

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).

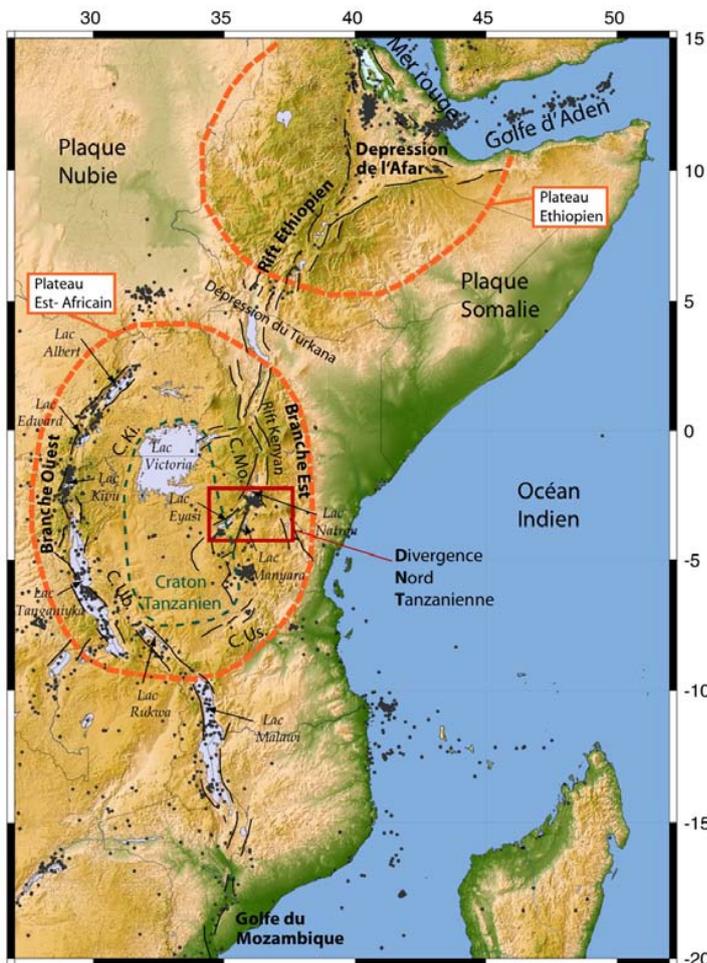


FIG. 1.4: Carte structurale simplifiée (trait noirs) du Rift Est-Africain (modèle numérique de terrain, données GTOPO30, <http://eros.usgs.gov>). La sismicité est représentée par des cercles gris (D'après le bulletin du National Earthquake Information Center, <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic>, 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 micro-plaques (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).

1.2. Contexte géodynamique

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).

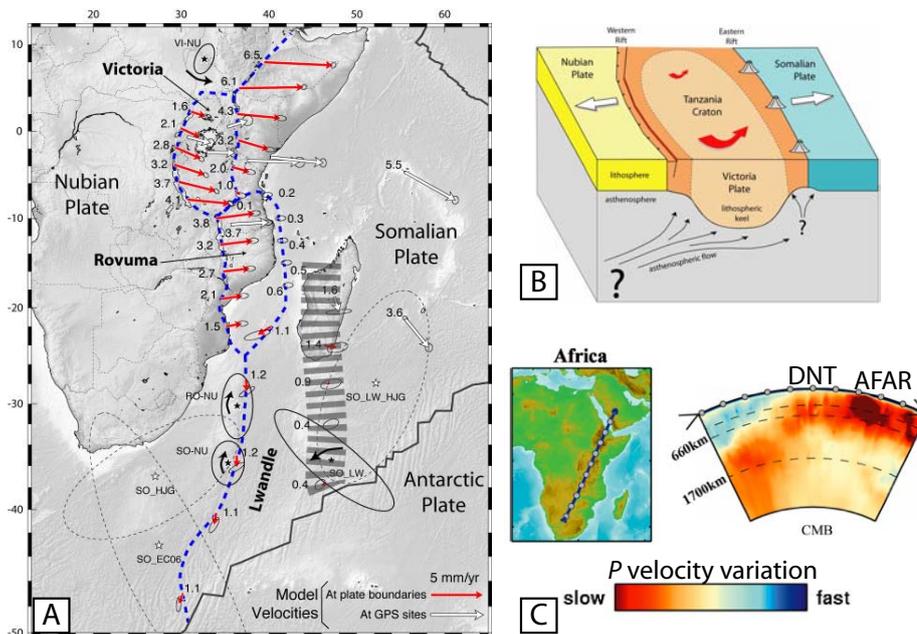


FIG. 1.5: A : Modèle cinématique du Rift Est-Africain, d'après Stamps et al. (2008). Les mouvements relatifs des plaques sont illustrés par des flèches rouges, les chiffres associés correspondent aux valeurs des vitesses calculées en mm/an. Les étoiles noires indiquent les pôles de rotation. B : Bloc 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 (< 3 km), 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).

1.2. Contexte géodynamique

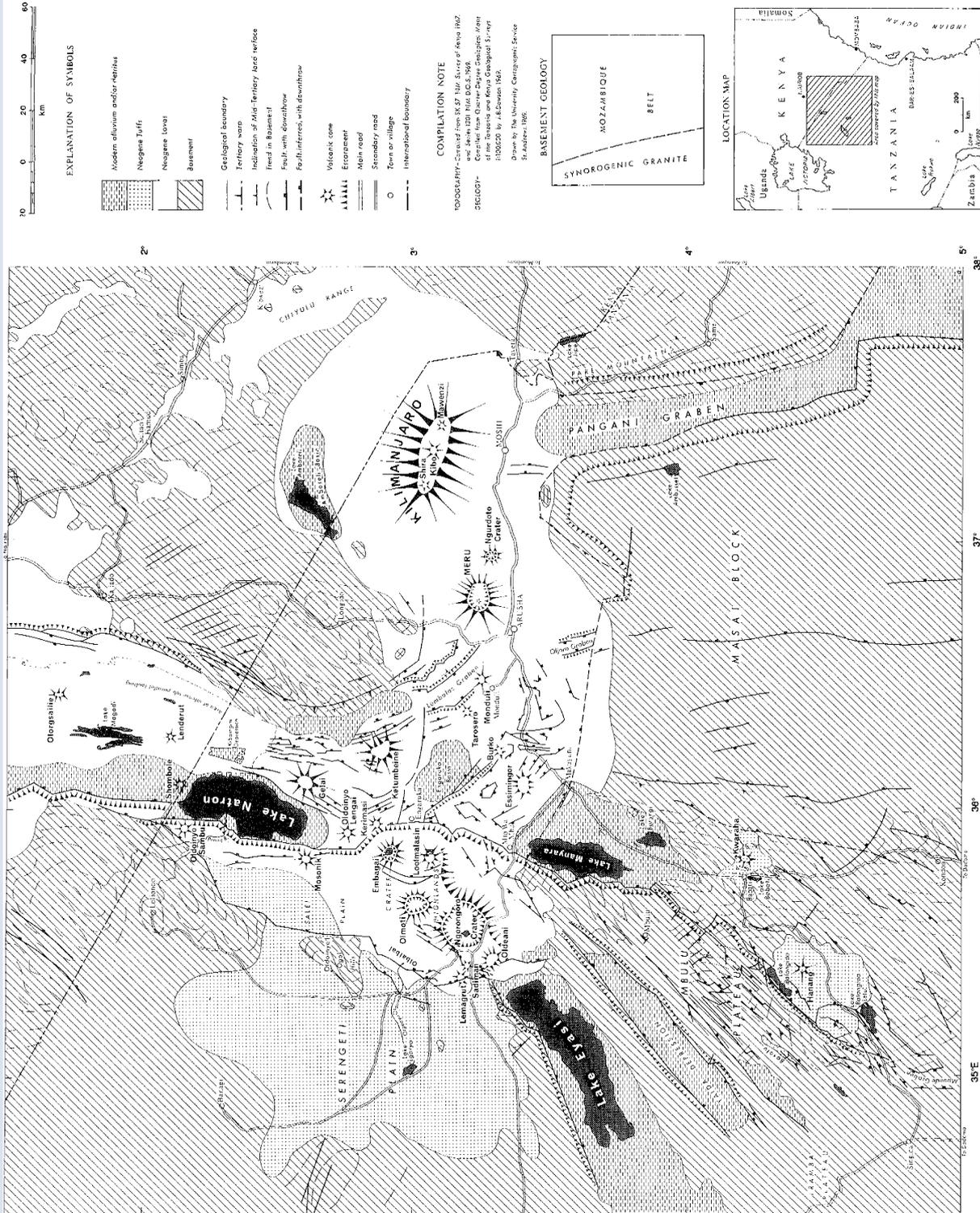


FIG. 1.6: Carte de la Divergence Nord Tanzanienne (Dawson, 1992).

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.

1.2. Contexte géodynamique

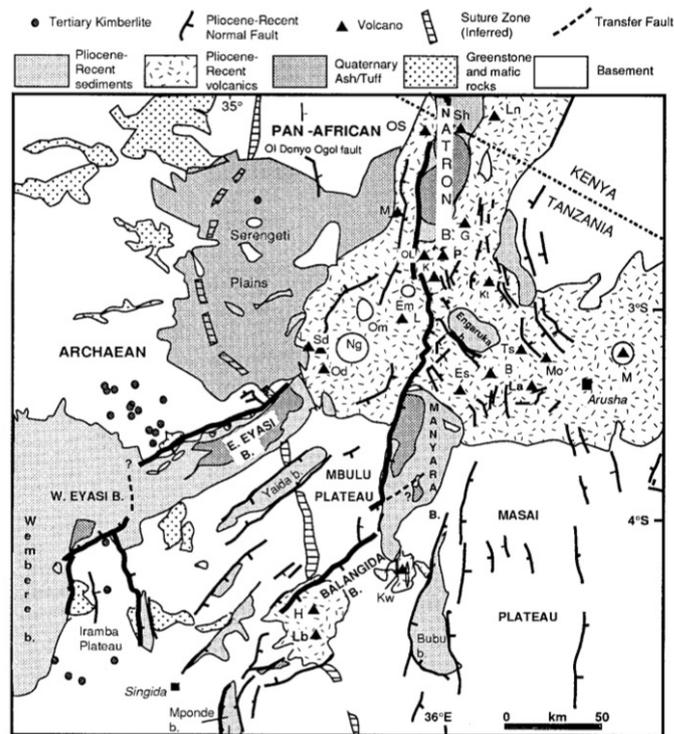


FIG. 1.7: Carte géologique de la Divergence Nord-Tanzanienne (Ebinger et al., 1997). La zone de contact supposée entre le craton archéen et la chaîne protérozoïque Mozambique, éléments du socle (“basement” en anglais), est illustrée par une bande rayée discontinue (“suture zone”). Les volcans sont indiqués 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, Mosonik ; OS, Oldoinyo Sambu ; Sh, Shombole ; G, Gelaï ; Kt, Kitumbeine ; Ts, Tarosero ; B, Burko ; Es, Essimigor ; 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).

Chapitre 1. Contexte de l'étude

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).

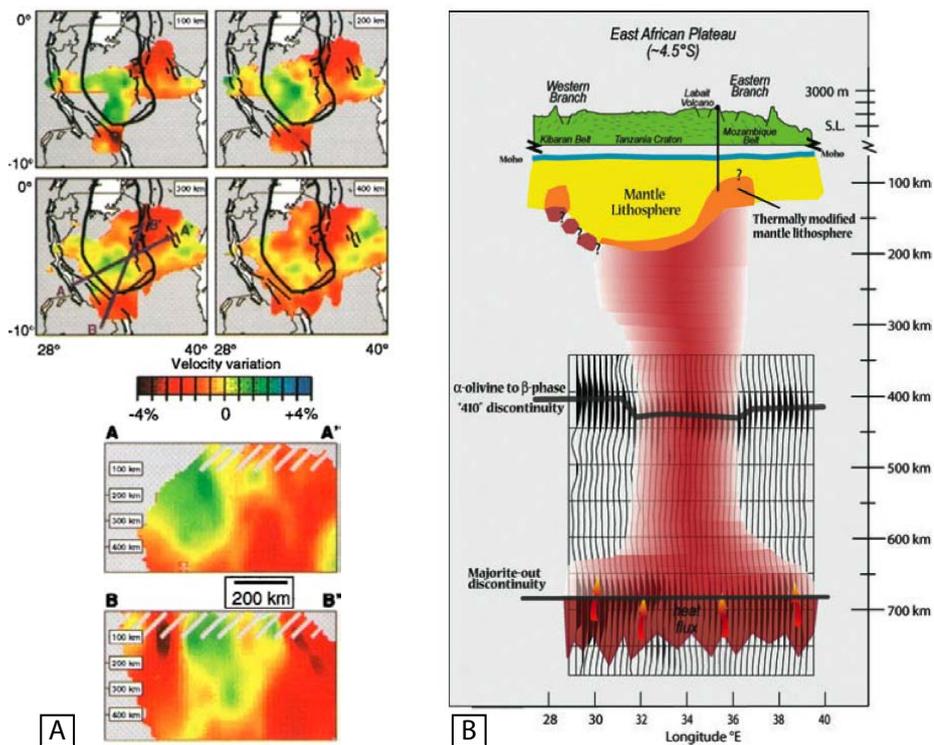


FIG. 1.8: A : Modèle tomographique réalisé à partir de l'inversion des résidus des temps de trajet des ondes S (télé-séismes) (figure issue de Ritsema et al., 1998). Coupes horizontales et verticales. B : Coupe interprétative à environ 4.5°S traversant le craton et les deux branches du rift (figure issue 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>)