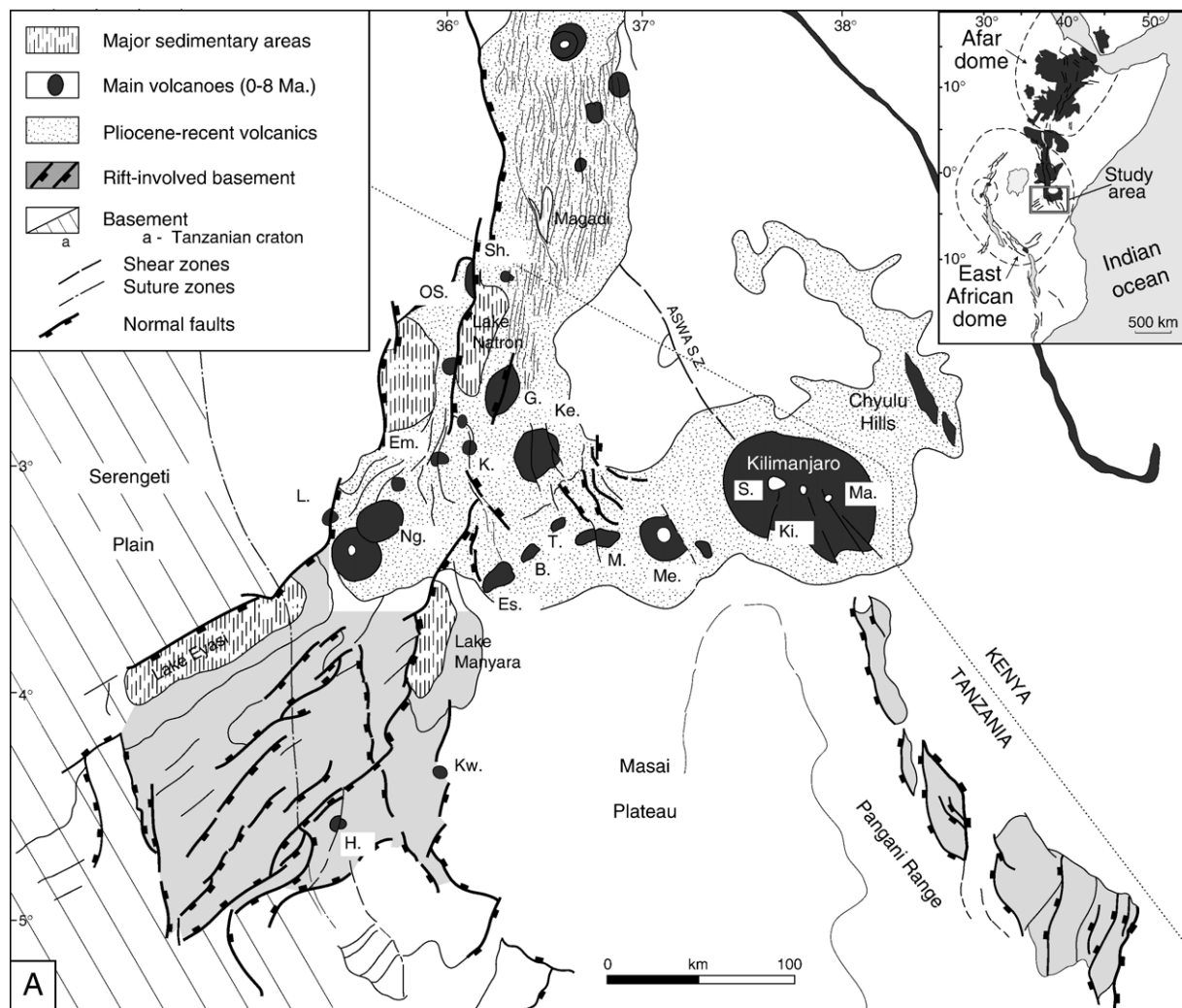


Fig. 1. Main structural and magmatic features in the S Kenya and N Tanzania rift system. Structures are mainly extracted from the digital elevation model obtained by Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) data (see Fig. 4A). ASWA SZ., ASWA shear zone; volcanoes: B. Burko; Em., Embagai; Es., Essimingo; G., Gelai; H., Hanang; K., Kerimasi; Ke., Ketumbeine; Ki., Kibo; Kw., Kwaraha; L., Lemagrut; M. Monduli; Ma., Mawenzi; Me., Meru; Ng., Ngorongoro; OS., Ol Donyo Sambu; S., Shira; Sh., Shompole; T. Tarosero.

Knight, 1981). However, a more complex rift kinematics is suggested by the presence of discrete initial depocenters, as old as 35 Ma, along the Ethiopian and N Kenyan rifts (Morley et al., 1992), and probably Lower Miocene in age in Central Kenya (Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000), that might have subsequently linked at a more mature rift stage (Vétel and Le Gall, 2006). For any rift system, the more appropriate area to fully discuss kinematics of strain propagation is the frontal part where young structures are generally still preserved with their original arrangement, and are thus prone to constrain the spatial/temporal evolution of incipient rift structures throughout the intact crust/lithosphere. The present paper is focused on the frontal structures in the Eastern branch of the East African Rift System, at 2–3° S close to the Kenya-Tanzania border (Fig. 1). There, rift structures are expressed at the surface by abrupt changes in crustal extension that result in (1) the widening of the extended zone from 50–60 km in the S Kenya axial valley to

200 km further S throughout the diverging arms of the North Tanzanian Divergence (NTD in the text) (Dawson, 1992), and (2) the rapid disappearance of plume-related synrift magmatism S of the 200 km-long Ngorongoro–Kilimanjaro transverse volcanic belt (NKVB hereafter) (Fig. 1). Since its initiation at c. 8 Ma (Dawson, 1992), the NTD Neogene volcanic province has recorded several episodes of faulting, but no clear time framework has been so far established for its tectonic and magmatic development. It is the main goal of our study to investigate the spatial and timing relationships between tectonic and magmatic processes during the Neogene (<8 Ma) rift evolution of the NTD in order to apply a model of rift propagation at the southern extremity of the eastern branch of the East African Rift System. Our work is primarily based on (1) compilation of existing radiometric dataset, completed by a few K/Ar age dating results obtained here on selected volcanic rocks, and (2) the structural analysis of major rift fault network

extracted from remote sensing data. The resulting 2D-map arrangement of both tectonic and dated volcanic structures in the diverging rift pattern leads us to unravel the chronology of its structural development as approaching the northern margin of the Tanzanian craton. Emphasis is put on the key-role played by along-axis jumps and lateral shift of magmatism on the distribution and propagation of strain. From the surface rift pattern, a number of assumptions are also made about deeper rifting processes in relation with structural inheritance and the various types of crust–lithosphere present in the NTD.

2. General rift setting in the NTD

2.1. Geological context

The S Kenya–N Tanzania rifted area under study shows pronounced changes in the surface expression of rifting in coincidence with fundamental variations of the crust/lithosphere structural pattern at depth. Three distinct domains are distinguished from N to S on the sketch structural map of Fig. 1.

- (1) The Magadi–Natron rift system is a NS-oriented depression, 50–80 km-wide, occupied by Late Miocene–Present volcanics directly overlying metamorphic basement rocks of the Proterozoic Belt (Baker et al., 1971; Fairhead et al., 1972). Its overall structure evolves southwards from an asymmetrical graben basin to a E-facing half-graben bounding to the W by a double system of normal faults (Ol Donyo Ogol and Natron master faults). The S Kenya rift valley shows an important micro-seismic activity associated with geothermal processes (Maguire and Long, 1976). From geophysical records, mantle structure beneath the trough is considered as a narrow and linear (NS) steep-sided low-velocity channel from 80 to 200 km depth (Green et al., 1991; Achauer et al., 1992), suggesting local lithospheric thinning. Moho depth is known to shallow from c. 40 km beneath the unrifted domain to 35 km beneath the S Kenya rift axis (Prodehl et al., 1994; Last et al., 1997).
- (2) The 200 × 50 km transverse volcanic belt extending at N80°E from the Ngorongoro crater to the Kilimanjaro includes numerous (<20) volcanic edifices, and their extensively distributed effusive and air-fall material, that were emplaced during the time interval 8 Ma–Present. The NKVB is very little deformed and shows an inhomogeneous distribution of extensional faulting.
- (3) The Eyasi, Manyara and Pangani fault systems form the main diverging rift structures of the 300 km-wide NTD *sensu stricto* which is underlain by Precambrian basement rocks of the Mozambique Belt (E) and the Archaean Tanzanian craton (W). Major fault-bounded half-graben basins, ~3 km-deep, are only documented along the Eyasi and Manyara structures (Ebinger et al., 1997). Most of fault structures are difficult to be directly dated by radiometric methods because of the lack of volcanic association, but the large number of earthquakes recorded in the Eyasi–Manyara tilted fault blocks area (Fig. 4)

indicates that many faults are still active in the western part of the NTD (Shudofsky et al., 1987; Nyblade and Langston, 1995; Ibs von Seth et al., 2001). It is worth noting that the rift structures in the NTD do not represent the tip zone of the Kenya rift system, since the topographic expression of Cenozoic extension still exists 600 km further S throughout Tanzania where it is superimposed to older (Karoo) basinal trends in the Kilombero region, and might link into the western branch of the East African Rift System in the N Malawi region (Le Gall et al., 2004).

2.2. Volcano-tectonic axes

One of the main characteristics of volcanoes in the NTD is to be spatially arranged along a number of linear axes, showing four dominant orientations, and locally outlined by faulted sedimentary basins or parallel fault arrays (Fig. 2):

- (1) The NS axial trend corresponds to the axis of the 50 km-wide Magadi–Natron inner trough that extends as far S as the Ketumbeine edifice. It continues S of the NKVB with a slight deviation at N20°E along the Manyara fault system and its associated hangingwall basin.
- (2) The NE–SW trend is marked by various composite structures. The main axis is the c. 200 km-long Eyasi structure that comprises to the NE a N40°E volcanic segment, enclosing ten major shield volcanoes, that passes laterally to the SW into the >100 km-long Eyasi fault and its associated N60°E-trending hangingwall half-graben basin. The Balangida fault lies further SE with a quite parallel direction. The Tarosero, Essimngor and Burko volcanoes also strike NE–SW along the Tarosero lineament across the NKVB, whereas further N, in the Magadi inner trough, the trace of the eastern uplifted rift flank shows a pronounced map inflection in the Kajiado region.
- (3) The N80°E trend is exclusively expressed by three aligned volcanoes (Monduli, Meru and Kilimanjaro) forming the Meru lineament in the eastern part of the NKVB.
- (4) Lastly, the NW–SE trend is outlined by (a) the curved southern extremity of the Natron inner trough in the Engaruka depression, (b) the fissure volcanism associated with the parasitic activity on the SE flank of Kilimanjaro and on the Chyulu Hills that both represent the most external off-axis magmatism in the NKVB, and (c) the four en echelon uplifted blocks in the 200 km-long Pangani branch, S of Kilimanjaro.

A number of volcanoes belong to intersecting belts, as exemplified by Mount Kilimanjaro which occurs at the intersection of two fundamental basement discontinuities trending at N150°E (ASWA shear zone) and N80°E (the Meru lineament along the northern margin of the Masai block). It is therefore suggested that a strong structural control on volcanism exists in the NTD, as already reported for many other

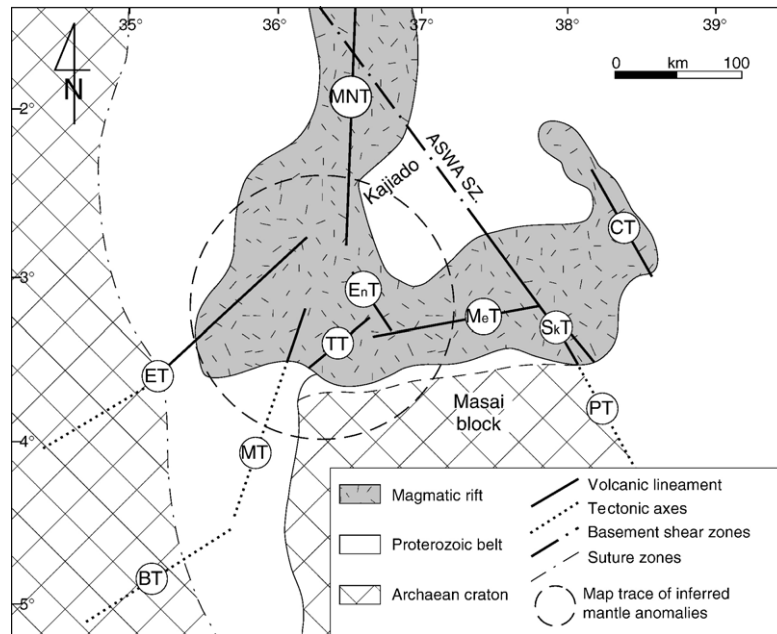


Fig. 2. Major rift trends and basement fabrics in the North Tanzanian Divergence. Rift axes are deduced from the spatial distribution of both fault structures and volcanic eruptive centers. ASWA SZ., ASWA shear zone; BT., CT., ET., EnT., MT., MeT., MNT., PT., SKT., TT., Balangida, Chyulu Hills, Eyasi, Engaruka, Manyara, Meru, Magadi–Natron, Pangani, South Kilimanjaro, Tarosero, trend, respectively.

magmatic provinces in the East African Rift (e.g. Ebinger et al., 1989).

3. Methodology

In order to address both structural and magmatic aspects of the rift evolution of the NTD, two complementary approaches have been carried out in the present work. The overall structural arrangement of the NTD has been precise from SPOT4 satellite images ($\times 16$, 60×60 km, 20 m lateral resolution) and SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) 3D dataset (16 m vertical resolution) that also allow us to extract and analyze fault populations. Topographic profiles across the major extensional fault structures are drawn from the 3D-digital elevation models. For young and little eroded fault structures, displacement and fault dip are directly estimated from measuring the corresponding topographic scarps, hence providing minimal throw values related to the youngest faulting event (Mousseau, 2004). For older and more eroded structures, these values are deduced from the restored geometry of the fault surfaces. For a few major basin-bounding faults (Eyasi and Manyara structures), total displacement has been calculated by Ebinger et al. (1997) from aeromagnetic records of basement top. Field measurements in selected key-zones supply additional morphological and kinematic information about the master fault structures. Fruitful observations have also been realized in the less well-known Pangani basement range to the E where active thermal (volcanic) processes are now documented S of the Kilimanjaro province. Some uncertainties exist about timing of fault emplacement over the NTD since syn- and post-faulting dated rocks are missing in

many key-areas where master rift structures are present (Ol Donyo Ogol, Manyara, Eyasi and Pangani). In order to better constrain the tectonic and volcanic frameworks in the NTD, volcanic rocks samples have been collected during the field investigations. Six new K/Ar age determinations (listed in Table 1) from long-lived volcanic edifices occurring mainly on the western side of the NTD (Manyara scarp and Ngorongoro volcano) have been performed at the LSCE Laboratoire, CEA–CNRS–UVSQ (Gif/Yvette, France), using the unspiked K/Ar method on lava groundmass (Guillou et al., 1998; Charbit et al., 1998; Guillou et al., 2004). Seventeen ages obtained on the three centers of Mount Kilimanjaro, using the same dating method, are discussed elsewhere (Nonnotte et al., submitted). These newly-acquired ages are compiled to existing radiometric ages selected as a function of a number of criteria dealing chiefly with reasonable errors bars, precise sample location and volcano-stratigraphic attribution.

4. Magmatism in the S Kenya–N Tanzania rifted domain

We attempt here to discuss the c. 8 My magmatic history of the NTD with regards to the contemporaneous part of the Kenya rift system lying immediately to the N. This leads us to consider a propagating rifted domain extending 200 km N of the NTD, up to Central Kenya. The corresponding Upper Cenozoic volcanic formations consist of (1) extensive, dominantly basalt/phonolites fissure-type sequences showing little lateral variations and forming the main volcanic plateaus (uplifted footwall terranes) and plains (rift floor), and (2) more localized series erupted from central shield volcanoes. Particular attention is paid to the NTD magmatic province where the great number of

Table 1
Dated synrift volcanics in the S Kenya–N Tanzania rift

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

Magmatic structures are listed with decreasing ages of initial activity. The magmatic history of long-lived volcanic edifices is assumed to have resulted from either a single and continuous eruptive episode (time boundaries are indicated), or a multi-phased activity with quiescence periods, as it is the case for the Ngorongoro, Essimingor or Lemagrut volcanoes that are thus listed many times. The corresponding volcano-tectonic trend is drawn on the map of Fig. 2. Numbers in the left column refer to their relative chronology (they are shown on the five successive magmatic stages of the evolutionary model in Fig. 3). References: 1) Bagdasaryan et al. (1973); 2) Evernden and Curtiss (1965); 3) Evans et al. (1971); 4) Foster et al. (1997); 5) Grommé et al. (1970); 6) Wilkinson et al. (1986); 7) our work; 8) MacIntyre et al. (1974); 9) Isaacs and Curtis (1974); 10) Manega (1993); 11) Haug and Strecker (1995); 12) Hay (1976); 13) Fairhead et al. (1972).

dated volcanic features (list in Table 1), further arranged into tectono-magmatic lineaments, supplies additional insights on its structural history during the onset of magmatism. Five

successive stages, typified by specific spatial distribution of synrift volcanism, are distinguished on the evolutionary sketch model in Fig. 3:

4.1. Stage 1: ~8.0–6.0 Ma

At this stage, the southernmost extent of the developing magmatic rift floor is located in Central Kenya where Lower-Mid Pliocene phonolites/trachytes (plateaus) series were emplaced for the first time in the Tinderet and Bahati regions, at the latitude of the Kavirondo transverse rift arm (Fig. 3A) (McCall, 1967; Walsh, 1969; Baker et al., 1971). Synchronous magmatism erupted further S as discrete occurrences in the NS prolongation of the S Kenya proto-rift, in the Ol Esayeti area where 6–7 Ma-old volcanics are documented (Fairhead et al., 1972), and further S in the Essimingor region where nephelinites, 8.1–7.3 Ma in age (Bagdasaryan et al., 1973), are the precursor volcanics in the NTD.

4.2. Stage 2: ~6.0–5.0 Ma

In this time interval (Fig. 3B), the still unrifted domain extending between Central Kenya and the Essimingor area was progressively involved into magmatic processes that expressed at the surface by laterally extensive basalt/phonolite sequences, dated at 5.1 Ma in the rift floor of the Nairobi area (Williams, 1967), and inferred to be Pliocene in age in the Narok region

(Williams, 1964). Quite contemporaneous basaltic series were erupted in the Magadi area currently forming marginal step-fault platforms on both sides of the inner trough (Baker, 1958; Matheson, 1966; Wright, 1967). They consist in the ~5 Ma-old Kirikiti Fm. that interdigitated locally with volcanics from the Ologesaillie axial volcano of presumed Pliocene age (~5.8 Ma) (Baker, 1958; Matheson, 1966). Building up of the S Kenya rift floor is also accompanied by synchronous eruption of axial volcanoes (Baker et al., 1971).

After an apparent time gap of ~3 Ma, a new volcanic activity, involving three magmatic stages, started in the proto-NTD, and lasted until recent times.

4.3. Stage 3: 5.0–2.5 Ma

From 5.0 to 2.5 Ma (Fig. 3C), magmatism was still persistent in the Essimingor area, but shifted for the first time to the W, at the southern extremity of the incipient Eyasi oblique belt where the Lemagrut, Sadiman and Manyara edifices were erupted intermittently in the time range 5.5–4.5 Ma (Bagdasaryan et al., 1973; Foster et al., 1997). Radiometric records indicate an interval of reduced magmatic activity from 4.5 to 3.7 Ma in the

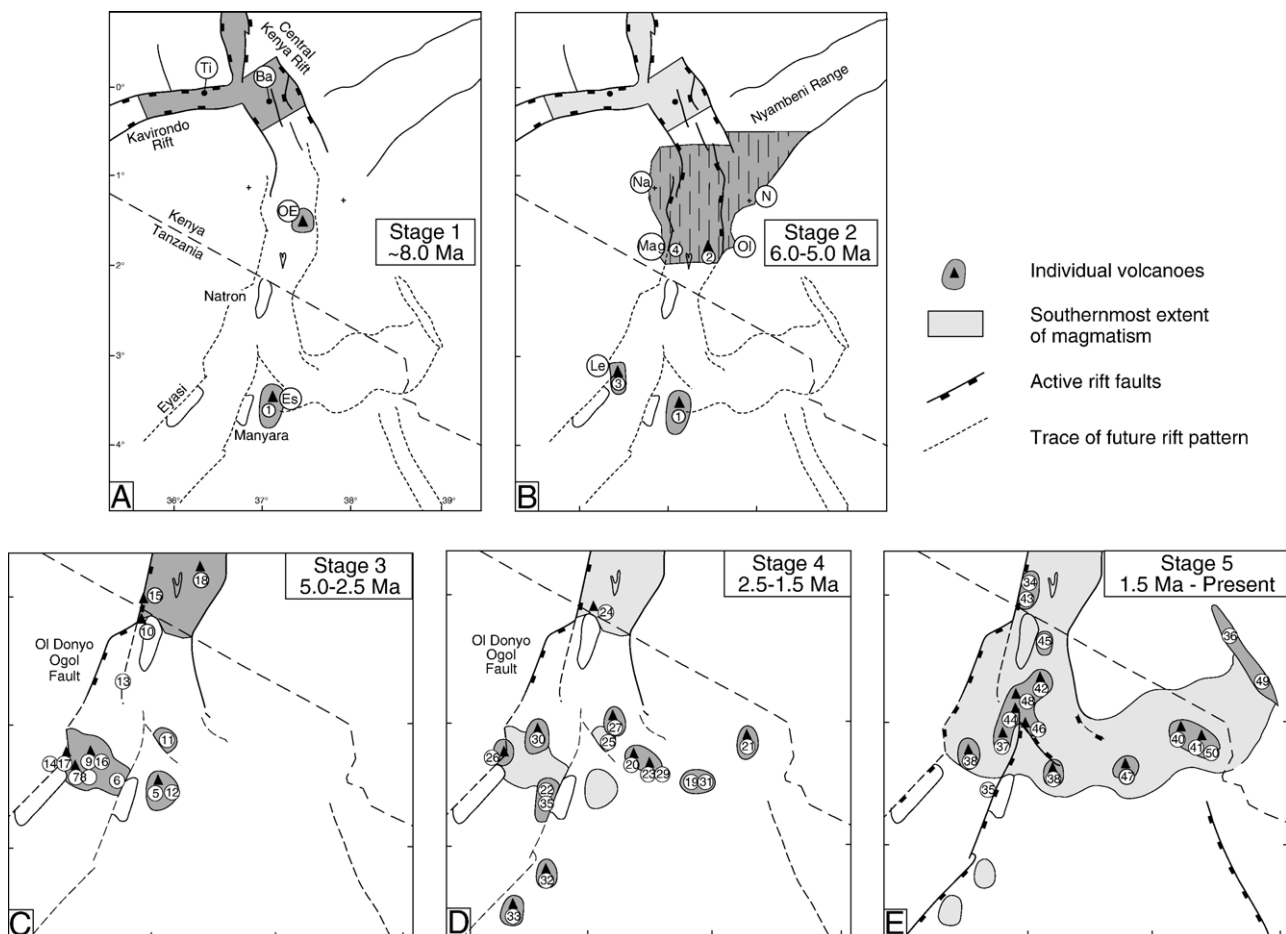


Fig. 3. A five-staged evolutionary magmatic model for the S Kenya–N Tanzania rift system during the last 8 Ma. Numbers refer to the relative chronology of dated volcanics (see list in Table 1). The five selected time periods correspond to major changes in the spatial distribution of synrift magmatism. Trace of national borders and outlines of the Eyasi, Manyara and Natron lakes are plotted to provide geographical coordinates. Ba., Bahati; Es., Essimingor; Le., Lemagrut; Mag., Magadi; OE., Esayeti; OL., Ologesaillie; N., Nairobi; Na., Narok; Ti., Tinderet.

overall proto-NTD. In the time period 3.7–2.5 Ma, renewal of magmatism was marked by ongoing activity in older volcanic areas (Lemagrut, Sadiman), and its lateral spreading over intact domains such as (1) the central (Ngorongoro) and NE (Mosonik) parts of the Eyasi volcanic belt, and (2) the Engaruka oblique depressed zone in the SSE prolongation of the Magadi–Natron axis (Bagdasaryan et al., 1973).

4.4. Stage 4: 2.5–1.5 Ma

Dramatic changes in magmatism distribution took place at around 2.5 Ma in the developing NTD (Fig. 3D). To the W, magmatism waned markedly at the SW extremity of the Eyasi belt. Massive explosive phases occurred in the Ngorongoro area, synchronously with emplacement of trachydacite lava flows at ~1.9 Ma (this work), whereas new eruptive centers were emplaced further NE (Olmoti) up to the intersection with the Magadi NS axis (Humbu Fm) (Manega, 1993; Foster et al., 1997). In the Essimngor central domain, ongoing volcanism shifted eastwards along the NE–SW-trending Tarosero axis, as well as in the Engaruka and Ketumbeine areas (Bagdasaryan et al., 1973; MacIntyre et al., 1974). Lateral widespreading of the volcanic province to the E also expressed by the building up of a new magmatic segment, about 100 km-long, enclosing the Monduli, Arusha and Shira edifices (Wilkinson et al., 1986; this work).

4.5. 1.5 Ma–Present

The general tendency that prevailed at earlier stages in the spatial distribution of magmatism still persisted during recent times, but with some noticeable modifications about the mode of emplacement of volcanics. These latter evolved from mainly explosive and massive extrusion associated to basaltic axial volcanoes to give rise to cones dominated by pyroclastic material (Dawson, 1992) (Fig. 3E). There was a nearly total abandonment of magmatism throughout the Eyasi transverse belt to the W. Only sporadic volcanic activity occurred within the Ngorongoro crater by local fissure-type basaltic eruptions dated at 1.16 ± 0.02 Ma (this work). Along the Manyara–Balangida N20–N60°E axis, the Kwaraha and Hanang isolated eruptive centers were synchronously emplaced at ~1.5 Ma (Bagdasaryan et al., 1973), hence forming the southernmost surface expression of synrift magmatism in the eastern branch of the East Africa Rift. In the central domain, magmatism spread over a larger province including the Embagai, Gelai and Burko volcanoes (Manega, 1993). The eastward shift of magmatism persisted along the NKVB by (1) the eruption of 492–209 ka-old phonolite lavas in the eastern (Mawenzi) and central (Kibo) centers of the Kilimanjaro polyphased edifice (Nonnotte et al., submitted), and (2) the intrusion of a swarm of volcanic cones along the NW–SE-trending Chyulu Hills chain (Saggerson, 1963; Haug and Strecker, 1995). The latest evidence of volcanism in this eastern area are fissure-type parasitic tuff cones aligned along NW–SE lineaments, and dated at 195–165 ka in the Kilimanjaro sector (Nonnotte et al., submitted) and at c. 79 ka in the S Arusha sector (this work).

5. Synrift faulting

It is argued below that, in contrast with previous structural models of the S Kenya–N Tanzania rift system, the splay faults in the NTD result from (1) the deflection (to the W) of the Magadi axial trough into a wider domain of more diffuse strain, the so-called Mbulu faulted domain, and (2) the development of a separate and younger oblique arm to the E, the Pangani range (Fig. 4). The structure of the two diverging branches, assumed here to form the NTD, is fully discussed below, with a special attention to the Mbulu faulted domain. Comparing its structure with those of the Magadi and Pangani extensional patterns supplies new insights into kinematics of rifting in the NTD. On an other hand, the Magadi–Natron axial trough is only briefly presented since it has been extensively investigated by previous authors.

5.1. The Magadi–Natron fault system

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

5.2. The Ngorongoro–Kilimanjaro volcanic belt

The structural map of Fig. 1 shows the significant decrease of faulting throughout the NKVB where fault structures are furthermore inhomogeneously distributed. They preferentially occur to the W across a 50 km-wide zone connecting the Natron and Eyasi–Manyara fault/basin patterns. There, the Sadiman and Ngorongoro volcanoes are seen to be sharply cut by extensional faults that start to deviate from the NS axial trend, and dip dominantly towards the E. Conversely, the shield volcanoes forming the central and eastern parts of the NKVB are nearly unfaulted, except the Monduli and Meru edifices which are transected by minor transverse fault structures. The N140E-striking extensional fault set bounding the Engaruka

depression, in the SE continuation of the Natron fault system, cuts through extensively distributed pyroclastic material on the northern flank of the NKVB. Most of faults die out south-eastwards before reaching the N80E axis of the volcanic chain. Further E, the only evidence of faulting is the NW–SE topographic ridges within the transverse parasitic cone belt on the SE flank of Kilimanjaro.

5.3. The Mbulu faulted domain

The plateau region extending between the Eyasi and Manyara–Balangida fault system is regarded as a specific structural unit, the Mbulu faulted domain, which forms in map-

view a c. 100 × 130 km rectangle-shaped zone bounded by four main fault structures trending at N60°E (Eyasi and Balangida), N20°E (Manyara) and N160°E (Iramba) (Fig. 5D).

5.4. The Eyasi bounding fault

The ~100 km-long rectilinear Eyasi fault parallels the N60°E trend of a Proterozoic mafic dyke swarm intruding Archaean metamorphic country-rocks in its hangingwall (Vail, 1970). The Eyasi fault cuts through both Archaean (craton) and Proterozoic (Mozambique belt) crystalline terranes on both sides of a sub-meridian suture zone (Ebinger et al., 1997). ~3.1 Ma-old lavas from the Lemagrut volcano are also

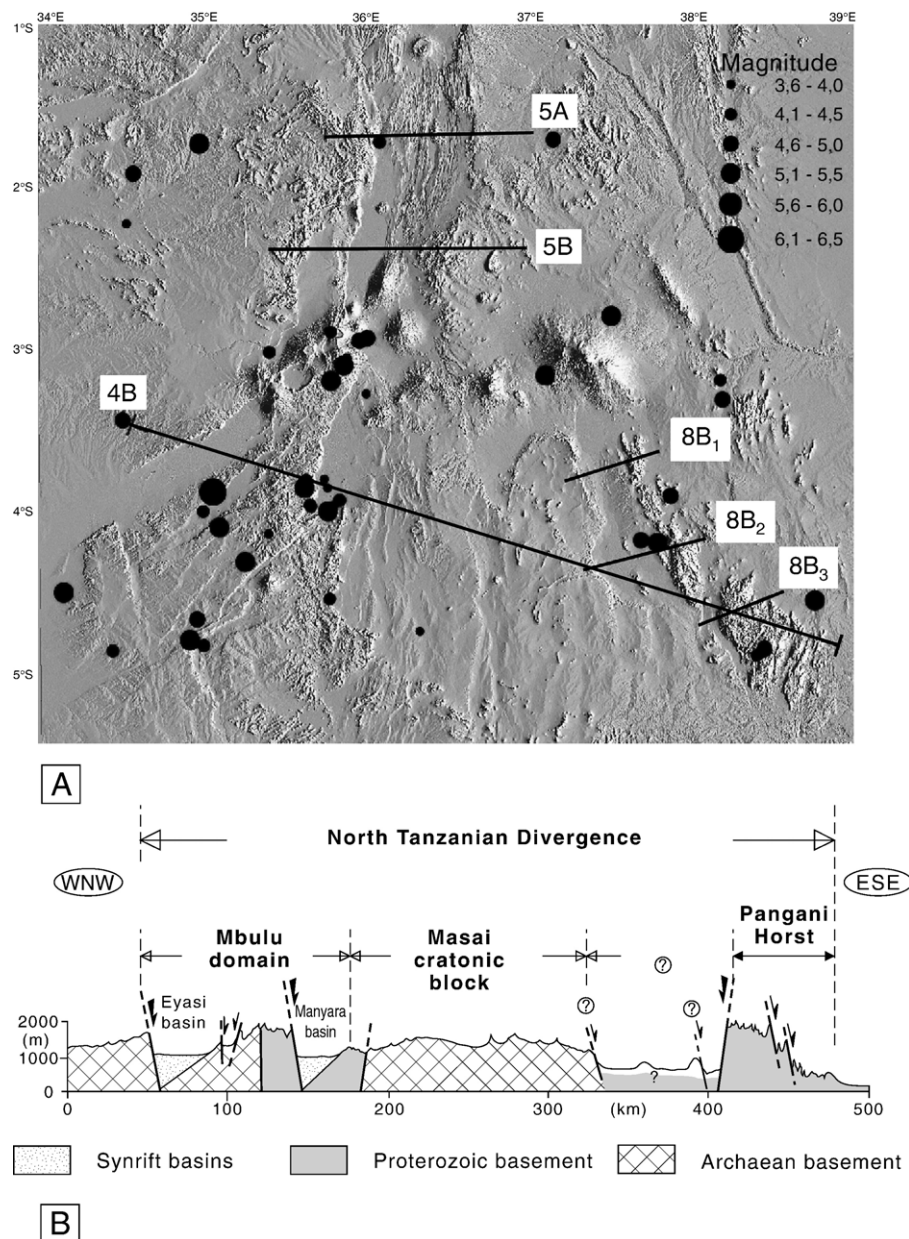


Fig. 4. Topography of the NTD from SRTM remote sensing dataset. A. 2D-map arrangement of the main tectonic and volcanic structures. The trace of six topographic profiles discussed in the text is drawn as well as the epicentral locations of earthquakes recorded by the International Seismological Center (<http://www.isc.ac.uk>, ISC., Thatcham, UK) from 1964 to 2004. See Fig. 1 for the toponymy of main structures. B. E–W topographic cross-section of the DNT from the Eyasi to the Pangani fault systems. Vertical exaggeration ~25.

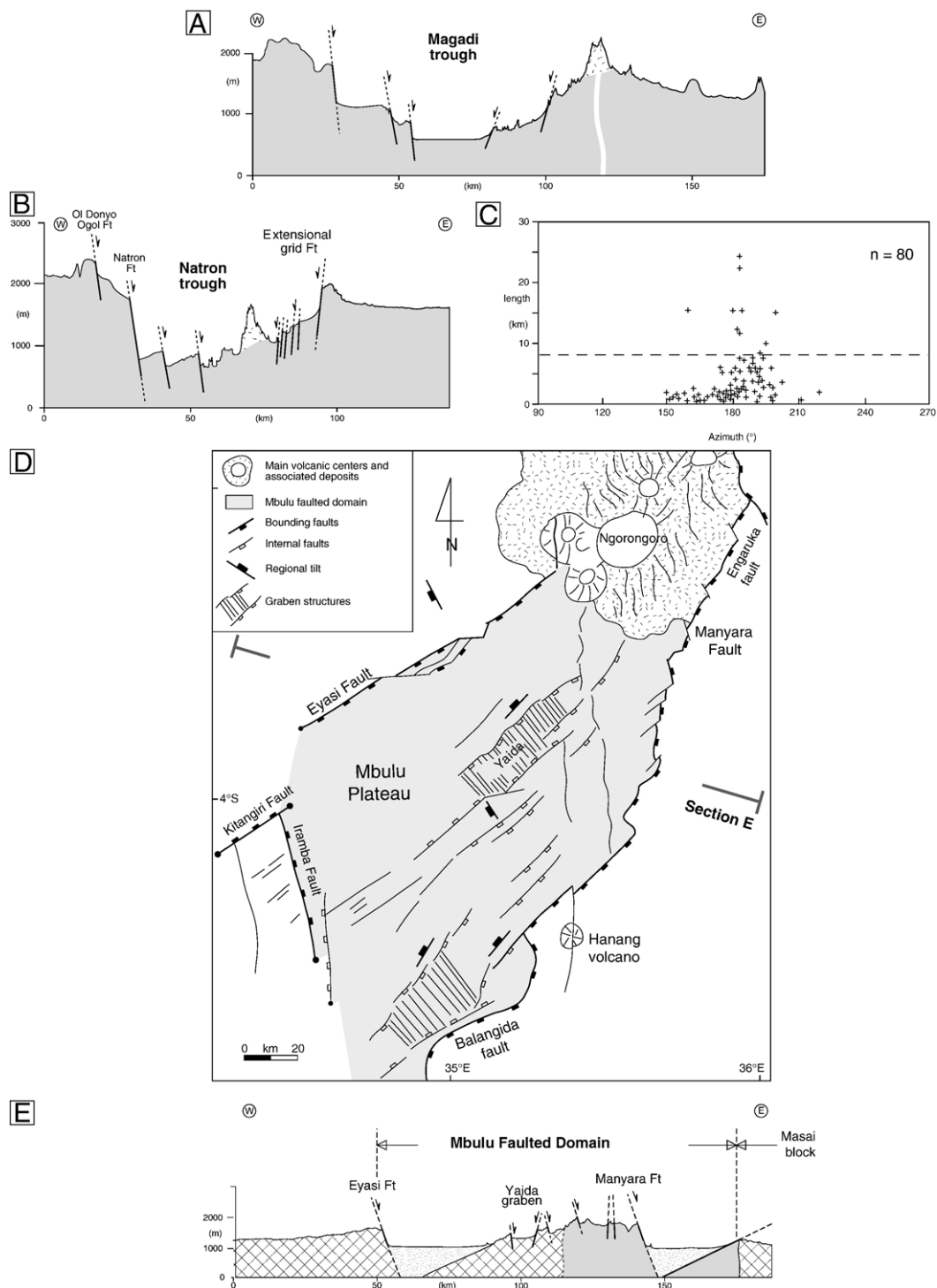


Fig. 5. Geometrical features of rift fault patterns in the Magadi–Natron and Mbulu extended zones. A. Topographic cross-section in the Magadi trough (vertical exaggeration ~ 20). B. Topographic cross-section in the Natron axial valley (similar V.E.). C. Histogram of fault length in the Natron grid fault (data extracted from SRTM images). D. Simplified 2D-map distribution of rift faults in the Mbulu plateau between the Eyasi and Manyara master extensional faults. E. Structural cross-section in the Mbulu plateau (vertical exaggeration ~ 10). Same captions as for Fig. 4B.

involved in the northern extremity of its uplifted footwall block (Fig. 5D) (Foster et al., 1997). The pre-existing large wavelength volcanic topography in the Ngorongoro–Lemagrut eruptive area might account for the moderate WSW tilt of the footwall surface of the Eyasi fault. From aeromagnetic records,

the Eyasi hangingwall lake-basin is known to be a 20×70 km half-graben, < 2 km in depth (Ebinger et al., 1997). The sketch map of Fig. 6A illustrates the regular trace of the Eyasi bounding fault that comprises three collinear fault segments linked by a triangle-shaped extensional faulted block, and a

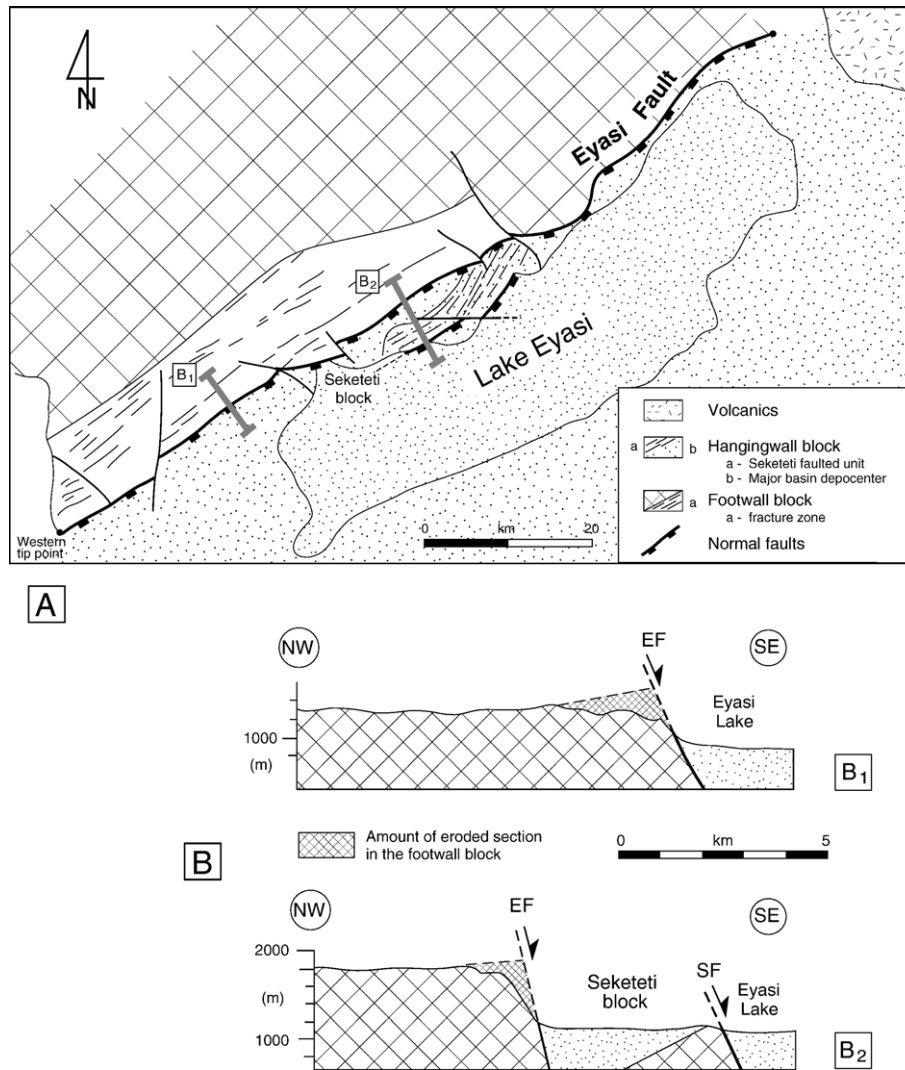


Fig. 6. Geometry of the Eyasi fault network (EF). A. Linear map trace of the Eyasi master fault. B. Topographic cross-sections of the southern (B₁) and central (B₂) segments of the Eyasi fault (location on map A).

N90°E jog-like transverse structure. The overall asymmetric morphology of its footwall block, with altitudes ranging from 1800 down to 1000 m, shows major disturbances in relation with the transverse linkage features. Fault segmentation also results in the development of a narrow synthetic tilted block (Seketeti structure) in the central hangingwall segment (Fig. 6A). The exposed fault scarp provides only limited information about the youngest fault movement with footwall elevations decreasing gradually southwards from c. 750 m in its central part to zero at a western tip point. Extension is probably transferred further SW along the parallel Kitangiri underlapping fault that forms, together with the Eyasi fault, a convergent approaching fault pattern (Fig. 5D). The northern tip zone of the Eyasi fault is not so clearly defined because of the above-mentioned pre-existing dome-like topography in the Ngorongoro volcanic area. The parallel topographic cross-sections of Fig. 6B show the smooth and highly degraded morphology of its fault scarps. Maximum total (dip-slip) fault movement can be roughly estimated by summing (1) the ~3 km fault displacement deduced from the c. 2.0 km vertical basement

offset in the Eyasi half-graben (Ebinger et al., 1997) by assuming an average standard fault dip of 60° at depth, and (2) the maximum height of exposed fault scarps (740 m) that might coincide with the maximum hangingwall subsidence. This estimate yields a throw/length ratio of 0.04 that differs of one order of magnitude from the 0.003 global ratio of Schlische et al. (1996). Depending on the method used to evaluate fault heave (Gibbs, 1984), the total horizontal extension recorded by the Eyasi fault is in the range 1.5–3.0 km. Since lateral distribution of total slip along the fault trace is not yet known, it is difficult to apply a fault growth model to the Eyasi master fault.

5.5. The Manyara–Balangida bounding fault system

The Manyara and Balangida faults are part of a complex regional-scale extensional linked fault system bounding the Mbulu faulted domain to the E and S (Fig. 5D). The trace of the Manyara fault extends over ~120 km at NS–N20°E from its northern intersection with the Engaruka N150°E fault (that post-

dates the Manyara structure) up to a relay structure with the Balangida fault to the S (Figs. 5D and 7). The footwall block of the Manyara fault structure is primarily composed of Proterozoic basement rocks overlain to the N by basaltic lava flows ranging in age from c. 4.9 Ma (Foster et al., 1997) to c. 1.3 Ma (this work). The hangingwall is occupied by the Manyara lake-basin which forms a 20×50 km half-graben, 3 km-deep (Ebinger et al., 1997). The master fault scarp is continuous and consists of arrays of distinct segments, linked by transverse jogs that define a two-order segmentation pattern (Fig. 7A). The N20°E 1st-order segment to the N is 70 km-long from the Engaruka fault to the Endabash river. Its zig-zag geometry comprises six en echelon 2nd-order fault segments, ~10–

15 km-long in average at N20°E, consistently offset in a left-lateral manner by short (<2 km) cross-faults with a dominant N150°E azimuth. Maximum scarp elevations are <600 m. Measurements of striated fault surfaces in basalts to the N indicate (1) a slight component of sinistral movement along N20°E-trending oblique normal fault segments, and (2) dextral shearing along N150°E fault structures. S of Endabash river, the overall strike of the range front deviates at NS over more than 40 km along the second 1st-order segment that displays a right-stepping en echelon pattern with surface offsets along N50°-trending structures. The marked increase of cross-fault length southwards suggests the greater influence of reactivated basement structures in the rift fault geometry to the S. Fault scarps

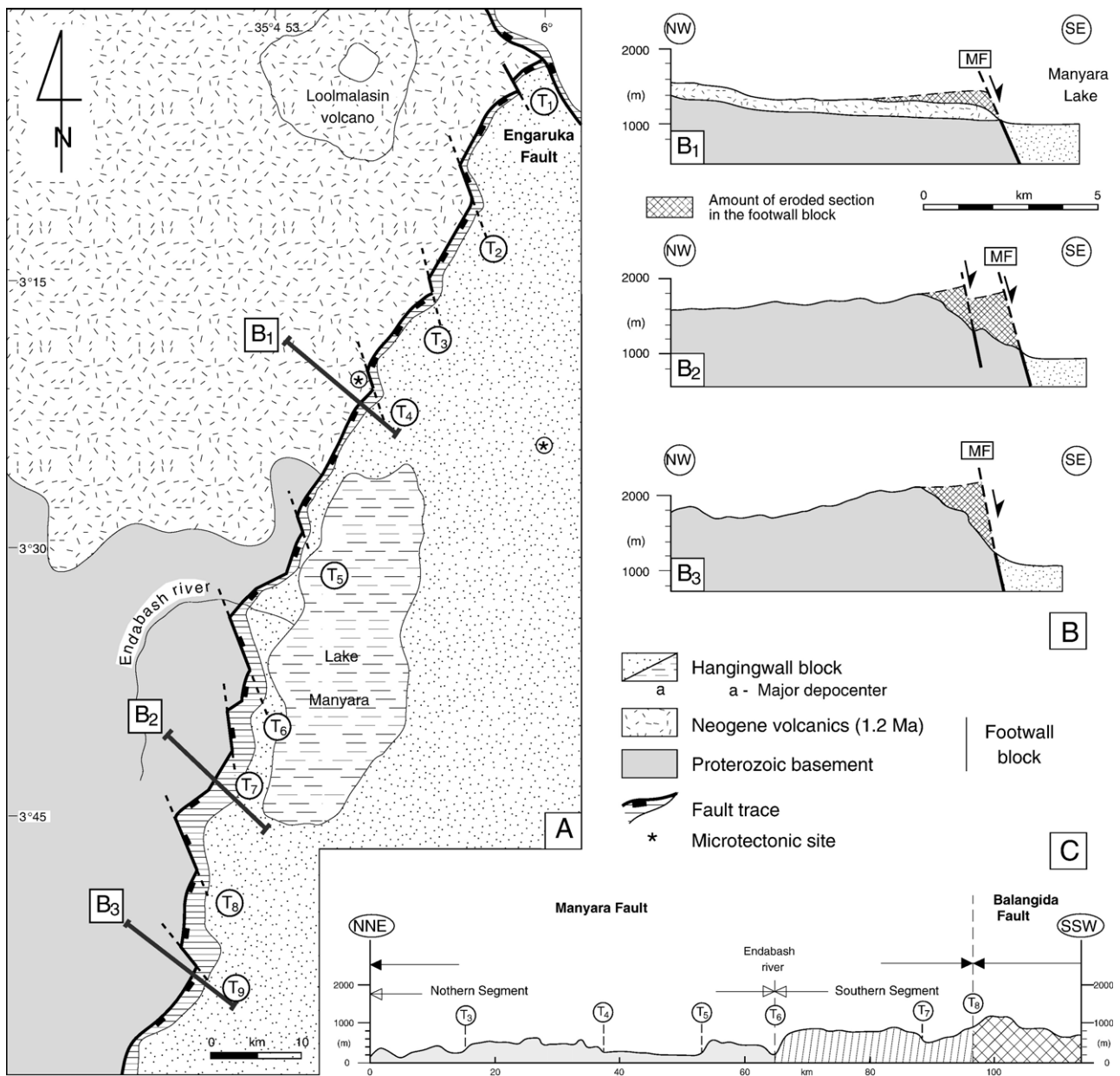
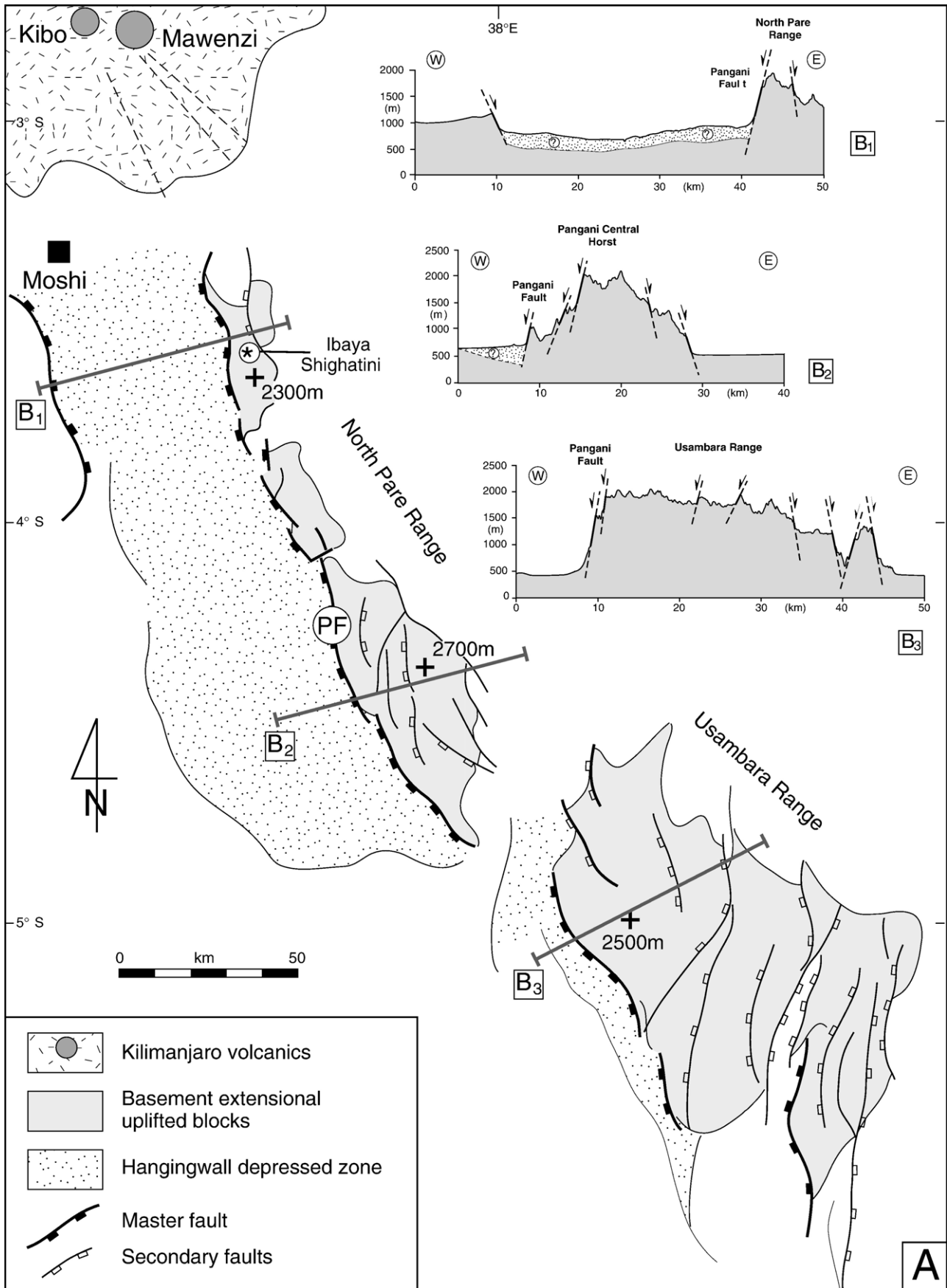


Fig. 7. Geometrical characteristics of the Manyara segmented fault (MF). A. 2D-map geometry of the Manyara extensional range front. T_n refers to transverse fault structures defining the two-order segmentation of the Manyara fault. B. Topographic cross-sections showing the smooth and degraded morphology of the Manyara fault scarp (location on map A). C. Abrupt along-strike variations of fault scarp dimensions in relation with the segmented origin of the master fault.



are as high as 800 m, and commonly display an eroded morphology on topographic cross-sections (Fig. 7B). The overall segmented 2D-geometry of the Manyara fault is also detected by rapid along-strike variations in footwall elevations (Fig. 7C). Applying the same method as above for the Eyasi structure indicates a maximum extension value in the range 2.0–4.0 km for the Manyara master fault.

5.6. The Balangida fault

Fault trace geometry changes markedly along the Balangida structure that comprises four linear segments, ~20 km-long each, arranged in a left-stepping pattern, and linked by two overlapping fault zones in the Hanang volcanic area (Fig. 5D). The strike of fault segments deviates gradually southwards from N30°E (N) to N50°E (Central) and N60°E (S) where it parallels basement structures in Archaean terrains. The fault scarp height ranges from 600 m to zero westwards.

5.7. The Mbulu internal fault network

Fault pattern within the Mbulu domain is dominated by a regular array of 40–50 km-long isolated extensional structures striking at N40–50°E, at a moderate angle to the N60°E trend of the Eyasi and Balangida bounding faults, and cutting both brittle (N60°E) and folded ductile basement fabrics (Fig. 5D). They preferentially occur in the elevated plateau to the E where most of them dip to the SE and limit a series of westerly-tilted fault blocks. The faulted plateau gives way westwards, *via* the Yaida asymmetrical graben, to the subsided and less deformed Eyasi lake-basin. A second graben structure extends, with a quite similar width of 20 km, in the immediate footwall of the master fault. The main individual rift structures in the Mbulu domain are unrestricted faults, with a mean spacing of c. 20 km, and an average length of 30 km. Topographic fault scarps are systematically modest, indicating maximum vertical displacement <100 m (except the fault bounding the Yaida graben to the E), so that the internal fault network in the Mbulu domain is assumed not to add a significant contribution to the 3.5–7.0 km (3.5–7%) total extension chiefly accommodated by the Eyasi and Manyara master faults. A few sub-meridian faults with minor extensional displacement also occur in two specific areas, (1) in association with the Iramba boundary fault to the W, and (2) within a 20 km-wide faulted corridor extending to the E from the Oldeani (N) to the Hanang (S) volcanoes. They show very little interaction with the dominant N40–50°E fault set, and the two subpopulations are likely to accommodate partitioning of strain.

5.8. The Pangani rift range

The Pangani rift arm is a prominent 250 km-long extensional range front, striking at N150–160°E, SE of Mount Kilimanjaro

(Fig. 8A). It involves four separate en echelon horst-like blocks, exclusively composed of Proterozoic gneissic material. Their respective geometry evolves southwards from the N Pare block to the S Usambara block, with increasing surface dimensions (from 20 × 50 km to 50 × 50 km), and fault complexity, whereas maximum topographic elevations are nearly constant at 2300 m, 2700 m and 2500 m in the N, Central and S blocks, respectively. Each fault block is an asymmetrical horst structure bounded to the W by the Pangani W-facing extensional fault system that locally dips >60° (Fig. 8B). The exposed fault scarp elevations indicate that minimum vertical movement along the Pangani fault increases significantly southwards from >1000 m (N Pare) to 1500 m (central block) and >1500 m (Usambara). However, major uncertainty in total displacement estimate is mainly due to the lack of hangingwall subsurface records. The hangingwall depressed zone to the W appears to be occupied to the N by a ~20 × 30 km asymmetrical graben-like structure (Fig. 8B₁) that passes laterally southwards into a basement flexural warp on the eastern side of the Masai cratonic domain. The trace of the main bounding fault segments parallels the N150–160°E trend of ductile fabrics in basement rocks (McConnell, 1972), whilst internal normal faults within each block display oblique trends at N0–20°E. The series of minor westerly-facing normal faults observed in the Pare–Usambara basement range, cutting through shallowly-dipping (20° to the E) foliated gneisses, are also assumed to be the field expression of the Cenozoic extensional deformation (Le Gall et al., 2004).

6. Kinematic implications

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

6.1. Timing of faulting

The tectonic setting of dated sedimentary and volcanic material provides few constraints about the maximum age of faulting in the NTD. The earliest evidence of extensional faulting is documented on the western flank of the Natron basin where 3 Ma-old basalts post-dated the Ol Donyo Ogot fault scarp (Foster et al., 1997). A second episode of younger extension at 1.6 Ma is locally documented in the Olduvai lacustrine area (Foster et al., 1997). However, the overall rift morphology of the NTD is usually assigned to a single major faulting event, dated at 1.2 Ma in the Engaruka depression (MacIntyre et al., 1974). With regards to this simplified fault timing framework, evidence for multi-stage extensional faulting are documented in the Engaruka area where N150°E fault system transects and post-dates the N20°E extremity of the Manyara fault. Furthermore, there is

Fig. 8. The Pangani extensional faulted range. A. Fault-map organization of four en echelon horst structures. B. Topographic cross-sections of the N Pare (B₁), Central (B₂) and Usambara (B₃) ranges showing (1) the consistent asymmetry of the horst-like structure, and (2) the increasing structural complexity southwards (location on map A). The existence of sedimentary depositional areas in the hangingwall of the Pangani bounding fault is not yet documented (vertical exaggeration × 6).

some uncertainty as to the age of possible older movement along the Eyasi and Manyara basin-bounding structures, prior to their major activity (<2.0 and 1.2 Ma, respectively) (Foster et al., 1997; this work). Available radiometric ages, complemented by regional geology, suggest that most of their ~3 km-thick fill material initiated at c. 4.9 Ma in shallow lacustrine environments, with no (or little) extensional faulting (Foster et al., 1997), so that it might have been rapidly deposited during recent (<2.0 Ma) fault-induced hangingwall downthrow. This indicates a maximum syntectonic sedimentation rate of 1.5 mm y^{-1} , consistent with the values estimated for other synrift lacustrine basins in the East African Rift System (Morley and Wescott, 1999). By contrast, indirect evidence for successive faulting events in the recent time period is supplied at a greater scale by comparing master fault scarp morphologies that are either smooth and subdued along presumably older structures, as it is the case of the Eyasi and Manyara faults to the W (Figs. 6B and 7B), or sharper and angular along younger faults such as the Pangani fault to the E (Fig. 8B). Further isotopic dating of fault surfaces are needed to confirm the relative faulting chronology applied above to the NTD.

6.2. Orthogonal versus oblique rifting

One major assumption of our structural evolution scheme is to re-interpret the diverging fault pattern in the NTD in terms of two distinct and diachronous extensional arms, i.e. the Mbulu and Pangani structures, instead of three similar and synchronous branches, as commonly stated. Indeed, the Eyasi and Manyara fault networks are regarded as parts of a single deformed unit, the Mbulu domain that continues with major changes to the SW the Magadi–Natron axial trough. Though controversy still exists about either the consistent or rotated direction of extension during Neogene times in East Africa (Bosworth, 1992; Delvaux et al., 1992; Bosworth and Strecker, 1997), the trend of the minimum principal stress is assumed to have remained nearly constant during the onset of faulting at around 1 Ma (Strecker et al., 1990; our work about the Manyara fault, see above). Therefore, most of the pronounced changes in tectonic style along-strike are rather assigned to varying mechanical properties of the extended crust, and to a lesser extent to the decreasing amount of crustal extension southwards from nearly 15–20% (Natron) (Gloaguen, 2000) to 4–7% (Mbulu domain, see above). One of the most striking structural changes depicted on Fig. 9A is, in addition to the marked widening of the extended domain southwards, the consistent deviation of the master fault azimuth from a NS orientation in the Magadi–Natron trough to a N20°E direction along the Manyara fault and to N50°E and N60°E along the Eyasi and Balangida fault structures. The resulting clockwise rotation of the rift axis strictly coincides with the regional-scale tectono-magmatic zonation, and is thus believed to reflect the greater influence of basement fabrics in the cold and amagmatic crust/lithosphere, S of the NKVB. The NS orientation of rift structures in the Magadi–Natron magma-rich trough, at high angle to the EW extension, is typical of an orthogonal rift setting that developed above a linear mantle upwelling at depth (Achauer et al., 1992). Conversely, the N60°E azimuth of the probably

inherited master faults bounding the Mbulu domain define an oblique rift system under similar stress field conditions. The more diffuse strain (estimated at 3.5–7%) within this <130 km-wide extended zone expresses by a composite set of newly-formed faults striking NS and N40°E, i.e. at an angle of about 20° to the boundary structures. Similar 2D-map fault patterns have been obtained during experimental modeling of oblique continental rifting with a moderate angle of obliquity at 30–40° (Clifton et al., 2000). The relatively lower density of fault structures observed in the Mbulu natural case could be due to a difference in the amount of applied extension.

To the E, the contribution of deep-seated basement discontinuities during Cenozoic rifting is better supported by the parallelism and spatial coincidence of both volcanic and tectonic rift structures with the SE prolongation of the ASWA basement shear zone documented further NW in Kenya (Chorowicz, 1989; Coussement, 1995) (Fig. 9). In response to ~EW extension (e.g. Brazier et al., 2005; Calais et al., 2006), steep shear surfaces associated to the ASWA N140°E lineament might have first been reactivated as oblique fractures that permit the ascent of magma through the Chyulu Hills, Kibo, Mawenzi and parasitic belts of Mount Kilimanjaro during the onset of magmatism (Haug and Strecker, 1995; Ritter and Kaspar, 1997). At a later stage of rifting, the tectonic rejuvenation of similarly-trending basement structures, still under the inferred N90–100°E extension, led to sinistral shearing along the Pangani range which is internally dissected by NS-trending en echelon horst structures developed nearly orthogonal to extension. The typical en echelon structures emplaced along the Pangani range, as well as those associated to the Manyara bounding fault, show no evidence for significant strike-slip displacement, in agreement with the results of experimental modeling of oblique extension (Clifton et al., 2000). In the debate about the role played (Chorowicz et al., 1987; Hackman et al., 1990; Smith and Mosley, 1993) or not (Ebinger et al., 1989) by basement structures on rift geometry, unequivocal insights for the latter are not supplied by the diverging fault pattern cutting through the amagmatic part of the NTD. Indeed, Precambrian ductile fabrics in both the Mbulu and Pangani rift branches do not seem to exert a significant influence on rift fault patterns since they either display little lateral continuity in highly folded terrains (Mbulu), or are shallow-angle (~20°) structures (Pangani). The only supportive evidence for basement–rift structural relationships is provided by the parallelism of Cenozoic mapped fault traces (Eyasi, Balangida and Pangani structures) and Proterozoic brittle structures related to either dyke swarms (Mbulu) or transverse shear zone (Pangani).

6.3. Magmatic along-axis segmentation

The evolutionary sketch model of Fig. 3 shows that until stage 6.0–5.0 Ma igneous activity in the NTD was totally disconnected from the extensive magmatically active rifted domain further N in Central Kenya. The occurrence of discrete volcanic provinces to the S suggests an episodic ascent and melting of mantle sources through a still normal-thickness lithosphere in an early stage of the NTD development. The

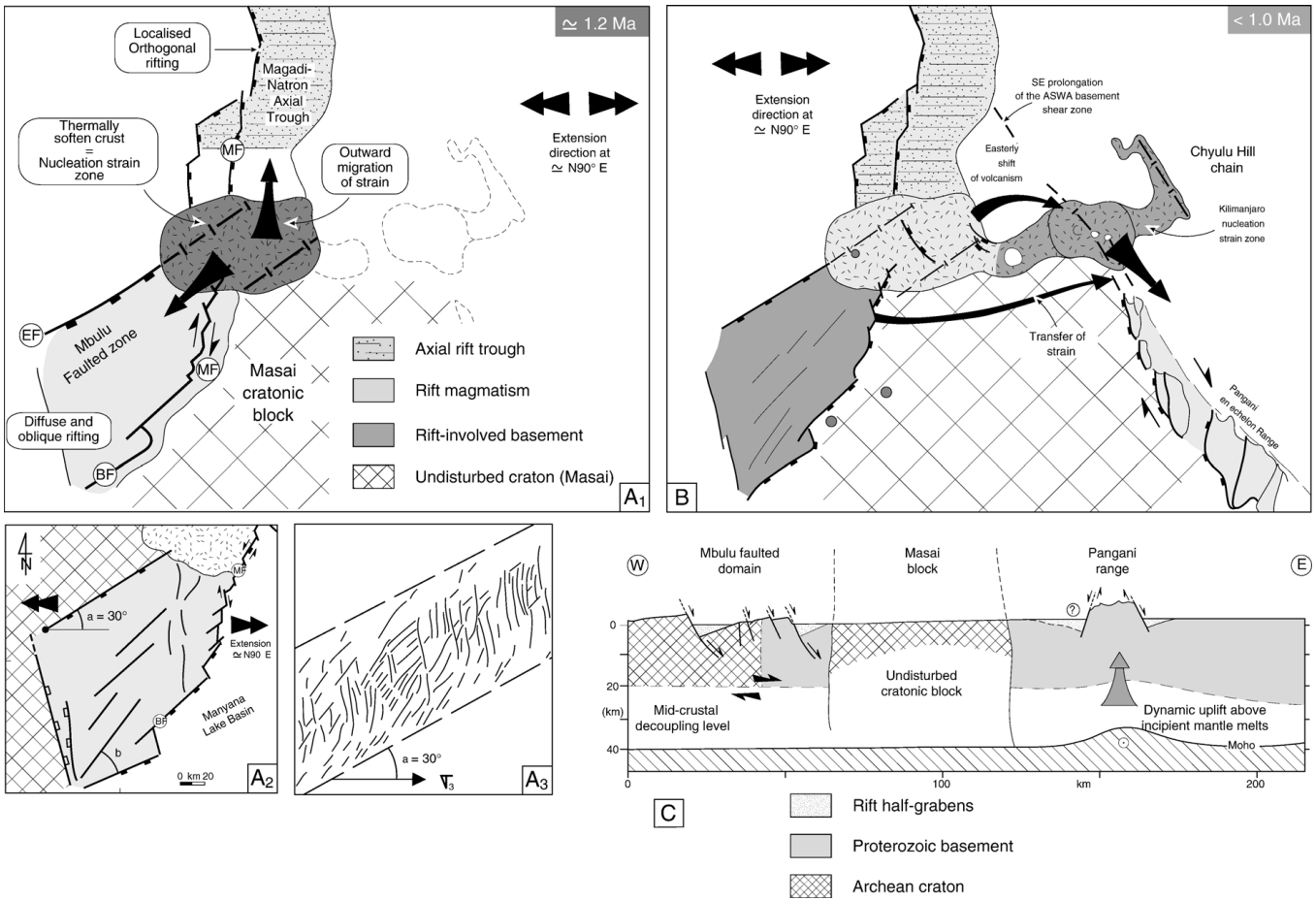


Fig. 9. Conceptual model for the tectonic and magmatic development of the S Kenya–N Tanzania rifted domain during Neogene times. A. Two-staged evolutionary model emphasizing the role of magmatism distribution on the propagation of strain. B₁. Interpretation of the Mbulu faulted plateau as an oblique rift zone. B₂. Comparisons with fault patterns obtained during experimental modeling of oblique extension (from Clifton et al., 2000). C. Crustal-scale cross-section of the NTD illustrating the contrasted mechanical behaviour of the stretched crust on both sides of the Masai cratonic block. The location of the decoupling level in the rifted crust to the W fits with the depth distribution of seismicity (Shudofsky et al., 1987; Nyblade and Langston, 1995; Brazier et al., 2005). Open circle at the bottom of the Pangani uplifted range indicates the northerly (orthogonal to the section) origin of mantle melts inferred to have caused significant dynamical uplift during recent times.

corresponding melt/magma chamber could have been linked to the main magmatic body underneath Central Kenya in two end-members ways. Far-travelled melts might have flowed at depth from the main mantle perturbation underneath the Central Kenya rift towards the nascent volcanic province in the NTD. The southerly lateral flow of plume material along a distance of c. 200 km might have been channelized by relief at the base of the lithosphere, in agreement with the model applied at a greater scale by Ebinger and Sleep (1998) about the distribution of Cenozoic magmatism in NE Africa in relation with the Ethiopian megaplume. Conversely, a localized thermal anomaly could have directly occurred beneath the NTD, the dimension of which being tentatively deduced from the sub-radial distribution of nearly all of Neogene eruptive centers (excepted the Hanang, Kwaraha and Kilimanjaro external edifices) within a c. 100 km diameter size, centered on the Burko–Essimigor area (Figs. 1 and 2). Following this assumption, the rift fault network radiating from the Burko area (Fig. 1) might have been triggered by additional dome-induced radial tensile stress, as similarly proposed by Fairhead and Walker (1979) about the triple-like rift pattern involving the transverse Kavirondo rift arm further N (Fig. 3A). Whatever is the local or far-travelled origin of the mantle perturbation responsible for magmatism in the NTD, the sharp boundary of surface volcanism along the NKVB suggests the abrupt arrest of the southerly-migrated melting products at depth against a mechanical barrier coincident with the step-like morphology of the lithosphere at the northern craton margin.

At the scale of the S Kenya–N Tanzania rift system, the age distribution of Neogene magmatism ahead of the developing rift undoubtedly demonstrates that rifting propagated discontinuously southwards *via* discrete magmatic nucleation cells. A similar punctiform fashion of rift propagation has previously been applied to the Red Sea and Ethiopian segmented rifts (Bonatti, 1985; Nicolas et al., 1994; Ebinger and Casey, 2001), whilst it is considered by other authors as a less energetically mechanical process thus requiring less total driving force than if the rift were to be formed simultaneously along its entire length (Parmentier and Schubert, 1989).

6.4. Strain/magmatism relationships

With regards to the classical issue dealing with timing relationships between magmatic and faulting activities in continental rifts, strong evidence exists in the NTD to support the view that magmatism preceded extension (Baker and Wohleberg, 1971; Baker, 1987). Onset of volcanism is thus too early in the rift evolution of the NTD to have been entirely caused by lithospheric stretching and it should rather result from a major mantle thermal anomaly. The model illustrated in Fig. 3 shows that the 1.2 Ma-old major rift episode occurred at stage 5, i.e. when the surface extent of Neogene volcanism was at its maximum. From this simple spatial/timing correlation of strain and magmatism, it can be argued that the inferred melting material underneath part of the NTD led to considerable thermal weakening of the lower crustal layer, hence promoting focusing of higher deviatoric stress in the upper crust which was then

favourable to record brittle tensile failure under applied extension. That supports the view, already recognized elsewhere by various authors (e.g., Gans et al., 1989; Benes and Davy, 1996; Callot et al., 2002), that localized thermal anomalies and induced lithospheric magmatism played a key-role in the focusing and propagation of strain during the Neogene tectonic development of the NTD. Therefore, recent faulting in the NTD might have initiated above the magmatic soften area that roughly coincided with the NKVB before propagating outwards throughout the adjacent and intact crust (Fig. 9A). The resulting sub-meridian age migration of strain is further complicated by a W–E age progression that occurred at a later stage of rifting. The western part of the NKVB is assumed to have first linked, at c. 1.2 Ma, the Magadi–Natron axial rift pattern and the Mbulu less strained domain southwards *via* the Ngorongoro faulted area (Fig. 9A). A similar scenario is envisaged for the later tectono-magmatic evolution of the Kilimanjaro–Pangani eastern area where the emplacement of the Mawenzi–Kibo magmatic centers at <1.0 Ma is likely to have promoted the nucleation of a discrete cell of strain that subsequently migrated southeastwards along the ASWA Proterozoic shear zone, giving rise to the Pangani range (Fig. 9B) and its offshore continuation in the Kerimbas active fault-basin pattern (Mougenot et al., 1986). The broadly linear eastward decrease in age of strain is consistent with the relative youthfulness of master fault scarps from W to E (Figs. 5 and 8). Similar lateral changes in strain distribution are reported in the Turkana rift (N Kenya) and have been assigned by Morley (1994) to lithospheric strengthening effects. Such a scenario is not envisaged for the NTD for the following reasons. Firstly, the amount of lithospheric thinning under the main rift axis in S Kenya (Magadi–Natron trough) is too small (Achauer et al., 1992) to have been accompanied by sufficient mineral phase changes (olivine *versus* Q-Fk) for a significant strengthening of the lithosphere. Secondly, the structural development of the eastern rift branch (Pangani) in the NTD is not accompanied by the abandonment of strain along the older branch to the W which is still the locus of intense seismic activity (Shudofsky et al., 1987; Nyblade and Langston, 1995; Ibs von Seth et al., 2001). The location of extension in recent times (<1 Ma) along two diverging branches in the NTD is believed to be a direct consequence of the eastward shift of magmatism along the NKVB. The nature of the causal mechanisms for the W–E migration of magmatism is a long-standing problem that concerns other off-axis volcanic provinces along the Kenya rift (Nyambeni and E Turkana, e.g., Baker et al., 1971; King, 1978; Williams, 1978; Bosworth, 1987). This issue is beyond the scope of the present work, but one should notice that at a broad scale, the WNW-directed absolute plate motion of Africa above a fixed mantle anomaly, as recently refined by Gripp and Gordon (2002), is consistent with the eastward migration of magmatism along the NKVB.

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

lithosphere along the northern boundary of the nearly undeformed Masai crustal block.

The spatio-temporal framework of magmatism in Fig. 3 also reveals clearly the diachronous emplacement of variously-trending volcanic axes over the NTD. Indeed, older magmatic axes with dominant NS and NE–SW orientations (referred to as ET, MT, and TT) were first emplaced to the W, whilst the intrusion of younger fissure-type volcanics to the E followed NW–SE-striking axes (EnT, CT, SKT). Given that emplacement of all magmatic axes was likely governed by a steady-state direction of extension at N90–100°E, their specific distribution should be rather controlled by the rejuvenation of variously-oriented basement discontinuities in geographically separate crustal zones progressively weakened by easterly-shifted thermal anomalies.

6.5. Surface rift arrangement and lithospheric pattern

In extensional settings, many geometrical parameters of fault patterns, such as the 2D-map dimension of the deformed zone, as well as individual fault length distribution, are known to be partly controlled by mechanical layer thickness (Brun, 1999, and references therein). When comparing fault parameters relevant to the Magadi–Natron narrow (60 km) trough and the Mbulu wider faulted plateau (>120 km), it appears that mean fault length increases markedly from 5–7 km up to c. 30 km, respectively (Fig. 5C and D). These along-strike variations in the surface rift fault pattern are consistent with the southerly increase in crustal thickness deduced from geophysical investigations and earthquakes centroid depths (Last et al., 1997). More surprisingly, there are no systematic changes in symmetrical/asymmetrical fault/basin profiles from the Magadi–Natron to the Mbulu rift portions in relation with their magmatic *versus* amagmatic nature. Indeed, both rift domains are dominated by asymmetrical structures, facing consistently to the E, with an increasing degree of asymmetry southwards from a graben (Magadi), to a half-graben (Natron), and a system of domino-type tilted fault blocks (Mbulu) (Fig. 5). By analogy with results from rift modeling (Brun et al., 1985; Faugère and Brun, 1986), it is therefore suggested that extension along the main (western) rifted zone in the NTD was accompanied at depth by significant intra-crustal decoupling, probably close to the brittle–ductile interface, and with an eastward sense of shearing, i.e. synthetic to major fault displacement. The distribution of seismicity indicates a strong and brittle crust in the depth range 25–34 km (Shudofsky et al., 1987; Nyblade and Langston, 1995; Brazier et al., 2005). At a greater scale, it is also noticeable that most (if not all) major depocenters in the Kenya rift, such as the Lokichar (N Kenya) or W Kerio (Central Kenya) basins, initiated as asymmetrical half-grabens, systematically bounded by east-facing normal faults, probably in response to a common crust/lithosphere-scale mechanical process operating at the scale of East Africa. The fact that the inferred mid-crustal decoupling in the NTD occurred through either Archaean or Proterozoic lithospheres, that are furthermore either undisturbed (Mbulu) or attenuated (Magadi–Natron) by mantle perturbations, suggests at first

approximation that mechanisms of crustal extension were not fully dependent on the thermal structure of the underlying mantle. That assumption apparently contradicts theoretical and experimental results of extension modeling that rather predict a greater degree of coupling, and a resulting upper crustal symmetrical fault/basin pattern, in cold and thick lithosphere (Brun et al., 1994), as should have been the case for the Archaean craton in the NTD. The lithosphere of the Tanzanian craton is thus believed to have been mechanically disrupted by Cenozoic extensional tectonism at its margin, in agreement with the earthquake analysis of Last et al. (1997), whilst it does not seem to have been significantly modified by the thermal effects of the adjoining Kenya mantle plume, as documented from (1) heat flow measurements (Nyblade et al., 1990), and (2) the spatial distribution of magmatism that avoids craton nucleus. A more striking difference in the mechanical behaviour of the stretched lithosphere in the NTD is suspected to have occurred on both sides of the Masai cratonic block when considering the structure of the Pangani horst-like range to the E (Fig. 9C). Its anomalous uplifted geometry, with maximum fault elevations (~1800 m) that are twice the values related to the Mbulu master faults (Eyasi and Manyara structures), leads us to question the role of a possible component of dynamical uplift during extension along the eastern arm of the NTD. A plausible causative mechanism could be the presence at depth of low-density ponded melt products, originating from the Kilimanjaro feeding zone and channelized southeastwards along ASWA-type transverse discontinuities. Analog off-axis hot mantle material is inferred to exist further NE underneath the Chyulu Hills area from lithospheric tomography (Ritter and Kaspar, 1997). Supportive evidence for mantle thermal anomalies beneath part of the Pangani range is supplied by field investigations carried out in July 1998 over the northern part of the Pare Mountains (Ibaya–Shighatini village, see location on Fig. 8A) where extrusion of small volume of pyroclastic material (volcanic tuffs mixed with mud) is likely to be the surface expression of incipient melting processes at depth. It is also noteworthy that a prominent sub-meridian gravity low, of unknown origin, is reported by Tesha et al. (1997) in the Pangani area. Lastly, melting of asthenospheric mantle can occur for low lithospheric extension values, as expected here about the Pangani arm, if abnormally hot mantle is present at depth (Latin and White, 1990). However, further gravimetry, geothermal and teleseismic surveys are required to better define the spatial extent of both the inferred shallow and deep thermal/melting processes in order to constrain the ‘dynamical uplift’ hypothesis applied above to the Pangani rift arm.

Acknowledgments

Research authorization was provided by the Tanzania Commission for Science and Technology and by Tanzania National Parks. We are indebted to the authorities of Kilimanjaro National Park and to Dr. J. Wakibara for their help to organize field work in the Marangu area. We thank Pr. S. Muhongo (University of Dar Es Saalam) and the French

Embassy for their support. This study was funded by the DyETI program of CNRS–INSU and by a grant of SUCRI (Western Brittany University, Brest). René Maury is kindly thanked for his constructive suggestions of the initial manuscript. The comments of M. Sandiford (editor) are greatly appreciated. The paper has also benefited from extensive critical comments by W. Bosworth and one anonymous reviewer. Contribution no. 1047 of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

References

- Achauer, U., Maguire, P.K., Mechie, J., Green, W.V., the KRISP Working Group, 1992. Some remarks on the structure and geodynamics of the Kenya rift. *Tectonophysics* 213, 257–268.
- Bagdasaryan, G.P., Gerasimovskiy, V.I., Polyakov, A.I., Gukasyan, R.K., 1973. Age of volcanic rocks in the rift zones of East Africa. *Geochemistry International* 10, 66–71.
- Baker, B.H., 1958. Geology of the Magadi area. Geological Survey of Kenya Report, 42. 81 pp.
- Baker, B.H., 1987. Outline of the petrology of the Kenya Rift alkaline province. In: Fitton, J.G., Upton, B.G. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London, Special Publication, 30, pp. 293–311.
- Baker, B.H., Wohlenberg, J., 1971. Structure and evolution of the Kenya Rift Valley. *Nature* 229, 538–542.
- Baker, B.H., Williams, L.A.J., Miller, J.A., Fitch, F.J., 1971. Sequence and geochronology of the Kenya rift volcanics. *Tectonophysics* 11, 191–215.
- Benes, V., Davy, P., 1996. Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes. *Tectonophysics* 254, 69–87.
- Bonatti, E., 1985. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to oceanic rift. *Nature* 316, 33–37.
- Bosworth, W., 1985. Geometry of propagating rifts. *Nature* 316, 625–627.
- Bosworth, W., 1987. Off-axis volcanism in the Gregory rift, east Africa: implications for models of continental rifting. *Geology* 15, 397–400.
- Bosworth, W., 1992. Mesozoic and Tertiary rifting in East Africa. *Tectonophysics* 209, 115–137.
- Bosworth, W., Strecker, M., 1997. Stress field changes in the Afro-Arabian Rift System during the Miocene to Recent period. *Tectonophysics* 278, 47–62.
- Brazier, R.A., Nyblade, A., Florentin, J., 2005. Focal mechanisms and the stress regime in NE and SW Tanzania, East Africa. *Geophysical Research Letters* 32. doi:10.1029/2005GL023156.
- Brun, J.P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 357, 695–712.
- Brun, J.P., Choukroune, P., Faugères, E., 1985. Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, 139–144.
- Brun, J.P., Sokoutis, D., Van den Driessche, J., 1994. Analog modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology* 22, 319–322.
- Calais, E., Ebinger, C.J., Hartnady, C., Nocquet, J.M., 2006. Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data. In: Yirgu, G., Ebinger, C.J., Maguire, P.K. (Eds.), *Structure and Evolution of the Rift Systems Within the Afar Volcanic Province, Northeast Africa*. Geological Society of London, Special Publication, 259, pp. 9–22.
- Callot, J.P., Geoffroy, L., Brun, J.P., 2002. Development of volcanic margins: three-dimensional laboratory models. *Tectonics* 21. doi:10.1029/2001TC901019.
- Cerling, T.E., Powers, D.W., 1977. Paleorifting between the Gregory and Ethiopian rifts. *Geology* 5, 441–444.
- Charbit, S., Guillou, H., Turpin, L., 1998. Cross calibration of K–Ar standard minerals using an unspiked Ar measurement technique. *Chemical Geology* 150, 147–159.
- Chorowicz, J., 1989. Transfer and transform fault zones in continental rifts: examples in the Afro-Arabian rift system. Implications of crust breaking. *Journal of African Earth Sciences* 8, 203–214.
- Chorowicz, J., Le Fournier, J., Vidal, G., 1987. A model for rift development in Eastern Africa. *Geological Journal* 22, 495–513.
- Clifton, A.E., Schlische, R.E., Withjack, M.O., Ackermann, R.V., 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of clay modeling experiments. *Journal of Structural Geology* 22, 1491–1509.
- Cochran, J.R., 1981. The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. *Journal of Geophysical Research* 86, 263–287.
- Courillot, V., 1982. Propagating rifts and continental break-up. *Tectonics* 3, 239–250.
- Coussement, C., 1995. Structures transverses et extension continentale. Le rôle des zones de failles d'Assoua et TRM dans la cinématique néogène du système de rift est-africain. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Brest, France. 222 pp.
- Crossley, R., Knight, R.M., 1981. Volcanism in the western part of the Rift valley in Southern Kenya. *Bulletin of Volcanology* 44, 117–128.
- Dawson, J.B., 1992. Neogene tectonics and volcanicity in the North Tanzania sector of the Gregory Rift Valley: contrasts with the Kenya sector. *Tectonophysics* 204, 81–92.
- Delvaux, D., Levi, K., Kajara, R., Sarota, J., 1992. Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa–North Malawi Rift valley (East African Rift System). *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* 16, 383–406.
- Ebinger, C.J., Sleep, N.H., 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *Nature* 395, 788–791.
- Ebinger, C.J., Casey, M., 2001. Continental breakup in magmatic provinces; an Ethiopian example. *Geology* 29, 527–530.
- Ebinger, C.J., Deino, A.L., Drake, R.E., Tesha, A.L., 1989. Chronology of volcanism and rift propagation: Rungwe volcanic province, East Africa. *Journal of Geophysical Research* 94, 15,785–15,803.
- Ebinger, C.J., Poudjom Djomani, Y., Mbede, E., Foster, A.N., Dawson, J.B., 1997. Rifting Archean lithosphere: Eyasi–Manyara–Natron rifts, East Africa. *Journal of the Geological Society of London* 154, 947–960.
- Evans, A.L., Fairhead, J.D., Mitchell, J.G., 1971. Potassium–argon ages from the volcanic province of Northern Tanzania. *Nature* 229, 19–20.
- Evernden, J.F., Curtiss, G.H., 1965. The potassium–argon dating of late Cenozoic rocks in East Africa and Italy. *Current Anthropology* 6, 343–385.
- Fairhead, J.D., Walker, P., 1979. A detailed gravity study of the crustal structure associated with the Kavirondo rift valley, East Africa. *Geodynamical Evolution of the Afro-Arabian Rift System*. Acad. Naz. Lincei, Rome, pp. 99–109.
- Fairhead, J.D., Mitchell, J.G., Williams, L.A., 1972. New K/Ar determinations on rift volcanics of S Kenya and their bearing on age of rift faulting. *Nature* 238, 66–69.
- Faugère, E., Brun, J.P., 1986. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 299, pp. 365–370.
- Foster, A.N., Ebinger, C.J., Mbede, E., Rex, D., 1997. Tectonic development of the northern Tanzanian sector of the East African Rift System. *Journal of the Geological Society of London* 154, 689–700.
- Fournier, M., Bellahsen, N., Fabbri, O., Gunnell, Y., 2004. Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5, Q11005. doi:10.1029/2004GC000731.
- Gans, P.B., Bohron, W.A., Scherer, E., 1989. Synextensional Magmatism in The Basin and Range Province: A Case Study from the Eastern Great Basin. *Geological Society of America, Special Paper*, 233. 53 pp.
- Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of Structural Geology* 141, 609–620.
- Gloaguen, R., 2000. Analyse quantitative de l'extension continentale par imagerie satellitale optique et radar. Application au rift sud-kenyan. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Brest, France. 277 pp.
- Green, W.V., Achauer, U., Meyer, R.P., 1991. A three-dimensional seismic image of the crust and upper mantle beneath the Kenya rift. *Nature* 354, 199–203.
- Gripp, A.E., Gordon, R.G., 2002. Young tracks of hot spots and current plate velocities. *Geophysical Journal International* 150, 321–361.
- Grommé, C.S., Reilly, T.A., Mussett, A.E., Hay, R.L., 1970. Paleomagnetism and potassium–argon ages of volcanic rocks of Ngorongoro Caldera, Tanzania. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 22, 101–115.

- Guillou, H., Carracedo, J.C., Day, S., 1998. Dating the Upper Pleistocene–Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K–Ar technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86, 137–149.
- Guillou, H., Singer, B.S., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 331–343.
- Hackman, B.D., Charsley, T.J., Key, R.M., Wilkinson, A.F., 1990. The development of the East African Rift system in north-central Kenya. *Tectonophysics* 184, 189–211.
- Haug, G.H., Strecker, M.R., 1995. Volcano-tectonic evolution of the Chyulu Hills and implications for the regional stress field in Kenya. *Geology* 23, 165–168.
- Hautot, S., Tarits, P., Wheeler, K., Le Gall, B., Tiercelin, J.J., Le Turdu, C., 2000. Deep structure of the Baringo Rift Basin (central Kenya) from three-dimensional magnetotelluric imaging: implications for rift evolution. *Journal of Geophysical Research* 105, 23,493–23,518.
- Hay, R.L., 1976. *Geology of the Olduvai Gorge*. University of California Press, Berkeley.
- Ibs von Seth, M., Blumenstein, S., Wagner, R., Hollnack, D., Wohlenberg, J., 2001. Seismicity, seismotectonics and crustal structure of the southern Kenya Rift: new data from the lake Magadi area. *Geophysical Journal International* 146, 439–453.
- Isaacs, G.L., Curtis, G.H., 1974. Age of early Acheulian industries from Peninj Group, Tanzania. *Nature* 249, 624–627.
- King, B.C., 1978. Structural evolution of the Gregory rift valley. In: Bishop, W.W. (Ed.), *Geological Background to Fossil Man*, 6. Geological Society of London, pp. 29–45.
- Last, R.J., Nyblade, A.A., Langston, C.A., Owens, T.J., 1997. Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh phase velocities. *Journal of Geophysical Research* 102, 24,469–24,483.
- Latin, D., White, N., 1990. Generating melt during lithospheric extension: pure shear *versus* simple shear. *Geology* 18, 327–331.
- Le Gall, B., Gernigon, L., Rolet, J., Ebinger, C., Gloaguen, R., Nilsen, O., Dypvik, H., Deffontaines, B., Mruma, A., 2004. Neogene–Holocene rift propagation in central Tanzania: morphostructural and aeromagnetic evidence from the Kilombero area. *Bulletin of the Geological Society of America* 116, 490–510.
- Le Pichon, X., Gaulier, J.M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics* 153, 271–274.
- MacIntyre, R.M., Mitchell, J.G., Dawson, J.B., 1974. Age of fault movements in Tanzanian sector of East African Rift System. *Nature* 247, 354–356.
- Maguire, P.K., Long, R.E., 1976. The structure of the western flank of the Gregory Rift (Kenya), part 1, the crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 44, 661–675.
- Manega, P.C. 1993. *Geochronology, geochemistry and isotopic study of the Plio-Pleistocene hominid sites and the Ngorongoro Volcanic Highland in northern Tanzania*. PhD thesis, University of Colorado.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., Gillot, P.Y., 1997. Propagation of rifting along the Arabia–Somalia plate boundary: the Gulfs of Aden and Tadjoura. *Journal of Geophysical Research* 102, 2681–2710.
- Matheson, F.J., 1966. *Geology of the Kajiado area*. Geological Survey of Kenya Report, 70.
- McCall, G.J., 1967. *Geology of the Nakuru–Thomson’s Fall-Lake Hannington area*. Geological Survey of Kenya Report, 78. 122 pp.
- McConnell, R.B., 1972. Geological development of the rift system of Eastern Africa. *Bulletin of the Geological Society of America* 83, 2549–2572.
- Morley, C.K., 1994. Interaction of deep and shallow processes in the evolution of the Kenya rift. *Tectonophysics* 236, 81–91.
- Morley, C.K., Wescott, W.A., 1999. Sedimentary environment and geometry of sedimentary bodies determined from subsurface studies in East Africa. In: Morley, C.K. (Ed.), *Geoscience of Rift Systems — Evolution of East Africa*, 44. American Association of Petroleum Geologists, pp. 211–231.
- Morley, C.K., Wescott, W.A., Stone, D.M., Harper, R.M., Wigger, S.T., Karanga, F.M., 1992. Tectonic evolution of the northern Kenya rift. *Journal of the Geological Society of London* 149, 333–348.
- Mougenot, D., Recq, M., Virlogeux, P., Lepvrier, C., 1986. Seaward extension of the East-African Rift. *Nature* 321, 599–603.
- Mousseau, M., 2004. *Champs de failles en contexte de divergence de rift intracontinental*. DEA Report. University of Brest. 50 pp.
- Mugisha, F., Ebinger, C.J., Strecker, M., Pope, D., 1997. Two-stage rifting in the Kenya Rift: Implications for half-graben models. *Tectonophysics* 278, 61–81.
- Nicolas, A., Achauer, U., Daignieres, M., 1994. Rift initiation by lithospheric rupture. *Earth Planetary Science Letter* 123, 281–298.
- Nyblade, A.A., Langston, C.A., 1995. East African earthquakes below 20km depth and their implications for crustal structure. *Geophysical Journal International* 121, 49–62.
- Nyblade, A.A., Pollack, D.L., Jones, F., Mushayandevu, M., 1990. Terrestrial heat flow in east and southern Africa. *Journal of Geophysical Research* 95, 17,371–17,384.
- Parmentier, E.M., Schubert, G., 1989. Rift propagation. *Geophysical Research Letters* 16, 183–186.
- Prodehl, C., Keller, G.R., Khan, M.A., 1994. Crustal and upper mantle structure of the Kenya rift. *Tectonophysics* 236, 483.
- Ritter, J.R., Kaspar, T., 1997. A tomography study of the Chyulu Hills, Kenya. *Tectonophysics* 278, 149–169.
- Saggerson, E.P., 1963. *Geology of the Simba–Kibwesi area*. Geological Survey of Kenya Report, 58. 70 pp.
- Schlische, R.W., Young, S.S., Achermann, R.V., Gupta, A., 1996. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology* 24, 683–686.
- Shudofsky, G., Cloetingh, S., Stein, S., Wortel, R., 1987. Unusually deep earthquakes in East Africa: constraints on the thermo-mechanical structure of a continental rift system. *Geophysical Research Letter* 14, 741–744.
- Smith, M., Mosley, P., 1993. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa. *Tectonics* 12, 591–606.
- Strecker, M.R., Blisniuk, P.M., Eibacher, G.H., 1990. Rotation of extension direction in the central Kenya Rift. *Geology* 18, 299–302.
- Tesha, A.L., Nyblade, A.A., Keller, G.R., Doser, D.I., 1997. Rift localization in suture-thickened crust: evidence from Bouguer gravity anomalies in north-eastern Tanzania, East Africa. *Tectonophysics* 278, 315–328.
- Vail, J.R., 1970. Tectonic control of dykes and related eruptive rocks in eastern Africa. In: Clifford, T.N., Gass, I.G. (Eds.), *African Magmatism and Tectonics*. Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 337–354.
- Vétel, W., Le Gall, B., 2006. Dynamics of prolonged continental extension in magmatic rifts: the Turkana Rift case study (North Kenya). In: Yirgu, G., Ebinger, C.J., Maguire, P.K. (Eds.), *The Structure and Evolution of the East African Rift System in the Afar Volcanic Province*. Geological Society of London, Special Publication, 259, pp. 211–235.
- Walsh, J., 1969. *Geology of the Eldama Ravine–Kabarnet area*. Geological Survey of Kenya Report, 83. 48 pp.
- Williams, L.A., 1964. *The geology of the Narok district*. Proceedings of the East Africa Academy 1, 37–49.
- Williams, L.A., 1967. *Geology of the Nairobi region*. In: Morgan, W.T. (Ed.), *Nairobi: City and Region*. Oxford University Press, Nairobi, pp. 1–13.
- Williams, L.A., 1978. The volcanological development of the Kenya rift. In: Neumann, E.R., Ramberg, I.B. (Eds.), *Petrology and Geochemistry of Continental Rift*. Reidel, Dordrecht, pp. 101–122.
- Wilkinson, P., Mitchell, J.G., Cattermole, P.J., Downie, C., 1986. Volcanic chronology of the Meru–Kilimanjaro region, Northern Tanzania. *Journal of the Geological Society of London* 143, 601–605.
- Wright, J.B., 1967. *Geology of the Narok area*. Geological Survey of Kenya Report, vol 80.

Annexe B

Fiches descriptives des sites : exemple de GIDA

INSTALLATION

Site : GIDA The :/...../2007 at :h...TU **Lat 3, °S** **Lon 35, °E**
Operators names :

Adress : Dumbe Chend, (sub-village : Gidamilanda)
Nearest town : Marnuas ~30 km (1h30)
Geographic situation : Eastern coast of Eyasi Lake, South of Mang'ola and site MARN.
Access : East of the « main road » : turn to the left when you see the African Inland Church house. Drive about 10 minutes more (~2 km). The site is about 60 m from the watchman's house.

Authority : ?
Place owner : ?
Contacts/Guides: + Gitawary Mifurda



Watchman : Gebangi Gilongo
Allowance : 15 000 TZS for the fence(given), 60 000 TZS/m



Type of site:



Site : GIDA				
Geology : Grano-Diorite				
Earthquakes already felt (y/n, when, frequency...) :				
Problems : animals : the watchman will build a fence (15 000 TZS given the 2/03/07)				
Material :				
Sensor	Type and serial N° :			
	Orientation : to the N ?			
	Position : directly on the rock			
		<u>Channel 1</u>	<u>Channel 2</u>	<u>Channel 3</u>
	Noise visible ?	y/n	y/n	y/n
	Minimum display scale (should be between 9 and 13)			
	Is a seismic signal visible ?	y/n	y/n	y/n
Digitizer	Type and serial N° :			
	Position :			
GPS	Last Time receiver synchronisation ::h.....min TU on the/.....			
	Delta t (ms):			
	Latitude :	Longitude :	Altitude :	
Disk	Type and serial N° :			
	Disk storage :		Capacity :	
Solar pannel	Type and serial N° :			
	Position : directly on the ground			

FORM FOR VISIT OF STATION

Site :	The :/...../2007	at :h... ..TU	Operators names :
Lat	Lon		

If there is any change in the instrumentation, please indicate it :

sensor :Type and n° :	GPS Type and n°	Digitizer Type and n°:	Other changes

State of solar pannels or sector connection	<input type="checkbox"/> ok	<input type="checkbox"/> Pb :
Battery Tension :	on multimeter: _____	with TCS (<i>menu info, page 2</i>): _____

G Last Time receiver synchronisation ::h.....min TU on the/.....
P Delta t (ms):
S latitude : longitude : altitude :

Verify the leds of the GPS

S E N S O R	(with tcs)	channel 1	channel 2	channel 3
	Is the noise visible ?	yes/no	yes/no	yes/no
	Is a sismic signal visible ?	yes/no	yes/no	yes/no

A C Q U I	MED Problem encountered :		Low Bat detected	<input type="checkbox"/>
	Lost flushs cause MED pbs :		Media load pbs	<input type="checkbox"/>
	Lost flushs cause Low Bat :		Media full	<input type="checkbox"/>

Change the disk :

- **Flush on the disk the content of the flash memory (*menu flush*):**
(FLUSH) successful ? yes no
Attention answer YES to « do you want to flush » but answer NO à « do you want to format hard disk ? »
- **Wait till the flush is finished (*data flush = not running, led media off*), change physically the disk**
- Verify that the new disk in empty (*menu/infos/Nb of MED bytes*).
- Verify that a flush is possible on the new disk; if the disk is not empty answer “yes” to « do you want to format hard disk ? »
- Put a label on the old disk (code station + date and time)

New disk installed ath.....min TU
Connection to station ? yes / no **flush ?** yes / no

Old disk n° :	Disk storage (Nb of MED bytes)	New disk n° :	Capacity :	Time (TU) :h.....min TU
---------------	--------------------------------	---------------	------------	----------------------------------

Please indicate as much as possible free information on the station on the following space.