Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta
Ústav petrologie a strukturní geologie

Tektonický a magmatický vývoj etiopského riftového systému

Tectonic and magmatic evolution of the Main Ethiopian Rift System

Bakalářská práce

Štěpán Dvořák

Vedoucí bakalářské práce:
Doc. RNDr. Kryštof Verner, Ph.D.

Poděkování:

V prvé řadě chci poděkovat doc. RNDr. Kryštofu Vernerovi, Ph.D. za jeho čas, rady a připomínky, které pomohly při zpracování této práce, rovněž za přátelský přístup a za volbu tématu, které mu se chci i nadále věnovat. Dále bych rád poděkoval Mgr. Karlu Martínkovi, Ph.D. za jeho pomoc s programem ArcGIS a RNDr. Jiřímu Málkovi, Ph.D. za pomoc při výpočtu paleonapětí. V neposlední řadě bych chtěl poděkovat kamarádům a rodině za jejich podporu, především mým rodičům, kteří mě stále podporují nejen v dobách studia, a proto jako výraz vděku jim věnuji tuto bakalářskou práci.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 12. 6. 2020 ……..

Klíčová slova: Hlavní etiopský riftový systém, extenze, vulkanická aktivita, tektonika, paleonapjatostní analýza

Keywords: Main Ethiopian Rift System, extension, volcanic activity, tectonics, paleostress

Anotace:

Oblasti kontinentálních riftů jsou z geologického pohledu jedny z nejpozoruhodnějších míst na Zemi. Zájmová oblast hlavního etiopského riftu, která je součástí východoafrického riftového systému, odděluje africkou, somálskou a arabskou litosférickou desku. Hlavní etiopský rift zaznamenává celý proces kontinentální extenze, od ztenčení kůry po aktivní kontinentální extenzi, která je spojena se vznikem, aktivním vývojem a intenzivní vulkanickou činností riftové struktury. Tato práce podává sumární přehled o geologické, litologické a tektonické stavbě hlavního etiopského riftu. Dále na základě provedené analýzy digitálního modelu reliéfu a paleonapjatostní analýzy ve vybraném segmentu centrální části riftu je diskutován jeho tektonický vývoj.

Summary:

From a geological point of view, the continental rifts are one of the most noteworthy places on the Earth. The Main Ethiopian Rift as a part of the East African Rift System separates the African, Somali and Arabian lithospheric plates. The Main Ethiopian Rift records the entire process of continental extension, from the crustal thinning to the continental extension including the brake-up, active rifting and intense volcanic activity. This work provides a comprehensive summary of the geological, lithological and tectonic pattern of the Main Ethiopian Rift. Furthermore, based on the analysis of the Digital Relief Model (DRM) and paleostress analysis in a selected central part of the rift the overall tectonic evolution is discussed.

Obsah práce:

1. Úvod 1
2. Obecné principy deskové tektoniky 2
   2.1. Desková rozhraní a pohyb litosférických desek 3
3. Východoafrický riftový systém 7
   3.1. Magmatismus 9
   3.2. Sedimentace 10
   3.3. Tektonika 11
   3.4. Vývoj riftu 12
4. Hlavní etiopský riftový systém 14
   4.1. Riftové segmenty 14
   4.2. Wonji Fault Belt 16
   4.3. Magmatismus 17
   4.4. Tektonika 20
   4.5. Vývoj hlavního etiopského riftu 20
5. Zlomová tektonika a paleonapjatostní analýza 22
   5.1. Koncept napětí v geologii 22
   5.2. Metody paleonapjatostní analýzy 24

II. část 26

6. Morfotektonická analýza 26
   6.1. Zlomové struktury 28
   6.2. Výpočet paleonapětí 29
7. Diskuze 30
   7.1. Geologická stavba a magmatický vývoj MER 30
   7.2. Tektonika 31
8. Závěry a implikace 32
9. Přehled použité literatury 34

I. část

1. Úvod

Předkládaná bakalářská práce se zabývá tektonickým a magmatickým vývojem hlavního etiopského riftového systému, který je klíčovou součástí východoafrického riftu. Jedná se o ojedinělé místo na Zemi zaznamenávající všechna stádia kontinentálního rozpadu. Bakalářská práce je rozdělena na 2 části, první rešeršní a druhá vlastní výzkumná.

Úvodní kapitola je zaměřena na obecné principy deskové tektoniky, informace o stavbě Zemi a základních charakteristikách litosférických desek. Navazující podkapitola se zabývá detailnějším pohledem do deskové tektoniky, kde jsou popsány mechanismy a důsledky pohybů litosférických desek. Dále jsou popsána desková rozhraní s důrazem na divergentní rozhraní, které je pro tuto problematiku stěžejní.

Další kapitola je věnována východoafrickému riftovému systému, jednotlivé podkapitoly se zaměřují na magmatický vývoj a s ním spjatý výstup plášťového diapiru. Dále je charakterizována sedimentace riftu, detailněji je popsán tektonický vývoj spolu s kinematikou africké desky. Závěr této kapitoly pojednává o vývojových stádiích východoafrického riftu.
Ve spojitosti s východoafrickým riftem navazuje kapitola o hlavním etiopském riftu, kde je na úvodu charakterizována geologie a litologie, poté je chronologicky popsán magmatismus, tektonika a samostatný vývoj riftu. Kapitola o paleonapětí pojednává o konceptu napětí v horninách, metodách a jejich aplikaci k určení vzájemnému smyslu pohybu litosférických desek.

Druhá část práce zpracovává morfotektonickou analýzu křehkých projevů tektoniky pomocí digitálního modelu reliéfu a výpočet paleonapjatostního režimu na vybrané oblasti riftu. Cílem této bakalářské práce je komplexní rešerše hlavního etiopského riftového systému. Navzdory velkému počtu doposud publikovaných prací zůstávají zásadní skutečnosti týkající se této oblasti neobjasněny.

2. Obecné principy deskové tektoniky

Země se skládá z obalů, které jsou výsledkem gravitační diferenciace a stratifikace hmoty v prvotních fázích vývoje planety. Vnitřní jádro Země je pevné, složené především z železa a niklu, je obklopeno polotekutým vnějším jádrem, které obsahuje kromě železa a niklu příměsi kobaltu, síry, křemíku, hořčíku a kyslíku. Na vnější jádro navazuje plášť, který je oddělen od jádra Guttenbergovou diskontinuitou. Je rozdělen na spodní a svrchní plášť a je výrazně obohacen o hořčík a křemík. Tvoří většinu objemu a hmotnosti Země. Nejsvrchnějším obalem Země je litosféra, která tvoří pevnou vrstvu a zahrnuje zemskou kůru a svrchní vnější plášť. Spodní hranicí kůry tvoří Mohorovičičova diskontinuita, také zkracována MOHO. Litosféra je rozpraskaná na bloky – litosférické desky, pod kterými se nachází astenosféra. Astenosféra je plastický obal Země tvořený částečně natavenými horninami peridotitového složení. Její plastický charakter umožňuje klouzavý pohyb nadložních litosférických desek. Nachází se ve svrchním plášti, od litosféry se liší vyšší průměrnou hustotou, která je odhadována na 3,3 g/cm^3 a nižší viskozitou, která je způsobena vlivem parciálního tavení. Je to zóna poklesu rychlosti seismických vln s průměrnou teplotou zhruba 1300 °C. Průběh astenosféry není kontinuální. Díky zatížení nadložní litosféry se astenosféra zanořuje, nejvíce pod horskými masivy, kde dosahuje litosféra nejvyšších mocností. Na základě odlišných vlastností rozlišujeme 2 typy kůry.

Kontinentální kůra je tvořena převážně granitoidy, dále sedimentárními a metamorfovanými horninami. Její průměrná mocnost je 30–40 km, ale velmi silně narůstá v oblastech pásemných pohoří, kde dosahuje mocnosti až 80 kilometrů. Naopak nejméně mocná je v oblastech kontinentálních riftů. Průměrná hustota kontinentální kůry je 2,8 g/cm^3. V porovnání s oceánskou kůrou dosahuje tento typ kůry mnohem vyššího stáří. Nejstarší horniny jsou přes 4 miliardy let staré. Kontinentální litosféra je stratifikovaná na 2 vrstvy, které se projevují ostrým přechodem v rychlostech šíření seismických vln a odlišným chemickým složením. Tento přechod se nazývá Konradova diskontinuita. Svrchní vrstva (SiAl) je více felsická, s typickými horninami granitoidního složení a spodní vrstva (SiMa) obsahuje hořčíkem bohaté horniny, typicky bazalty. Konradova diskontinuita se projevuje v hloubkách 15–20 km, u oceánské kůry se neprojevuje.

Oceánská kůra se od kontinentální liší především ve složení, v mocnosti a ve stáří. Její mocnost dosahuje 5–12 kilometrů a má výrazně vyšší průměrnou hustotu 2,9–3 g/cm^3. Její relativně vysoká hustota je dána složením hornin, které je poměrně jednotvárné. Je tvořena převážně bazalty a gabry, které vznikají částečným (parciálním) tavením peridotitů svrchního pláště. Tento proces je řízen adiabatickou dekompresí, kdy při překročení teploty solidu dochází k vytavení lehkých komponent, které díky své nižší hustotě migrují směrem na povrch. Oceánská kůra vzniká na středooceánských hřbetech a zaniká v subdukčních zónách, tudíž dochází k její neustálé recyklaci.

2.1. Desková rozhraní a pohyb litosférických desek

Mechanismy pohybu litosférických desek nejsou dodnes zcela objasněny. V současné době převládá názor, že řídící silou uvádějící litosférické desky do pohybu jsou konvekční proudy v plášti. Tyto proudy vytvářejí konvekční buňky, kde teplejší plášťové hmoty stoupají směrem vzhůru a chladnější hmoty klesají směrem dolů. Toky hmot se stáčejí pod litosférou a dochází k přenosu tepla mezi astenosférou a litosférou. Nejvyšší tepelný tok se projevuje na středooceánských hřbetech a v oblastech riftů. Projevuje se zde tlak hřbetu (*ridge push*). Desky jsou od sebe oddalovány díky přebytku potenciální energie (Bott, 1991). Tepelný tok postupně klesá směrem k subdukčním zónám, zde jsou desky nejchladnější a nabývají na mocnosti. Subdukující se deska vleče za sebou zbytek desky směrem do pláště a tím vyvolává tah desky (*slab pull*). Tato síla je dnes považována za jeden z hlavních mechanismů pohybu desek (Wilson, 1993)**.** V subdukčních zónách se projevuje také „nasávání" desek (*slab suction*). Zanořující se deska vyvolává změny v konvekčních proudech pláště a toky okolních hmot, působící na obě desky, způsobují jejich přibližování (Wilson, 1993). Proti těmto silám existují síly resistentní, které působí proti nim. Například pohyb desek po astenosféře vyvolává třecí sílu (*basal drag*) (Fleitout and Froidevaux, 1983; Richardson, 1992).

Plášťové chocholy nebo také diapiry jsou vzestupné proudy horkých plášťových hmot. Vznikají ve spodním plášti, prorážejí svrchní plášť i litosféru a na povrchu se projevují jako horké skvrny, v současnosti je jich na Zemi asi 50. Na styku s litosférou způsobují její silné prohřátí, vyklenutí, zvýšenou magmatickou a vulkanickou činnost. Plášťové chocholy stojí pravděpodobně i za vznikem velkých magmatických provincií (LIP) (Richards et al., 1993).

V rámci vzájemného pohybu litosférických desek rozlišujeme konvergentní, divergentní a transformní rozhraní. Zastoupení typů deskových rozhraní na Zemi je zhruba rovnoměrné.

Konvergentní rozhraní je takové, kde se desky přibližují proti sobě. Jsou to místa, kde kůra zaniká a dochází k tvorbě kontinentů. Výsledkem pohybuju je zanořování jedné desky pod druhou neboli subdukce. Celý proces je doprovázen významnou vulkanickou a seismickou aktivitou. V rámci vzájemného styku 2 typů desek rozlišujeme 3 typy konvergentních rozhraní.

Na styku kontinentální a oceánské kůry dochází k subdukci oceánské kůry na aktivním okraji. Projevem subdukce jsou oceánské příkopy. Oceánská deska směrem od středooceánského hřbetu chladne a těžkne, díky své vyšší hustotě se zanořuje do pláště. Subdukovaná deska akumuluje materiál z mořského dna ve formě akrečního klínu (prismatu). Do subdukce jsou vtahovány i části nadložní desky, které mají členitý povrch. Zanořující se deska postupně zvyšuje teplotu a dochází k parciálnímu tavení v hloubkách ca 110 km nad subdukovanou deskou. Magma stoupá vzhůru díky své vysoké teplotě a nižší hustotě. Při výstupu parciální taveniny ze subdukční zóny dochází ke kontaminaci magmatu a ke zpomalení výstupu. Magma se kumuluje a vytváří magmatické krby a plutony (Best, 1982). V menší míře se taví sedimenty subdukované desky a ve vzácných případech dochází k tavení bazaltů subdukované desky, které generuje horniny adakity. Magma prostupuje na povrch skrz oslabené zóny a projevuje ve formě vulkanických oblouků – vulkanických pásů. Během konvergence dvou oceánských

desek probíhá subdukce jedné z nich. Tyto procesy jsou obdobné jako u subdukce oceánské desky pod kontinentální, liší se typem vznikajících oblouků. Vznikají ostrovní oblouky, které mají mírně ohnutý tvar, jež je způsoben zakřivením Země.

Při konvergentním pohybu dvou kontinentálních desek mluvíme o kolizi. Kolize dvou kontinentálních desek často vychází z původní konvergence kontinentální a oceánské desky, kdy došlo k úplné subdukci oceánské desky a konvergentním pohybem se k sobě přibližují desky kontinentální. Výsledkem je proces orogeneze, který vytváří dlouhá pásemná pohoří, jež se nejvíce podílejí na topografii Země. Pro kolizi dvou desek je charakteristická metamorfóza za velmi vysokých tlaků. Během kolize dochází k prohřátí hornin, které může být vyvoláno zanořením hornin nebo střižnými pohyby (Song et al., 2015).

Dalším typem deskového rozhraní je divergentní. Divergentní rozhraní je takové, kdy se litosférické desky pohybují směrem od sebe. Rozeznáváme 2 hlavní typy divergentního rozhraní, kontinentální rifty a středooceánské hřbety.

Kontinentální rifty

Kontinentální rifty poskytují nejkompletnější informace o vznikajícím rozpadu kontinentu (Baldridge et al., 2006). Rifting se vždy vytváří na zónách oslabení, tedy na predisponovaných místech, kde je kůra oslabena, rifting se tak může snadněji vyvinout (Versfelt and Rosendahl, 1989). Jsou to iniciální místa rozpadu kontinentů, vzniku oceánu a pasivního kontinentálního okraje na obou stranách desek. Kontinentální rift je prvotní (embryonická) fáze Wilsonova cyklu. Rozlišujeme dva typy kontinentálního riftingu, pasivní a aktivní (Turcotte and Emerman, 1983). Během pasivního riftingu je pohyb vyvolán bočním natahováním dvou desek. Hnací sílou může být tah desky (*slab pull*) nebo konvenční proudy v plášti (Wilson, 1993). V případě aktivního riftingu je rozpad je řízen konvergentním výstupem horkých plášťových hmot (plášťovým chocholem) (Sengör and Burke, 1978). V první fázi dochází vlivem vysokého tepelného toku k prohřátí a vyklenutí litosférické desky, která se ztenčuje (Ziegler and Cloetingh, 2004).

Aktivita kontinentálních riftů poskytuje obrovské kubatury magmat v relativně malém časovém měřítku (White and McKenzie, 1989). Pro magmatismus kontinentálního riftu jsou typická alkalická a tholeiitická magmata. Sublitosférický plášť se podílí na výsledném charakteru magmatu. Probíhá zde plášťová metasomatóza, sublitosférický plášť je obohacován migrujícími taveninami a fluidy, které udávají alkaličtější charakter magmatu. Magma je obohacené o inkompatibilní prvky (Harry and Leeman, 1995). Kontinentální rifting často začíná výraznou tholeiitickou fází. Přechodem od kontinentálního riftingu k středooceánského riftu se vytrácí alkalický charakter a postupně vznikají MORB bazalty (White and McKenzie, 1989). Během kontinentálního riftingu spodní kůra a plášť akomodují extenzi duktilním tokem a svrchní kůra akomoduje extenzi křehkou deformací. Existují 2 modely litosférické extenze, které jsou dnes nejvíce přijímané:

Mckenzieho model čistého střihu

Podle McKenzie (1978) ztenčování kůry nastává prostřednictvím čistého střihu. Dochází k prodloužení spodní kůry a litosférického pláště a ke křehké deformaci svrchní části litosféry. Přetvoření je rovnoměrně rozmístěno po kontinentální litosféře. Vznikají tak symetrické poklesové struktury neboli grabeny.

Wernickeho model jednoduchého střihu

Wernicke (1981) říká, že extenze je umožněna oddalováním litosféry po asymetrické poruše způsobené jednoduchým střihem. Tato porucha postihuje obě části kůry i astenosféru. Vznikají tak asymetrické poklesové struktury neboli half-grabeny. Výsledný styl extenze záleží na mechanickém stavu litosféry. Ve studené kůře vznikají úzké rifty, deformace je lokalizovaná. Naopak v prohřáté kůře vznikají rifty široké, protože je deformace distribuovaná (Buck, 1991).

Středooceánské hřbety

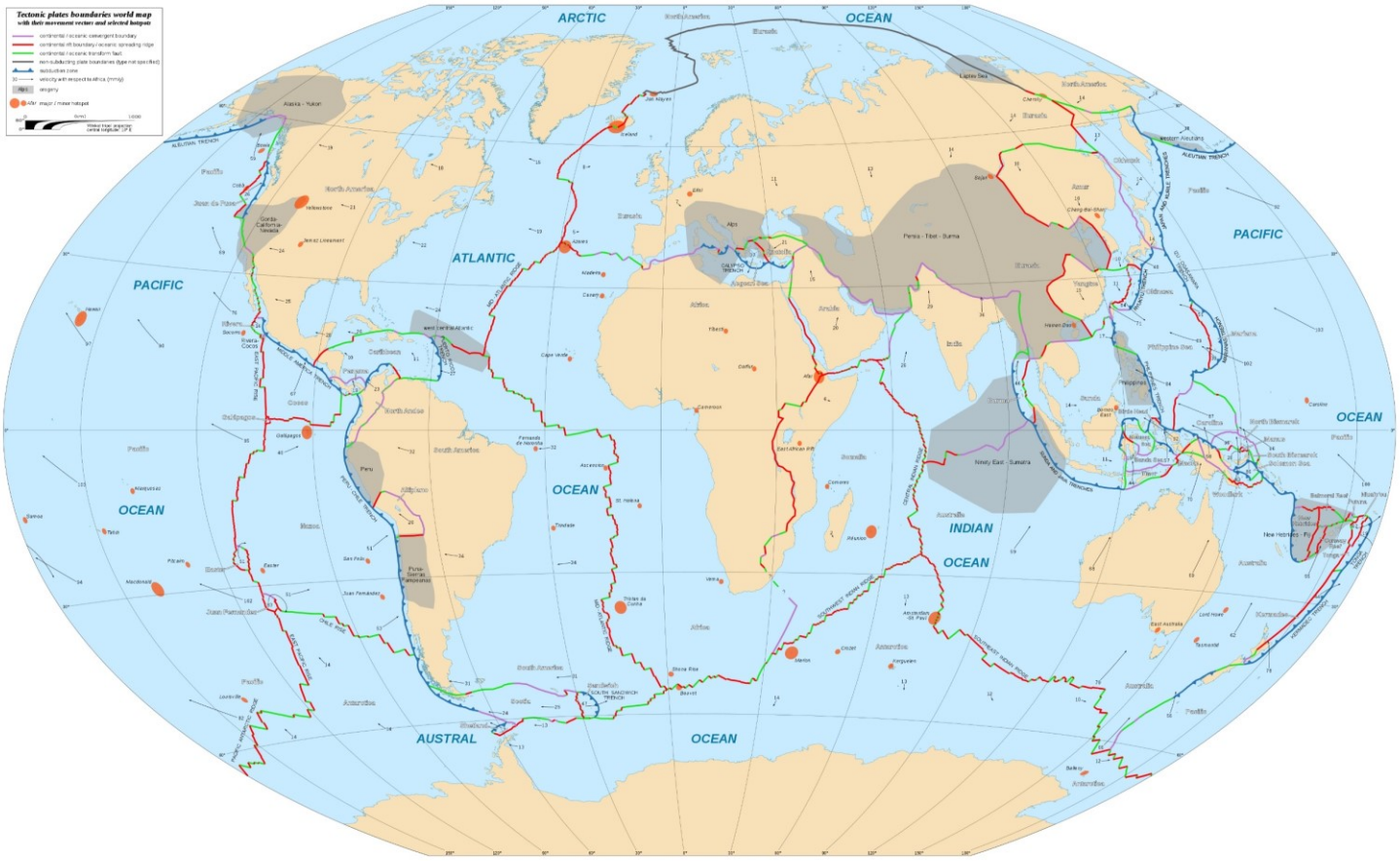
Středooceánské hřbety jsou pokročilejším stádiem kontinentálního riftingu, kdy je deska podél celého riftu rozdělena na 2 bloky a mocnost kontinentální kůry je nulová. Středooceánské hřbety tvoří dlouhá podmořská pásemná pohoří a výrazně ovlivňují morfologii mořského dna. Jsou široké v řádech stovek kilometrů až po první tisíce kilometrů a dosahují výšek až 3 kilometrů. Z větší části se jedná o systém propojený hřbetů s celkovou délkou asi 65 000 kilometrů. Oddalování desek umožňuje stoupání svrchního pláště, který dekompresním tavením generuje bazalty (Rubin, 2014). Bazalty vznikající na středooceánských hřbetech jsou označovány jako MORB bazalty (Mid-Ocean-Ridge-Basalt). Na středooceánských hřbetech se v podružném množství vyskytují andesity, dacity a pikrity. Magmatismus středooceánských hřbetů alteruje oceánskou kůru. Proces je doprovázen silnou hydrotermální aktivitou, která se projevuje ve formě takzvaných „černích a bílých kuřáků“. Chemické složení MORB bazaltů odráží rychlost rozpínání středooceánských hřbetů. Rozlišujeme pomalé a rychlé hřbety, které se liší v rychlostech rozpínání, chemismu a morfologií.

Pomalé hřbety produkují hořčíkem bohatá magmata v porovnání s rychlými hřbety. Produkce magmat je nižší a epizodická. Je to zóna užšího parciálního tavení, která se projevuje větší variabilitou ve složení bazaltů. Mají výraznou osní depresi, centrální část hřbetu je vyklenuta směrem dolu. Rychlé hřbety mají výraznější a trvalejší magmatismus. Bazalty jsou hořčíkem ochuzené oproti pomalým hřbetům. Je to také zóna širšího parciálního tavení, proto jsou bazalty více homogenní. Centrální část hřbetu je vyklenuta směrem vzhůru.

Posledním typem deskového rozhraní je transformní. Dle Wilson (1965) je transformní rozhraní takové, kdy se litosférické desky pohybují vedle sebe, desky se tedy neoddalují ani nepřibližují. Na těchto rozhraních se nová kůra nevytváří a ani nezaniká, proto je často toto rozhraní označováno jako konzervativní rozhraní. Je tvořeno systémy paralelních transformních zlomových zón, kde dochází k prokluzu desek vůči sobě (*strike slip*). Během pohybu desek dochází k tření, které je doprovázeno významnou seismickou aktivitou. Středooceánské hřbety jsou příčně přerušovány zlomy. Jelikož rychlost rozšiřování

oceánského dna není kontinuální v celé délce hřbetu, transformní zlomy kompenzují rozdíly v povrchových rychlostech desek. Nejvyšší jsou v oblastech rovníku a klesají směrem k pólům (Pinchon, 1968).

Výše zmíněná rozhraní litosférických desek se týkala vztahu mezi 2 deskami. Trojné body jsou místa styku 3 litosférických desek. V rámci 3 typů deskových rozhraní a jejich geometrii rozlišujeme 16 typů trojných bodů na základě kombinací deskových rozhraních. Označují se zkratkami podle kombinací deskových, kde R značí rift, T značí subdukci a F transformní rozhraní. Trojné body nejsou příliš stabilní a jejich stabilita závisí na typu rozhraní, geometrii a vzájemného pohybu desek. Příkladem trojného bodu je oblast Afaru, jež je místem styku 3 riftů – RRR. Tento typ rozhraní je relativně stabilní a pokud dojde k narušení toho stavu, jedna či více větví riftu se stane neaktivní a vznikne tak opuštěný rift neboli aulakogen.



Obrázek 1. Schématická mapa litosférických desek a jejich rozhraní, včetně vyznačených horkých skvrn, orogénů a rychlostí pohybu litosférických desek vzhledem k africké desce (mm/rok), převzato z https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=66499572.

Tato kapitola sumarizuje základní teze a současné poznatky týkající se obecných principů deskové tektoniky. Zdrojem literatury byly knihy zabývající se tématem obecné geologie; (Rothery, 2015; Plummer et al., 2016; Lutgens et al., 2017).

3. Východoafrický riftový systém

Východoafrický riftový systém je intrakontinentální riftový systém, který rozděluje africkou desku na 2 části, a to na desku nubijskou a somálskou (Jestin et al., 1994). Jedná se o zhruba 5000 km dlouhé divergentní rozhraní (Stamps et al., 2008). Východoafrický riftový systém, zkráceně (EARS – East African Rift System), se rozprostírá od Rudého moře, Adenského zálivu k jezeru Malawi (Saemundsson, 2010). Severní část riftu začíná v Afarském trojúhelníku a pokračuje směrem na jih přes území Etiopie, Keni, Ugandy, Rwandy, Burundi, Zambie, Tanzánie, Malawi a Mozambiku. Skládá se z řady pánví ohraničenými zlomy a z vulkanických center, které se táhnou skrz východní část Afriky zhruba v severojižním směru (Saria et al., 2014). Východoafrický rift je příkladem aktivního riftingu (Sengör and Burke, 1978), jehož průběh zaznamenává všechna vývojová stádia riftingu od iniciálního riftového stádia až k tvorbě nové oceánské kůry (Chorowicz, 2005).

Kontinentální rifty jsou obecně tvořeny systémy asymetrických grabenů – příkopů (Ebinger et al., 1984). Od počátku vývoje riftu jsou příkopy podélně vázané na rift a jsou omezeny velkými zlomovými strukturami (Ring, 2014). Příkopy jsou obecně ohraničeny vysokým reliéfem na obou stranách, který tvoří téměř souvislá paralelní horská pásma, plošiny, někdy vulkanické masivy (Chorowicz, 2005). Většinou se táhnou stovky kilometrů a jsou desítky kilometrů široké, „prázdné“ nebo vyplněny sedimenty či vulkanickými horninami (Hardarson, 2015). Segmenty východoafrického riftového systému jsou řízeny zlomovými strukturami orientované SZ-JV směrem. Rozlišujeme 2 typy těchto struktur. Velké příčné lineamenty, představující prekambrické střižné zóny, které byly reaktivovány během riftingu v období kenozoika a později připojeny se současným riftingem, a zlomové zóny, oddělující hlavní segmenty riftu do rovnoběžníkového tvaru (Chorowicz et al., 1987).

Východoafrický riftový systém tvoří 2 hlavní linie, západní a východní větev. Ty se oddělují v oblasti hlavního etiopského riftu, přibližně u 5° severní zeměpisné šířky (Fernandes et al., 2004). Hardarson (2015) dále odlišuje 3 jihovýchodní větev.

Východní větev

Východní větev, s celkovou délkou 2200 kilometrů, zahrnuje oblast Afaru, hlavního etiopského riftu, turkana riftu a keňského riftu. Na severu začíná v Afarském trojúhelníku, jižním směrem pokračuje přes Etiopii, kde tvoří hlavní etiopský riftový systém (MER). Dále prochází přes řeku Omo, jezero Turkana, keňský rift a končí v pánvi severní Tanzánii (Chorowicz, 2005). Východní část riftu je starší a vulkanicky aktivnější (Ring, 2014).

Afarský trojúhelník (Afar tripple junction) je místem styku 3 litosférických desek a to nubijské, somálské a arabské (Chorowicz, 2005). V tomto místě se stýkají 3 riftová rozhraní mezi Rudým mořem, Adénským zálivem a hlavním etiopským riftem (McKenzie et al., 1970; McClusky et al., 2003). V průběhu pozdního eocénu a raního oligocénu zde začal rifting Rudého moře a Adénského zálivu (Roman et al., 1989; Ghebreab, 1998; Watchorn et al., 1998; Leroy et al.,

2012), který způsobil oddělení arabské desky od africké (Joffe and Garfunkel, 1987; Mohriak and Leroy, 2013; Koptev et al., 2018). Severní část je tvořena vulkanickým pásmem Erta Ale, který představuje typický aktivní oceánský hřbet (Tazieff et al., 1972; Barberi et al., 1973). Pouze jižní polovina Afaru náleží východoafrickému riftovému systému (Chorowicz, 2005).

Hlavní etiopský rift navazuje na oblast Afaru na severu, postupuje SSV-JJZ směrem v délce přibližně 800 km a na jihu se napojuje na turkana rift (Corti, 2009). Je rozdělen do 3 segmentů, které se vzájemně liší zlomovou stavbou, litologií, stářím vulkanismu, rovněž zaznamenávají odlišná stádia vývoje riftu (Hayward and Ebinger, 1996). Hlavní etiopský rift představuje pokročilé stádium vývoje východoafrického riftu (Kurz et al., 2007). Je tvořen symetrickými grabeny (Woldegabriel et al., 1990).

Turkana rift se nachází mezi etiopským a keňským dómem (Dunkelman et al., 1988). Jelikož je turkana rift umístěn mezi elevacemi, má výrazně nižší nadmořské výšky. V této oblasti je vyvinuto několik half-grabenů s průběhem S-SV směru. Jsou vyplněny sedimenty kenozoického stáří s mocností až 7 km (Dunkelman et al., 1988; Chorowicz, 2005 a citace zde uvedené).

Keňský rift navazuje na turkana rift a pokračuje jižním směrem do Tanzánie. V oblasti keňského riftu docházelo k opakovanému tektonickému výzdvihu, tzv. dómingu, jehož projevem je keňský dóm. Celkově došlo k výzdvihu až 1700 m v oblasti široké více než 1000 km (Baker and Wohlenberg, 1971). Severní část keňského riftu se skládá ze 2 paralelních riftových údolí s průběhem SV směru (10°), oddělených blokem Kamasia (Chorowicz, 2005). Centrální část keňského riftu se nazývá Gregoryho rift. Tvoří jej soubor 60–70 km širokých grabenů. V blízkosti jezera Natron jižní část keňského riftu navazuje na oblast North Tanzanian divergence, kde vytváří systém širokých half-grabenů (Chorowicz, 2005 a citace zde uvedené; Ring, 2014).

Západní větev

Západní větev, s délkou 2100 kilometrů, probíhá skrz jezero Albert (Mobutu) a pokračuje jižním směrem k jezeru Malawi (Nyasa). Západní část riftu je naopak mladší s méně výraznou vulkanickou aktivitou v porovnání s východní větví. Západní větev východoafrického riftu je místem s největší subsidencí na Zemi. Riftová údolí probíhají skrz jezera, jejichž dna jsou nad či v blízkosti hladiny moře (Ring, 2014). Západní větev se dále člení na 3 segmenty (Chorowicz, 2005). Severní segment zahrnuje jezera Albert, Edward (Idi Amin) a povodí jezera Kivu. Průběh segmentu se mění od SSV k S-J směru. Centrální segment, který je tvořen povodími jezer Tanganyika a Rukwa, má průběh v SZ-JV směru. Jižní segment, s průběhem v S-J směru, je z největší části tvořen jezerem Malawi a podružnými menšími pánvemi jižně od jezera Malawi. Celkově v západní větvi východoafrického riftu nejsou vyvinuty grabenové struktury, ale pouze half-grabeny (Chorowicz, 2005 a citace zde uvedené).

Jihovýchodní větev

Jihovýchodní větev východoafrického riftu se nachází v Mozambickém kanálu (průlivu). Jedná se o nejméně vyvinutou větev východoafrického riftu (Chorowicz, 2005). Skládá se z podmořských pánví západně od Davieho hřbetu (Davie ridge), které mají osu protažení orientovanou v severním směru (Chorowicz, 2005). Podle Mougenot et al. (1986) tato větev zahrnuje pánve Pemba, Kerimbas, Lacerda a Mafia, které se napojují na východoafrický rift v tanzánském kontinentálním šelfu. Jedná se o více jak 20 km dlouhé half-grabenové zóny, které vznikly poklesovými zlomy (Chorowicz, 2005).

3.1. Magmatismus

Magmatismus a vulkanismus východoafrického riftu je spjatý s výstupem plášťového diapiru, který vyvolává výzdvih litosféry, její ztenčování a magmatickou aktivitu (Ebinger and Sleep, 1998). Magmatismus riftu je především vázán na poruchové oblasti (Korme et al., 1997) a mimo osu riftu je pravděpodobně vázán na starší sutury, které byly později reaktivovány (Chorowicz, 2005). Počet a charakter plášťových diapir není jistý (Hardarson, 2015). Frakcionace magmatu ve vyšších vrstvách litosféry způsobila množství horninových typů od mugearitů (bazalt bohatý na oligoklas), trachytů až po fonolity. Anatexí litosféry vznikly peralkalické ryolity (Chorowicz, 2005).

Vývoj riftu předcházela dřívější pre-riftová vulkanická aktivita v oblasti Turkana, na jihu Etiopie a na severu Keni v období mezi 45 a 37 mil. let ve spojitosti s plášťovou diapirou (Ebinger et al., 1993b; Furman et al., 2004). Podle Bonavia et al. (1995) tato plášťová diapira migrovala od severu k jihu vlivem pohybu desek a měla za následek ztenčování litosféry v severojižním směru. Následně se objevila v oblasti jezera Tana před 30 mil. lety s poloměr téměř 1000 km Chorowicz (2005) a způsobila rozsáhlou magmatickou aktivitu v centrální části Etiopie a Jemenu, která se projevila ukládáním masivních výlevných bazaltů a ryolitů, doprovázené termálním výzdvihem a riftingem (Hardarson, 2015). Dalším projevem této diapiry byl počátek dómingu v Etiopii okolo 30–40 mil. let, který vyvolal anomálně vysokou topografii (Koptev et al., 2018). Mezi 32 a 25 mil. let nastal rozsáhlý vulkanismus v oblasti severní a centrální části hlavního etiopského riftu. Od 25 mil. let se alkalický vulkanismus společně se zlomovými strukturami přesouval jižním směrem oběma větvemi riftu (Morley et al., 1992; Ebinger et al., 1993b; Baker et al., 1996; Hofmann et al., 1997; Menzies et al., 1997).

Vulkanická aktivita zasahující rift začala v oblasti Etiopie, kde došlo v průběhu 1 mil. let k velmi rychlé erupci plošně rozsáhlých bazaltů před 30 mil. lety (Hofmann et al., 1997). Jižně od Etiopie se v severní části keňského riftu vmístily bazalty a ryolity v období mezi 33 a 25 mil. let. Později, mezi 26 a 20 mil. let, se vmístily nefelinity a fonolity. Následně, před 15 mil. lety, vysoce hyperalkalické bazalty ve východní okrajové části (Zanettin et al., 1983; Chorowicz, 2005). Miocenní vulkanismus popsali Baker a Wohlenberg (1971) jako vulkanismus vázaný podél trhlin s bazaltovým a fonolitovým charakterem, s doprovodným mimo riftovým

vulkanismem ve východní Ugandě a dómingem okolo 300 m. V západní větvi se vulkanismus v tomto období objevil ve 4 izolovaných centrech (Ring, 2014), se stářím 10±2 mil. let (Pasteels et al., 1989; Ebinger et al., 1993a). Magmatická aktivita se zde odehrávala spíše periodicky než kontinuálně (Ring, 2014 a citace zde uvedené).

Na začátku pliocénu se objevovaly trachyty, fonolity, nefelinity a bazalty s doprovodným ryolitovým vulkanismem (Chorowicz, 2005). Docházelo k velkému dómingu okolo 1400 m (Baker and Wohlenberg, 1971). V pozdním pliocénu a kvartéru tvořil trachytický vulkanismus dno riftu, směrem na východ měl bazaltový charakter (Baker and Wohlenberg, 1971; Woldegabriel et al., 1990). Od období kvartéru až po současnost probíhá bazaltový a fonolitový vulkanismus s kalderami (Baker and Wohlenberg, 1971). Dnešní vulkanická aktivita východoafrického riftu migruje jižním směrem průměrnou rychlostí 2,5–5 cm/rok (Hardarson, 2015). Nejmladší a nejsevernější vulkanismus západní větve je silně SiO_2 nenasycený, objevují se zde draslíkem a vápníkem bohaté kamafugity a karbonatity (Rogers, 2006; Hardarson, 2015). Celkově magmatismus riftu popisuje Baker et al. (1972) jako alkalický až hyperalkalický, který se diferencoval z kontinentálních tholeiitů bohatých na inkompatibilní prvky.

3.2. Sedimentace

Sedimentace vázaná na riftové struktury je silně ovlivněna klimatem (Chorowicz, 2005 a citace zde uvedené). V oblastech depresí a jejich okolí dochází k akumulaci sedimentů, kdežto v oblastech s tektonickým výzdvihem dochází k značné erozi. Sedimenty se akumulují na úpatí hlavních zlomových struktur, kde vytvářejí aluviální vějíře, deltové systémy a platformy. V hlubokých částech pánví se nacházejí sledy homogenních nebo laminovaných organikou bohatých bahen (Tiercelin et al., 1992; Thouin and Chorowicz, 1993; Chorowicz, 2005).

V prvotních stádiích riftu se tvoří malé grabeny, které jsou vyplněny organickými a detritickými sedimenty mělkovodních jezer. V dalších stádiích následují akumulace pískem bohatých fluviálních sedimentů, které jsou později následovány jíly a kaly s vysokým podílem organické hmoty, odpovídající močálovému prostředí. V posledních stádiích riftu se sedimentace mění a vyznačuje se ukládáním mocných hlubokých lakustrinních sedimentů, tvořící turbidity podél hranic hlavních zlomů (Tiercelin et al., 1992; Thouin and Chorowicz, 1993; Chorowicz, 2005).
Jelikož je západní větev oproti východní větvi mladší, sedimentace zde začala později. Na základě datování sedimentů z oblasti jezera Tanganyika a dalších oblastí, byl stanoven začátek sedimentace okolo 12 mil. let (Cohen et al., 1993; Roberts et al., 2012). Jezera Tanganyika a Malawi představují nejlepší sedimentární sukcesi lakustrinních sedimentů v oblasti východoafrického riftu (Scholz et al., 1990). Mocnost syn-riftových sedimentů zde dosahuje více než 4 km (Rosendahl et al., 1986; Burgess et al., 1988). Tyto sedimenty jsou převáženě jemnozrnné, pevninského a jezerního původu, s doprovodnými hrubozrnnými polohami (Scholz et al., 1990).

3.3. Tektonika

Kinematika východoafrického riftového systému je nejméně jasná ze všech deskových rozhraní hlavních litosférických desek (Stamps et al., 2008). Dřívější teorie a modely považovaly africkou desku za jeden rigidní blok (Fernandes et al., 2004). Vývoj nových technologií a teorií napomáhá studiu kinematiky litosférických desek. Především GPS data jsou schopna s velmi vysokou přesností určit absolutní pohyby litosférických desek nebo vesmírné snímkování, díky kterému jsme schopni rozlišit vzájemné pohyby litosférických desek (Fernandes et al., 2004).

Deskové rozhraní mezi nubijskou (NUB) a somálskou (SOM) deskou je prokázané seismickou aktivitou a postupuje po extenzních strukturách východoafrického riftového systému (Fernandes et al., 2004). Tuto hranice lze pozorovat od 11° severní zeměpisné šířky až k 20° jižní zeměpisné šířky, kde se dále jižním směrem ztrácí hranice riftu a seismická aktivita je velmi nízká (Fairhead and Henderson, 1977). Současné kinematické modely EARS nepracují jen s interakcí mezi 2 deskami, nubijské (africké) a somálské, ale předpokládají existenci nejméně 3 mikrodesek (mikrobloků) a to Lwandle, Rovuma a Viktoria (Stamps et al., 2008; Corti, 2009). Saria et al. (2014) hovoří o možnosti dalších 2 bloků nebo mikrodesek, Masai v severní Tanzánii a Rukwa v jižní Tanzánii. Stamps et al. (2008) udávají na základě dat ze zemětřesení, že se jižně od 3° severní zeměpisné šířky nachází Tanzánský kraton, který je relativně seismicky neaktivní a rozděluje rift na východní a západní větev. Stamps et al. (2008) určují tuto oblast na západě jako hranici mezi nubijskou deskou a Viktoria blokem, a na východě jako hranici mezi somálskou deskou a Viktoria blokem. Pohyb Rovuma a Viktoria bloku je velmi pomalý (méně než 0,1 mm/rok) a s opačným smyslem pohybu oproti NUB desce (Calais et al., 2006). Somálská deska vykonává rotační pohyb proti směru hodinových ručiček oproti desce nubijské (Fernandes et al., 2004; Bonini et al., 2005; Corti, 2009). Průběh riftingu ze severu na jih odráží její rotaci, která způsobuje postupnou extenzi směrem na jih (Collet et al., 2000; Bonini et al., 2005). Corti (2009) připisuje rotaci somálské desky extenzi postupující ve VJV-ZSZ směru s rychlostí 6–7 mm/rok v oblasti hlavního etiopského riftu. K podobným závěrům došli Bilham et al. (1999) a Bendick et al. (2006), ale při nižší rychlosti 4 mm/rok.

Dle Stamps et al. (2008) modelu zůstává vzájemný pohyb NUB a SOM desek konzistentní po dobu posledních 3,2 milionů let a probíhá ve V-Z směru. Jiné práce hovoří o konzistentním extenzi NUB a SOM desek ve VJV-ZSZ směru po dobu posledních 11 mil (Royer et al., 2006; Corti, 2008; Agostini et al., 2011). Saria et al. (2014) popisují směr extenze, která postupně rotuje od severu k jihu ze SZ-JV směru, k V-Z až k JZ-SV. Chorowicz (2005) charakterizuje celkovou kinematiku východoafrického riftu jako 2 druhy pohybů. Prvním je SZ-JV drift kontinentálních bloků způsobující extenzi, která je šikmá na průběh riftu, kromě oblastní upadající SV směrem, oblasti MER a severní části západní větve riftu. Druhým typem pohybu je V-Z extenze, která se často objevuje ve východní větvi riftu. Lokální pohyby se mohou objevit v oblastech s vysokým reliéfem, kde dochází ke sklouzávání hmot díky gravitaci. Nejčastěji na hlavních zlomových linií, kolmo na jejich trend (Chorowicz et al., 1990).

Celý riftový systém postupuje jižním směrem rychlostí mezi 2,5 cm/rok (Oxburgh and Turcotte, 1974) a 5 cm/rok (Kampunzu and Mohr, 1991; Kampunzu et al., 1998). Saemundsson (2010) uvádí, že rychlost rozšiřování riftu klesá od severu k jihu, kde v oblasti Rudého moře dosahuje rychlosti 2,6 cm/rok, v Afaru kolem 1 cm/rok, v hlavním etiopském riftu 0,7 cm a 0,5 mm/rok. Nocquet et al. (2006) popsali maximální rozšiřování riftu v etiopské části na 4,7–6,7 mm/rok. Dle Fernandes et al. (2004) je rychlost rozšiřování riftu nejvyšší v oblasti Afaru s hodnotami 6,9 mm/rok, která postupuje SV směrem (94°) a postupně klesá jižním směrem k trojnému bodu nubijské–somálské–antarktidské desky s rychlostí extenze 1,9 mm/rok. K podobným hodnotám došli i Chu a Gordon (1999).

Velikost divergence mezi oběma deskami je rovněž sporná (Corti, 2009). Lemaux et al. (2002) odhadují, že za 11 mil. let došlo k 23 km oddělení obou desek rychlostí 2 mm/rok, zatímco Royer et al. (2006) hovoří o 130 km oddělení za posledních 11 mil. let rychlostí 12 mm/rok. Většina modelů se nejvíce přiklání k 30–40 km oddělení obou desek v oblasti hlavního etiopského riftového systému (Garfunkel and Beyth, 2006). Tyto hodnoty se shodují s geologickými a geofyzikálními daty v oblasti hlavního etiopského riftu (Corti, 2009 a citace zde uvedené). Oblast jihovýchodní větve se rozšířila o 1,9 km (Demets and Wilson, 2008) a šíří se konstantní rychlostí 0,6 mm/rok v průběhu posledních 3,2 mil. let (Horner-Johnson et al., 2007).

3.4. Vývoj riftu

Mechanismy vzniku a vývoje východoafrického riftového systému nejsou zcela objasněny a zůstávají dodnes předmětem mnoha diskuzí. Vývoj východoafrického riftu pravděpodobně kombinuje výstup horkých plášťových hmot spolu s postupem riftu podél zón oslabení, které zůstaly jako relikty z dřívějších tektonických procesů (Corti et al., 2004; Chorowicz, 2005; Ring, 2014). Podle geofyzikálních měření se pod Afrikou nalézá superdiapira (superpluma), která se podílí na kontinentálním riftingu a pravděpodobně je odpovědná za to, že Afrika má ze všech kontinentů nejvyšší průměrnou topografii (Ring, 2014). Rozpad kontinentu je řízen především predisponovanými strukturami (Chorowicz, 2005 a citaze zde uvedené). Oblast východoafrického riftu má průběh paralelně s pan-africkými suturami, které jsou výsledkem kolizí západní Gondwany a východní části Afriky v období mezi 900 a 470 mil. let (Hetzel and Strecker, 1994 a citace zde uvedené; Chorowicz, 2005). Dalším činitelem, který se významně podílí na vývoji riftu je magmatismus. Přítomnost magmatu zeslabuje kůru a usnadňuje propagaci riftu (Ebinger et al., 2013). Podle Ebinger et al. (2013) se rift vyvíjí snadněji v prostředí s výraznější magmatickou aktivitou. Podle Vauchez et al. (2005) a Fischer et al. (2009) se na zeslabování kůry rovněž podílejí volatilie z metasomatizovaného pláště. V rámci východoafrického riftu můžeme rozlišit tyto riftová stádia (Chorowicz, 2005):

(a) Pre-riftové stádium

Pre-riftové stádium je charakterizované horizontálními pohyby. Starší struktury vykazují striace ve více horizontálním směru než mladší struktury (Chorowicz et al., 1987). K prvním

horizontálním pohybům docházelo v pozdním oligocénu – raném miocénu podél linií zděděných z předchozích tektonických procesů se SZ-JV směrem (Chorowicz et al., 1987). Pre-riftové stádium se topograficky projevuje mělkými jezery, bažinami bez výraznějších hran, nevznikají grabenové struktury. Tomuto stádiu odpovídá nejmladší fáze vývoje riftu a lze ho interpretovat v oblasti Limpopo v Jihoafrické republice (Chorowicz, 2005). Dochází zde k velké akumulaci napětí na zlomech a ke zvýšené seismické aktivitě (Shudofsky, 1985). Pro pre-riftová stádia riftu jsou typická tholeitická hyperalkalická magmata (Chorowicz, 2005).

(b) Iniciální riftové stádium

Iniciální stádium riftu je spojeno s poklesovou kinematikou a divergentními pohyby s doprovodnou seismickou aktivitou a menším počtem zlomových struktur (Chorowicz, 2005). Dále je charakterizováno systémem silně asymetrických grabenů, typicky 40–50 km široké a 60–120 km dlouhé (Stamps et al., 2008). Velikost grabenů je funkcí pevnosti desky a odráží rané fáze extenze rigidní litosféry (Ring, 2014). Vulkanismus iniciálního stádia riftu obsahuje magmata alkalického charakteru (Chorowicz, 2005). Typickou oblastí iniciálního riftového stádia je malawský rift (Chorowicz et al., 1987).

(c) Syn-riftové stádium

V tomto stádiu jsou zlomové struktury především poklesového charakteru s doprovodnou horizontální komponentou. Extenze probíhá v horizontálním směru, často kolmo na hlavní osu riftu. Severní oblast tanganyika riftu je považována za typické riftové stádium (Chorowicz et al., 1987; Chorowicz, 2005). V pokročilém stádiu riftu do kůry pronikají intruze materiálu s vysokou hustotou, které jsou považovány za první materiál oceánského typu (Baker and Wohlenberg, 1971). Je zde mnoho tenzních fraktur, které umožňují diferenciaci a průnik alkalického vulkanismu (Chorowicz, 2005). Hlavní etiopský rift je nejpokročilejší stádiem kontinentálního riftu (Ring, 2014).

(d) Oceánské riftové stádium

Finálním stádiem riftingu je oceánské riftové stádium, kdy dochází k úplnému oddělení kontinentálních bloků a tholeiitický magmatismus formuje novou oceánskou kůru (Saemundsson, 2010). Dochází tedy k rozšiřování oceánského dna. Oceánské riftové stádium představuje oblast Afaru (Chorowicz, 2005).

4. Hlavní etiopský riftový systém

Hlavní etiopský rift (MER – Main Etiopian Rift) je nejsevernější částí východoafrického riftového systému (Ebinger, 2005), který spojuje oblast Afaru s oblastí Turkana a keňského riftu na jihu. Hlavní etiopský rift má průběh SSV-JJZ s délkou přibližně 800 km a šířkou 25 až 80 km. Průměrná nadmořská výška riftového údolí činí ca 1600 m. Okrajové části riftu se nachází v nadmořské výšce ca 2200 m, přičemž vulkanická centra dosahují nadmořské výšky až 4200 m (Korme et al., 1997; Corti, 2009). Severní hranice riftu se nalézá v 11,5° severní zeměpisné šířky (Wolfenden et al., 2004; Corti, 2009). Hlavní etiopský rift zaznamenal všechna stádia vývoje riftové struktury od iniciálního stádia až k počátečnímu rozšiřování oceánského dna (Corti, 2009). Hlavní těleso etiopského riftu navazuje na oblast Afaru, která tvoří rozhraní třech litosférických desek, rift – rift – rift, (tripple junction) na styku riftu Rudého moře, Adenského zálivu a hlavního etiopského riftu (McKenzie et al., 1970). Hlavní etiopský rift je jedním z mála míst na Zemi, který zachycuje probíhající proces kontinentální extenze doprovázený výstupem plášťové diapiry (Wolfenden et al., 2004).

Hlavní etiopský rift je tvořen symetrickými grabeny se zdviženými zlomovými svahy (Woldegabriel et al., 1990). Hlavní etiopský rift se rozděluje na 3 části (segmenty) – severní, centrální a jižní segment (Mohr, 1983; Woldegabriel et al., 1990; Hayward and Ebinger, 1996). V pásu Addis Ababa-Nazret dochází k přechodu mezi severním a centrálním segmentem hlavního etiopského riftu a v 7° severní zeměpisné šířky v oblasti jezera Awasa leží hranice mezi centrálním a jižním segmentem (Bonini et al., 2005). Jednotlivé segmenty představují odlišná stádia kontinentální extenze, která se liší zlomovou stavbou, litologií, stářím vulkanismu a stavbou litosféry (Hayward and Ebinger, 1996). Podle Keranen a Klemperer (2008) je úroveň ztenčování litosféry nejintenzivnější v severním segmentu riftu a postupně klesá jižním směrem.

4.1. Riftové segmenty

Severní segment

Severní segment má průběh SV směru (50–55°) (Erbello et al., 2016). Rozprostírá se od Afaru, po jižní hranici s jezerem Koka, kde se odděluje od centrálního segmentu horou Boru Toru (Bonini et al., 2005). Severní segment je ohraničen systémy zlomů mající průběh přibližně v 40° SV směru (Corti, 2009). Severozápadní okraj toho segmentu, který je porušen zlomy, tvoří ohyb směřující severovýchodním směrem k hlavnímu okrajovému zlomovému systému Ankober (Corti, 2009). Ankober tvoří hranici mezi severním segmentem hlavního etiopského riftu a riftem Rudého moře (Wolfenden et al., 2004). Jihovýchodní okraj charakterizují zlomové systémy Arboye a Sire, které tvoří schodovité struktury s nadmořskou výškou až 2600 m a jsou od sebe odděleny 35 km dlouhým pravostranným posunem (Wolfenden et al., 2004; Corti, 2009). Jihozápadní okraj tohoto segmentu je tvořen pravostrannými *en-echelon* strukturami

(Corti, 2009) směřující k hoře Boru Toru (Bonini et al., 2005). Hlavní okrajový zlom, mající průběh mezi SV směru (30–40°), odděluje somálské a etiopské plató (*plateau*) (Bonini et al., 2005). Hlavní okrajové zlomy severního segmentu se vyvinuly okolo 11 mil. let (Wolfenden et al., 2004) a většina těchto zlomů je v současné době neaktivní (Corti, 2009 a citace zde uvedené). Mocnost kůry v severním segmentu kolísá od ramen riftu až po jeho dno, kde u dna je kůra až o 5 km slabší. V severním segmentu se směrem k oblasti Afaru kůra ztenčuje od 33–35 km (hranice centrálního a jižního segmentu) k 24–26 km v jižním Afaru (Dugda et al., 2005; Corti, 2009 a citace zde uvedené).

Centrální segment

Centrální segment odpovídá směru SSV-JJZ (30–40°). Jeho jižní hranice se nachází v oblasti jezera Awasa, kde se okraje riftu stáčí od SV-JZ směru k S-J směru podle Goba-Bonga lineamentu (Bonini et al., 2005; Corti, 2009). Centrální segment je více než 175 km dlouhý a 75 km široký, rozšiřující se severním směrem a zužující se směrem na jih (Mohr, 1967). Je tvořen strmými zlomovými svahy po obou stranách riftu. Západní okraj nejlépe zachycují 2 zlomové systémy Guraghe a Fonko s průběhem SV směru (25–35°). Upadají k VJV směru a jsou velmi strmé, s úhlem větším něž 60°. Východní okraj je tvořen zlomem Asela-Langano, který má průběh v SV směru (30°) a upadá k ZSZ. Celkově tyto zlomové systémy tvoří přibližně symetrické riftové údolí (Corti, 2009). Okrajové zlomy jsou postiženy menšími příčnými zlomy. Na západním okraji jsou přítomny elevace Boru Toru a Midre Kebd, protáhlé S-J směrem (Corti, 2009). Sled lakustrinních sedimentů z období pleistocénu zde dosahuje mocnosti až 6 km (Mahatsente et al., 1999). Podle Bonini et al. (2005) se hlavní fáze extenze v centrálním segmentu odehrála v rozmezí 5–6 mil. let., zatímco Woldegabriel et al. (1990) přisuzují období vzniku a vývoje okrajových zlomů okolo 8 mil. let. Centrální segment hlavního etiopského riftu se vyvinul ve dvou hlavních fázích. První fáze probíhala v období pozdního oligocénu – spodního miocénu, kdy došlo k tvorbě riftové struktury s hlavními zlomovými liniemi při okrajích. Následně v průběhu pozdního miocénu až raného pliocénu (druhá fáze) došlo ke vzniku symetrických grabenů (Woldegabriel et al., 1990). Centrální segment vykazuje mocnější kůru než severní segment. Mocnost kůry roste jižním směrem od 33–35 km, na hranici se severním segmentem, k 38–40 km v jeho střední části (Dugda et al., 2005; Corti, 2009 a citace zde uvedené).

Jižní segment

Jižní segment je výrazně ovlivněn rotací riftového údolí, které se pozvolně mění od 20–35° k 5–20° SV směru. Obdobně se mění i trend okrajových zlomů od 0–20° S směru (Bonini et al., 2005; Corti, 2009). Jižní segment se dále rozděluje na 2 části. Severní část s průběhem (20–25°) a jižní část s průběhem (0–10°) SV směru (Erbello et al., 2016). Západní okraj je tvořen zlomovým systémem Chenca, který má trend mezi S-J a SV směrem (40°). Po celé své délce je zakřivený a na severu navazuje na zlom Fonko. Východní okraj tvoří zlomový systém Agere Selam, který má průběh v SSV směru a je více přímočarý než Chenca (Corti, 2009). Tento segment se jižním směrem postupně zužuje a stává se strukturně složitějším (Bonini et al., 2005).

V oblasti jezera Abaya je riftové údolí rozděleno na 2 téměř paralelní grabeny prekambrickým blokem Amaro Horst, který je protažen jižním směrem v délce zhruba 90 km (Levitte et al., 1974; Ebinger et al., 1993a). Na východě je to graben Ganjuli (také nazýván Chamo) a na západě Galana (Bonini et al., 2005; Corti, 2009). Ganjuli je vyplněn až 2 km mocnými syn-riftovými uloženinami vykazující symetrickou stavbu, kdežto Galana vykazuje asymetrickou stavbu s uloženinami více než 4 km mocnými (Bonini et al., 2005; Corti, 2009 a citace zde uvedené). Jižně od jezera Abaya rift nabývá úplného S-J směru a pokračuje do 300 km širokého systému pánví – široké zóny riftu, který zaznamenává překrývající se hlavní etiopský rift a keňský rift (Ebinger et al., 2000; Bonini et al., 2005). Západní oblast od grabenu Ganjuli (Chamo) tvoří S-J až SV (35°) směrem orientované zlomy, omezující pánev a hřbet Gofa společně s Chew Bahir riftem, který náleží nejsevernější části keňského riftu. Severním směrem se oblast Gofa ztrácí ke grabenu Gojeb (Bonini et al., 2005 a citace zde uvedené). V tomto segmentu dosahuje kůra mocnosti zhruba 30 km a její mocnost klesá jižním směrem (Dugda et al., 2005).

4.2. Wonji Fault Belt

Wonji Fault Belt (WFB) jsou zlomové zóny s přítomností vulkanických center. Tyto zóny se vyvinuly především v průběhu posledních 2 milionů let a jsou spjaty s intenzivním kvartérním magmatismem riftového dna (Agostini et al., 2011 a citace zde uvedené). Nejvíce jsou vyvinuty v severní části hlavního etiopského riftu a jižním směrem se jejich výskyt snižuje (Agostini et al., 2011). S WFB jsou spjaty aktivní zlomové struktury a vulkanismus s průběh mezi S-J a SV-JZ směrem (Bonini et al., 2005 a citace zde uvedené). Riftové dno je plošně ovlivněno WFB strukturami. Jedná se o systém překrývajících se pravostranných (*en-echelon*) zlomových struktur. Jsou šikmé na průběh hlavních okrajů riftu. Podél hlavních zlomových linií riftu vytvářejí při okrajích zlomů typické zakřivení ve tvaru S (sigmoidální zakřivení), místy až několik desítek kilometrů dlouhé (Corti, 2009 a citace zde uvedené). Podle Ebinger a Casey (2001) představují části WFB jednotlivé tektomagmatické segmenty centrální části riftu. Skrz litosféru byl umožněn pod těmito segmenty průnik magmatu (Keir et al., 2005; Kendall et al., 2005). Největší recentní magmatická aktivita bazaltického charakteru se odehrávala v centrech těchto segmentů a postupně klesala směrem k jejich cípům (Kurz et al., 2007). V severním segmentu hlavního etiopského riftu tvoří WFB centra počátečního rozšiřování oceánského dna. Kůra pod nimi vykazuje charakteristiku pomalého oceánského hřbetu (Hayward and Ebinger, 1996) a tvar mafických intruzí generovaných pod nimi se velmi podobná intruzím středoatlanskému oceánskému hřbetu (Keranen et al., 2004).

V severní části hlavního etiopského riftu se nacházejí 4 hlavní části WFB – Gedemsa, Boseti, Kone a Fantale-Dofen. Tyto části pokračují do oblasti Afaru, kde jsou překryty strukturami riftu Rudého moře a Adenského zálivu (Corti, 2009). Tyto segmenty jsou 10–15 km široké a 40–70 km dlouhé, protažené severovýchodním směrem. Jednotlivé části segmentů vykazují různou deformaci. V jádře je deformace převážně magmatická a na koncích bývá křehká deformace.

Každá z částí je oddělena 2–18 km širokými zónami, které jsou slabě deformované. Centrální části jsou tvořeny stratovulkány z období pleistocénu až kvartéru, které se projevují především magmatismem a méně početnými menšími zlomy (Kurz et al., 2007). Stratovulkány jsou orientovány SV směrem (20°) pod úhlem 20°. Jejich okraje jsou tvořeny zlomy s úhlem téměř 40° (Corti, 2009). V centrální části riftu mají WFB průběh ve směru SV (12°) se sklonem 18°. Navazuje zde část Gedemsa a dále se zde nachází Langano – Ziway a Awasa – Shala. V jižní části riftu jsou WFB orientovány S-J směrem, téměř paralelně s okrajovými zlomy. V severní oblasti riftu se nachází část Abaya – Duguna a navazující Awasa – Shala (Corti, 2009). Corti (2008) předpokládá, že tyto segmenty odráží extenzi ve V-Z směru.

Pod etiopským a somálským plató se nachází 38–40 km mocná kůra, která není příliš postižena kenozoickým riftingem a magmatismem. Mocnost kůry somálského plató od severu k jihu je relativně konstantní, zatímco u etiopského plató je v tomto směru výrazný pokles v mocnosti kůry. Mocnost kůry v oblasti riftového dna dosahuje zhruba 5 km v SZ (9°) směru (Corti, 2009 a citace zde uvedené). Ztenčování kůry se především odehrává ve svrchní části litosféry, kdežto spodní část zůstává relativně konstantní (Mackenzie et al., 2005).

Hlavní etiopský riftový systém nasedá na prekambrický podklad, jež je součástí pan-afrického arabsko-nubijského štítu (Korme et al., 2004 a citace zde uvedené). Arabsko-nubijský štít je severní částí východoafrického orogénu, který vznikl mezi východní a západní Gondwanou (Stern, 1994) a je rozdělen do 3 komplexů (Korme et al., 2004). Spodní komplex obsahuje biotit-amfibolitové ruly a křemen-živcové migmatity, které jsou postiženy vrásněním a zlomy (Korme et al., 2004). Střední komplex je především tvořen metasedimenty (mramory, břidlice, metaarkózy, amfibolity a metavulkanity). Rovněž jsou zde přítomny ofiolity, které jsou protaženy S-J až SSV-JJZ směrem (Korme et al., 2004). Ofiolitové komplexy tvoří sutury kolize mezi východní a západní částí Gondwany (Stern, 1994). Svrchní komplex je nejmladší a nejméně deformovanou částí prekambrických jednotek. Je převážně tvořen klastickými sedimenty a karbonáty. V severní části Etiopie je tato jednotka spjata s metavulkanity od bazaltů, dacitů až k andezitům, které zde dominují (Korme et al., 2004).

4.3. Magmatismus

Magmatická (vulkanická) činnost je nedílnou součástí kontinentální divergence a formování riftových struktur (Hutchison et al., 2018). Během počátečních fází vulkanismu a riftingu se na charakteru hornin nejvíce podílela tavící se litosféra, která způsobila větší alkalitu magmatických produktů. S postupujícím se vývojem riftingu se na složení magmatických produktů více podílel astenosférický plášť, který měl za následek přechod k tholeiitickému charakteru bazaltů. Později se stal hlavním zdrojem magmatu, především v oslabených zónách, jako je riftové dno (Woldegabriel et al., 1990 a citace zde uvedené). V případě hlavního etiopského riftu magmatická aktivita začala v období eocénu (45–33 mil. let) (Rooney, 2017; Hutchison et al., 2018). Jednalo se o vznik a výstup jedné či více plášťových diapir, pronikající skrz litosféru (Corti, 2009). Burke a Wilson (1976) předpokládají zhruba 40 plášťových diapir.

Novější modely předpokládají 1 (Ebinger and Sleep, 1998) či 2 diapiry (George, 1998). Rooney (2017) souhrnně popisuje kenozoický magmatismus ve východní Africe jako interakci mezi roztahováním litosféry a stoupajícího materiálu z pláště neboli z africké superplumy (African Large Low Shear Velocity Province – LLSVP) a rozlišuje 3 hlavní pulzy spjaté s africkou superplumou:

1. Eocenní fáze (45–34 mil. let). V této fázi dominuje bazaltický vulkanismus, který je koncentrovaný na jihu Etiopie a v oblasti Turkana, kde nasedá na pan-africké krystalinikum (Rooney, 2017). Tyto magmata jsou dominantně tvořeny tholeiitickými bazalty asociované se silikátovými horninami. Výjimku tvoří bazalty typu akobo, které mají alkalický charakter a pravděpodobně se jedná o nejstarší záznam kenozoického magmatismu (Rooney, 2017 a citace zde uvedené). Vulkanismus v jižním segmentu hlavního etiopského riftu začal dříve než v ostatních segmentech. Pre-riftové plošné bazalty zde pronikaly již před 45 mil. lety (Corti, 2009 a citace zde uvedené). Významnou oblastí eocenního magmatismu je jednotka Amaro-Gamo. V průběhu 10 mil. let se zde vytvořily 500 m mocné sekvence tholeiitických bazaltů s odhadovaným objemem 30 000 km^3 (Ebinger et al., 1993b; Rooney, 2017). Zvláštním typem magmatu jsou eocenní karbonatity, především z oblasti Turkana (Rooney, 2017 a citace zde uvedené), jejíž vznik není dodnes uspokojivě vysvětlen (Best, 1982; Winter, 2010).

2. Oligocenní fáze (33,9–27 mil. let). V této fázi došlo k obrovským výlevům plošných bazaltů neboli trapů. Tyto trapy pokrývají oblasti od Turkana na jihu, po Jemen na severu, přes Súdán na západě až k okrajům somálského plató na východě (Rooney, 2017). Mohr a Zanettin v Macdougall (1988) udávají, že mocnost těchto bazaltových trapů obvykle dosahuje 500–1500 m, ale místy až 3 km. Dále odhadují, že tyto bazalty pokrývají plochu 600 000 km^2, před erozí pokrývaly plochu větší než 750 000 km^2 a objem 350 000 km^3. Asi 90 % objemu tvoří etiopské a somálské plató, zbylé části se nacházejí v Jemenu a v oblasti Afaru (Coulié et al., 2003). Podle Hofmann et al. (1997) došlo před 30 mil. lety k velmi rychlém tvorbě etiopských plošných bazaltů v průběhu 1 milionu let. Tato událost měla pravděpodobně velký význam na vývoj kontinentálního rozpadu i na globální klimatické změny, jež jsou spojovány s hromadným vymíráním (Hofmann et al., 1997). Poté následovalo období relativního magmatického klidu (Rooney, 2017). Tyto bazalty jsou víceméně chemicky jednotvárné. Tvoří je tholeiitické bazalty až alkalické bazalty, v závislosti na umístění bazaltů (Mohr a Zanettin v Macdougall, 1988; Kieffer et al., 2004). Na ně ve svrchních částech nasedají felsické lávy a ryolitová pyroklastika nebo méně časté trachyty (Ayalew et al., 1999). S ukončující se bazaltovou událostí se objevil nový typ dominujícího silikátového vulkanismu tvořící masivní štítový vulkán Simien (Kieffer et al., 2004). Původ toho magmatu není jistý, jelikož charakter toho magmatu odráží odlišný původ (Rooney, 2017). Dle modelu Natali et al. (2013) pocházejí tyto magmata ze stejného zdroje a jejich vznik může být způsoben vlivem tektonických změn.

3. Spodně miocenní fáze (26,9–22 mil. let). Dominance silikátového magmatismu trvala do 24 mil. let. Poté došlo k znovunastolení bazaltového vulkanismu napříč celou oblastí, především mezi 24 a 23 mil. let. Tato událost se projevuje v somálském plató, kde tvoří bazaltové pásy (*fissural basalts*) a v severozápadním etiopském plató, kde tvoří štíty (Rooney, 2017). Spodně

miocenní magmatismus je reprezentován trachyty v oblasti Adwa v severním cípu na severozápadě etiopského plató, který je datován kolem 26,9 mil. let. Tyto trachyty mají více alkalický charakter než předešlé plošné bazalty. Důvodem toho může být nižší stupeň tavení pláště, po kterém následovala výrazná frakční krystalizace a erupce podél predisponovaných sutur (Natali et al., 2013). Největším projevem v této epizodě byly výlevy štítových vulkánů Guguftu a Choke. Guguftu se tyčí do výšky 3900 m a Choke, s nadmořskou výškou větší než 4 km, má průměr 100 km. Oba tyto vulkány jsou pokryty zhruba 1000–1300 m vulkanickým materiálem, který je více alkalický než předešlý oligocenní (Kieffer et al., 2004). Miocenní magmatismus somálského plató je vázán na trhliny, na rozdíl od etiopského plató, kde dominuje štítový vulkanismus. Magmatismus v somálském plató je rovněž více variabilnější než v etiopském plató (Rooney, 2017 a citace zde uvedené). V období miocénu byl severní segment ovlivněn 2 magmatickými událostmi. První tholeiitická, mezi 24 a 23 mil. let a druhá méně alkalickobazaltová, se štítovými sopky mezi 11 a 8 mil. let (Kurz et al., 2007). Během či po druhé události došlo k extenzi, poklesu a následnému vyzdvižení okrajů riftu (Ebinger et al., 1993b).

Vulkanická aktivita v Etiopii započala výlevy etiopsko-jemenských plošných bazaltů (*flood basalts, traps*) v období eocénu – pozdního oligocénu v místě trojného bodu (Corti, 2009). V důsledku pomalého pohybu africké desky došlo k značně plošnému pokrytí láv derivovaných z odlišných magmatických událostí (Rooney, 2017 a citace zde uvedené). Woldegabriel et al. (1990) odlišují 6 různých vulkanických událostí v průběhu oligocénu a kvartéru, které jsou od sebe odděleny hiáty. Na základě těchto událostí udávají, že vulkanismus se přemisťoval z etiopského plató směrem k centrální části riftu. Vulkanismus v centrální části riftu započal ve spodním až středním oligocénu či dříve (Woldegabriel et al., 1990). Syn-riftový vulkanismus v severním segmentu začal okolo 10–11 mil. let (Chernet et al., 1998; Wolfenden et al., 2004).

Kvartérní a současný magmatismus v Etiopii je silně bimodální. Bazalty, které jsou derivovány ze značných hloubek (více než v 80 km), jsou spojovány s žílami a s výlevy podél zlomových struktur (Hutchison et al., 2018). Žíly jsou příčně spojeny, dotovány z magmatických center WFB a jsou subparalelně uloženy vůči segmentům (Kurz et al., 2007). Ryolity a trachyty jsou spojovány s kalderami a komplexy podobných štítovým sopkám (Hutchison et al., 2018).

Většina recentní vulkanické aktivity je spjata s Wonji zlomovými strukturami. Důkazem mohou být kaldery, vulkanické trhliny a sopečné kužely, které kopírují průběh těchto zlomů (Corti, 2009). Vulkanické protažené shluky tvoří výraznou topografii hlavního etiopského riftu. Nejvíce jsou zastoupeny mezi městy Asela a Methara, kde tvoří 170 km protažené a 10–15 km široké zóny. Jsou tvořeny kalderami, kužely a někdy i dómy (Korme et al., 1997). V hlavním etiopském riftu jsou vulkanické hřebeny především ryolitového či trachytového složení. Jsou od prvních stovek metrů až k 5 kilometrům dlouhé a 400 m vysoké. V riftu se rozlišují vulkanické hřebeny dvojího typu. První A typ se skládá z pemzy, z popelu a z lávy tvořící houbovité dómy. Druhý B typ je tvořen z protáhlých vulkanických sopouchů. Oba typy vulkanických hřebenů jsou výsledkem průniku magmatu skrz fraktury (Korme et al., 1997).

4.4. Tektonika

Kinematika hlavního etiopského riftu se odvíjí od pohybu nubijské a somálské desky (Fernandes et al., 2004; Corti, 2009). Podle dat získaných Bonini et al. (2005) ze zlomových struktur, vykazuje hlavní etiopský rift 2 hlavní směry extenze. První SZ-JV orientovaná extenze byla stanovena pro okrajové zlomy působící na mio – pliocenní zlomové struktury Gurage-Anchar a Nazret. Druhá orientovaná extenze, ve V-Z směru, byla naměřena především na plio – pleistocenních jednotkách náležící Chefe Donsa, Bora-Bericha a WFB jednotkám (Bonini et al., 2005). Tyto 2 odlišné směry extenze odrážejí vícefázovou tektoniku se SZ-JV směřujícímu ortogonálnímu riftigu, po kterém následovala téměř V-Z šikmá extenze (Bonini et al., 2005 a citace zde uvedené). Složitější situaci kinematiky zaznamenává oblast Boru Toru, kde jsou popsány 3 odlišné extenzní události, jež reflektují různá tenzorová pole. Směr extenze se zde mění od ZJZ-VSV směru, k SZ-JV směru, až po SV-JZ směru (Bonini et al., 2005).

Korme et al. (1997) na základě extenzních fraktur popisují směr extenze hlavního etiopského riftu v SZ-JV až SSZ-JJV směru. Na základě datování vulkanoklastik vyplňující tyto trhliny stanovil dobu variaci extenze ve směru hodinových ručiček od 2,8–1,88 mil. let, kdy se extenze pohybovala od 102–120° SV směru a mezi 0,83–0,023 mil. let se směrem extenze mezi 125–135° SV směru. Dle Nocquet et al. (2006) extenze riftu postupuje SV směrem mezi 90–108° rychlostí 4,7–6,7 mm/rok. Podle GPS dat je většina extenze koncentrovaná mezi vulkanickou oblastí Boseti a východním okrajem riftu v oblasti jižního Afaru, s hodnotami 4,5 mm/rok. Minimální extenze je soustředěna mezi Addis Ababa a v oblasti Boru Toru (Bilham et al., 1999; Bonini et al., 2005).

4.5. Vývoj hlavního etiopského riftu

Jelikož hlavní etiopský rift reprezentuje pokročilé stádium vývoje riftu asociované s přeměnami ve složení kůry, představuje tak ideální oblast pro výzkum kontinentálního rozpadu (Kurz et al., 2007). Podle moderních geofyzikálních studiích je hlavní etiopský rift pravděpodobně řízen predisponovanými suturami mající průběh v SV-JZ směru (Keranen and Klemperer, 2008; Corti, 2009 a citace zde uvedené). Před zahájením riftingu probíhala v období paleozoika a mezozoika peneplenizace a sedimentace prostoru budoucího hlavního etiopského riftu. Paleozoické sedimenty nejsou příliš zastoupeny z důvodu eroze. Nejmocnější paleozoickou sekvenci reprezentují permokarbonské glaciální sedimenty, které tvoří až 160 m silné vrstvy v severní části Etiopie (Korme et al., 2004). Mezozoikum je spjato s extenzní tektonikou a s ukládáním mocných mořských sedimentů, které reprezentují opakovanou transgresi a regresi moře. Jsou zastoupeny pískovci, vápenci, jílovci (argillity) a sádrovci (Korme et al., 2004). Ve spodním permu byla oblast východní Afriky v extenzním režimu (Korme et al., 2004; Corti, 2009), jež mělo za následek zaplavení poklesových oblastí a vytvoření mělkého moře mezi Madagaskarem a Somálským poloostrovem, protažené SV-JZ směrem. Tyto jednotky byly v průběhu permu a karbonu subsidovány a vyzdvihovány vlivem

extenzních tektonických pochodů (Korme et al., 2004 a citace zde uvedené). V období jury a křídy byla tato oblast silně ovlivněna aktivitou centrálního afrického riftu. V blízkosti budoucího hlavního etiopského riftu se vytvořila koryta protažena SZ-JV směrem, která byla později převrácena a rift byl tak regenerován až do období paleogénu. Tyto události vytvořily predisponované zóny ovlivňující průběh hlavního etiopského riftu (Corti, 2009). Zejména SV až SSV trend hlavního etiopského riftu silně ovlivnil terciérní rifting (Kazmin, 1980; Corti, 2009).

Woldegabriel et al. (1990) a Hofmann et al. (1997) posunují vývoj hlavního etiopského riftu již do období eocénu až oligocénu, které je spjato s výstupem plošných bazaltů (*flood basalts*). Dále popisují vývoj centrálního segmentu ve 2 fázích. První fáze probíhala v pozdním oligocénu a spodním miocénu, typické jsou pro ni střídající se half-grabeny podél riftu s hlavními zlomovými liniemi při okrajích. V druhé fázi došlo k nahrazení většiny asymetrických half-grabenů symetrickými grabeny v průběhu pozdního miocénu až raného pliocénu (Woldegabriel et al., 1990). Naopak Chernet et al. (1998) přisuzují vývoj hlavního etiopského riftu mnohem mladšímu období. Rifting začal v severním segmentu před 7 mil. lety na základě nástupu bimodálního ryolito-bazaltového vulkanismu. Rozlišil také fázi rozšiřování dominantně bazaltického magmatismu okolo 10 milionů let.

Podle Wolfenden et al. (2004) se hlavní etiopský rift vyvinul mezi 18 a 15 mil. lety v oblasti jižního a centrálního segmentu. Dále postupoval severním směrem a počátek extenze nastal v severním segmentu před 11 mil. lety v důsledku Arboye zlomových struktur jdoucí SSV směrem. Oproti tomu Bonini et al. (2005) uvádějí, že rift postupoval opačným směrem, z oblasti Afaru. Bonini et al. (2005) popisují vývoj hlavního etiopského riftu v souvislosti mezi keňským a afarským riftingem. Nejprve došlo k extenzi v oblasti Afaru a Turkana mezi 20–25 mil. lety. V Afaru byla deformace posílena výstupem plášťové plumy, která ovlivnila i oblast Turkana. Okolo 20–21 mil. lety se vytvářely první extenzní struktury v jižním segmentu hlavního etiopského riftu trvající do 11 mil. let, které navazovaly na S-J postupující keňský rift. Ve stejném období (10–11 mil. let) docházelo k jižnímu postupu riftingu v oblasti Afaru a tektonickému klidu v jižním segmentu. Mezi 10–5 mil. let rift dále pokračoval jižním směrem, pravděpodobně díky rotaci somálského plató (Collet et al., 2000) a toto období popisuje Bonini et al. (2005) jako kompletní hlavní etiopský rift. Mezi miocénem a pliocénem došlo ke zvýšení tektonické aktivity a ke značné extenzní aktivitě v hlavním etiopském riftu, především okolo 5 mil. let. Od období posledních 3 mil. let až po současnost dochází k stálému postupu riftu jižním směrem. Rift navazuje na keňský rift a reaktivuje starší struktury (Bonini et al., 2005). Rooney et al. (2007) předpokládají, že hlavní etiopský rift zaznamenává sjednocení 2 riftových systémů. Rift Rudého moře, který postupuje jižním směrem z Afaru, postihující severní segment, a východoafrický riftový systém spjatý s jižním a centrální segmentem hlavního etiopského riftu. V centrálním segmentu hlavního etiopského riftu pak dochází ke spojení těchto 2 riftových systémů (Rooney et al., 2007).

Agostini et al. (2011) popisují vývoj riftu jako začátek subsidence a vznik zlomových struktur na okrajích depresí. Poklesové a zlomové struktury byly vyvolány tahem litosférických desek, toto prvotní stádium reflektuje jižní segment riftu. S postupujícím se vývojem riftu se

deformace přemisťuje z okrajových partií, kde jsou okrajové zlomy stále aktivní, do středu riftu, kde se začínají vyvíjet vnitřní zlomové struktury. Toto stádium riftu reprezentuje centrální segment a struktury ovlivňují vývoj riftového dna jsou interpretované jako WFB (Agostini et al., 2011). Se vzrůstajícím se vývojem se rift dostává do stádia počátečního kontinentálního rozpadu, které reprezentuje severní segment. V tomto stádiu je většina vulkanické a tektonické aktivity vázaná na magmatické segmenty v centru riftového dna (Ebinger, 2005).

Dle Agostini et al. (2011) je postup deformace, a tedy i architektura riftu, řízena úhlem, pod kterým se rifting vyvíjí. Jednotlivé segmenty představují variabilitu postupu riftingu. Kontinentální rozpad probíhá rychleji v oblastech s rostoucím úhlem šikmé extenze (Agostini et al., 2011). Největší vliv na vývoji riftu má ale magmatická aktivita zeslabující litosféru (Agostini et al., 2011 a citace zde uvedené). Přínos magmatu zabraňuje schopnost aktivace okrajových zlomů, které následně sníží nebo ukončují svou činnost (Buck and Karner, 2004). Tyto struktury značí přechodné stádium mezi kontinentálním riftingem a rozšiřováním oceánského dna. Svrchní a spodní kůra je silně ovlivněna magmatismem. Nová kůra je generována výstupem obrovských magmatických těles (Keranen et al., 2004; Agostini et al., 2011).

5. Zlomová tektonika a paleonapjatostní analýza

Studium křehkých deformací všech měřítek slouží jako nástroj pro pochopení geodynamických pochodů v prostoru a v čase (Bergerat et al., 2007). Tektonické procesy jsou primárně řízeny regionálním napěťovým polem, a proto je jeho analýza klíčová pro pochopení tektonických procesů (Maerten et al., 2016; Ju et al., 2017 a citace zde uvedené).

5.1. Koncept napětí v geologii

Napjatostní stav hornin lze popsat pomocí tenzoru napětí, který je definován 3 vlastními vektory a 3 vlastními čísly. Vlastní vektory tvoří osy napěťového elipsoidu. Osa *σ1* stanovuje maximální hlavní napětí a tvoří nejdelší osu napěťového elipsoidu. Osa *σ2* stanovuje střední napětí a tvoří středně dlouhou osu napěťového elipsoidu. Osa *σ3* stanovuje nejmenší nebo také minimální napětí a tvoří nejkratší osu napěťového elipsoidu. Pro tyto osy platí vztah: *σ1> σ2> σ3*, např. v Angelier (1994) nebo v Fossen (2016). Pokud nedokážeme absolutně popsat hodnoty hlavních napětí, používáme jejich relativní poměr, jež je odrazem tvaru napěťového elipsoidu. Tvar napěťového elipsoidu je popsán číslem φ, které nabývá hodnot $0 \leq \varphi \leq 1$ a lze jej vypočítat vzorcem:

$$\varphi = \frac{\sigma 2 - \sigma 3}{\sigma 1 - \sigma 3}$$

Pokud je φ rovno 0, výsledkem je jednoosá komprese, elipsoid je prolátního tvaru a rovněž platí, že σ2 = σ3. Pokud je φ rovno 1, výsledkem je jednoosá tenze, elipsoid je oblátního tvaru a σ1 = σ2, např. ve Fossen (2016).

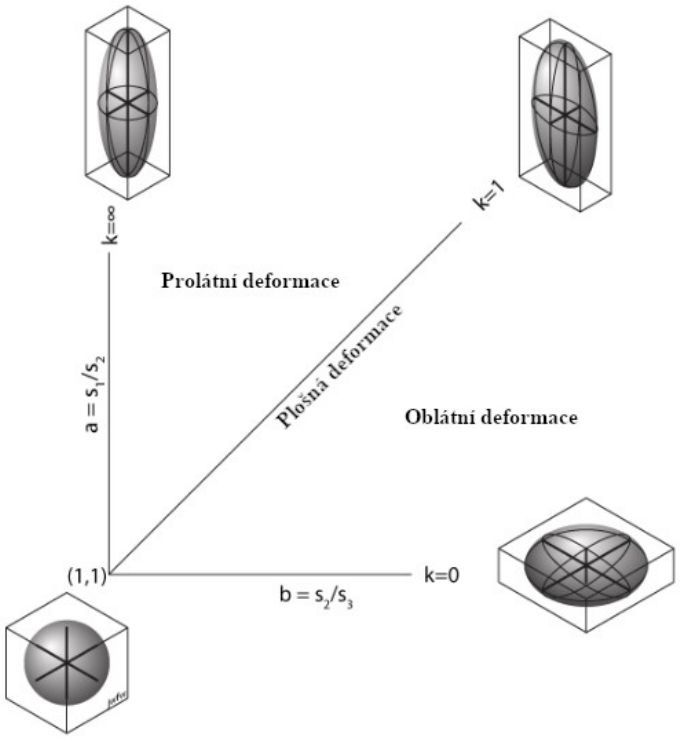
Pro úplný popis napěťového pole se používá tenzor napětí nebo také nazýván tenzor napjatosti. Tenzor napětí ($T\sigma$) je matice o 9 komponentách (Angelier, 1994).

$$[T\sigma]=\begin{bmatrix}\sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz}\\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz}\\ \sigma_{zx} & \sigma_{\boldsymbol{zy}} & \sigma_{zz}\end{bmatrix}$$

Stav napětí v určitém bodě je definován složkami napětí, které působí na všech rovinách procházející daným bodem v nekonečné (infinitezimální) krychli. Každá z rovin krychle obsahuje 3 složky. Normálový vektor σ_n, jež se nachází na hlavní diagonále tenzoru matice, tedy σ_{xx}, σ_{yy}, σ_{zz} a 2 střižné (tečné) vektory σ_s, tj. ostatní složky tenzoru. Pokud krychle (reprezentující horninový blok) setrvává v rovnovážném stavu a nevykoná rotační pohyb, tak se tečná napětí, která působí na dvojici vzájemně kolmých ploch vyruší.

$$\sigma_{xy} = -\sigma_{yx}, \sigma_{yz} = -\sigma_{zy}, \sigma_{xz} = -\sigma_{zy}$$

Tenzor napětí se tím redukuje na 6 nezávislých složek (Fossen, 2016).



Obrázek 2. Flinnův graf upravený podle (Ramsay, 1960) *znázorňující tvary napěťového elipsoidu v závislosti na velikosti hlavních napětí, převzato z https://courses.eas.ualberta.ca/eas421/lecturepages/strain.html, upraveno.*

Hlavním cílem paleonapjatostní analýzy je najít tenzor napětí, podle kterého jsme schopni určit smysl pohybu studovaného horninového celku (Žalohar and Vrabec, 2007). Obecně je

tato problematika strukturními geology označována jako obrácená úloha (*inverse problem*) (Angelier, 1994; Žalohar and Vrabec, 2007 a citace zde uvedené). Informace o paleonapětí mohou být získána několika způsoby, například z vrás, tlakových švů (styolitů), tenzních trhlin, z rekrystalizovaných minerálů a ze skluzných ploch zlomů (*fault slip inversion)* (Angelier, 1990; Gartrell and Lisk, 2005).

Data získaná ze zlomů poskytují nejvíce informací o paleonapětí, a proto se jedná o nejčastěji využívanou metodu pro jeho rekonstrukci. Informace jsou získávány měřením ze zlomových ploch a indikátorů pohybu, které se na ní nalézají (Gartrell and Lisk, 2005). Většina zlomových ploch je rýhovaná a tyto rýhy – striace nebo také žlábky, dokumentují směr pohybu (Angelier, 1994; Fossen, 2016). Určování kinematiky zlomu podle striací může být komplikované. Striace na zlomových plochách mohou zobrazovat několik etap pohybů. Rovněž mohou představovat pouze poslední etapu pohybu a tak zakrýt či přetisknout předešlé stopy pohybu (Fossen, 2016). Určování smyslu pohybu ze striací na zlomových plochách je však omezeno heterogenitou pohybu (Fleischmann and Nemcok, 1991). Abychom strukturní prvky mohli považovat za paleonapjatostní indikátory, musejí zaznamenávat pouze malou část deformace, aby nedocházelo k jejich rotaci (Fossen, 2016). Pro správný postup rekonstrukce paleonapětí jsou rozhodující tyto předpoklady:

1. Směr pohybu zlomu, který je indikován striacemi, je paralelní se střižným napětím zlomu a odpovídá jednomu tenzoru napětí, v souladu s Wallace-Bottovou hypotézou.

2. Zlomy vzájemně na sebe nepůsobí, pohyb na jednom zlomu je nezávislý na pohybu jiných zlomů.

3. Bloky ohraničené zlomovými plochami nevykonávají rotační pohyb.

4. Napěťové pole působící na zlomy je nezávislé na čase a je homogenní.
(Angelier, 1994; Nemcok and Lisle, 1995; Žalohar and Vrabec, 2007; Fossen, 2016).

Tyto předpoklady jsou v souladu se základní domněnku paleonapjatostní analýzy – směr pohybu ze sady zlomů s odlišnou orientací lze popsat jedním tenzorem napětí (Angelier, 1979, 1994; Žalohar and Vrabec, 2007; Fossen, 2016).

5.2. Metody paleonapjatostní analýzy

Inverzní úloha

Angelier (1979) popisuje tuto metodu jako minimalizaci odchylky tangenciálního (střižného) napětí (metodu nejmenších čtverců) od měřené striace. Tuto metodu lze použít na populaci různě orientovaných zlomů, která odpovídá 1 tenzoru napětí (Angelier, 1979). Tato metoda je vhodná pro homogenní sadu zlomů, v případě heterogenní sady mohou nastat nepřesnosti (Yamaji et al., 2006; Žalohar and Vrabec, 2007). Proto bylo vyvinuto několik metod s cílem určit nejlépe vhodný tenzor napjatosti (Žalohar and Vrabec, 2007).

Metoda Nemcok a Lisle (1995) spočívá v rozdělení datového souboru na homogenní podsoubory. Tyto podsoubory jsou analyzovány jako oddělené homogenní soubory. Tato metoda se stala velmi účinnou a mnoho autorů tento postup zdokonalila. Například Žalohar a Vrabec (2007) použili Gaussovou metodou k rozdělení dat na homogenní podsoubory, kde funkcí je kompatibilita měření. Odlišnou metodu zavedl Yamaji (2000a, 2000b), který vychází z Angelier (1984). Rozdělil shluky dat (*cluster*) do skupin o čtyřech parametrech, 3 Eulerovy parametry ϑ, φ, ψ, které znázorňují orientaci napjatostních os v rámci geografické poloze, tj. soustavě souřadnic, a Lodeho parametr μL, který zobrazuje tvar napěťového elipsoidu, jež je definován:

$$\mu L = \frac{2\sigma 2 \ - \ \sigma 1 \ - \ \sigma 3}{\sigma 1 \ - \ \sigma 3}$$

Lodeho parametr nahrazuje parametr φ a platí mezi nimi tento vztah:

$$\mu L = 2\phi - 1, \text{ (Lode, 1926).}$$

Na tyto shluky dat je aplikovaná inverzní úloha po vzoru Angelier (1984). Výsledkem této mnohonásobní inverzní metody jsou místa s nejvyšší hustotou řešení, která odpovídají směrům řídících napětí. Spolehlivost výsledku je daná hustotou řešení (Yamaji, 2000a, 2000b).

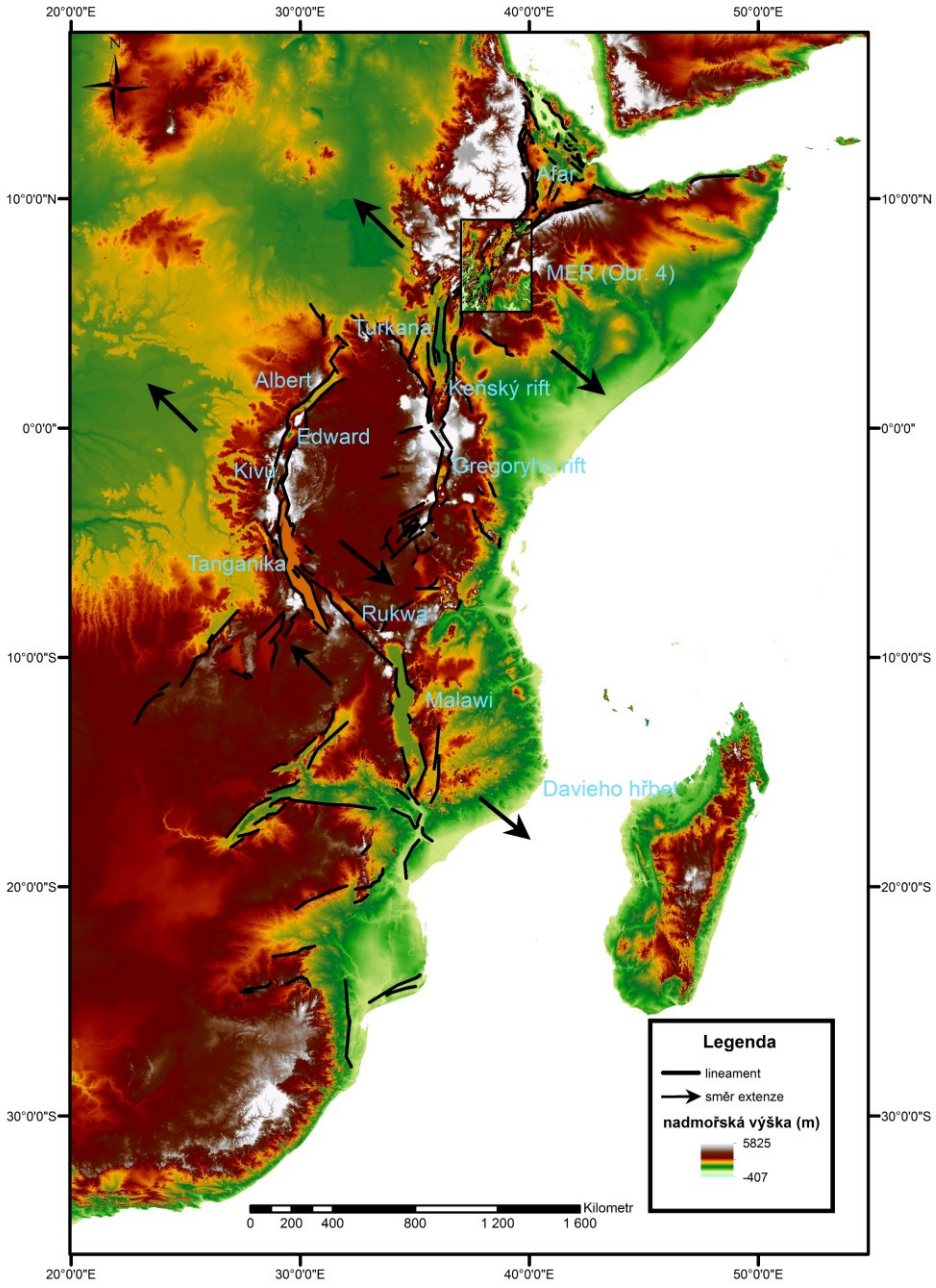
Málkova metoda

Málkova metoda vychází z (Angelier et al., 1982; Angelier, 1994). Tato inverzní metoda porovnává pozorovaná střižná napětí s teoretickými střižnými napětími odpovídající vypočtenému tenzoru napětí. V rámci optimalizačního procesu, ve kterém jsou parametry vypočítávány současně pro více etap pohybů (fází), jsou data automaticky rozdělena do homogenních sad (podsouborů). Tyto oddělené sady zaznamenávají odlišné napjatostní vztahy. Výpočet paleonapětí je prováděn pomocí programu ROCK 2019, který je založen na metodě (Málek et al., 1991). Program ROCK 2019 umožňuje zohlednit různou výraznost striací a také pravděpodobnost reaktivace zlomu, která je často úměrná poměrem střižné a normálové složky napětí (Coubal et al., 2015). Do výpočtu tenzoru napětí jsou vstupními daty měření směru a případně i orientace striací a také orientace zlomové plochy. Výsledkem jsou čtyři parametry tenzoru napětí, tři úhly, které určují směry os tenzoru a parametr φ, který určuje tvar elipsoidu napětí.

II. část

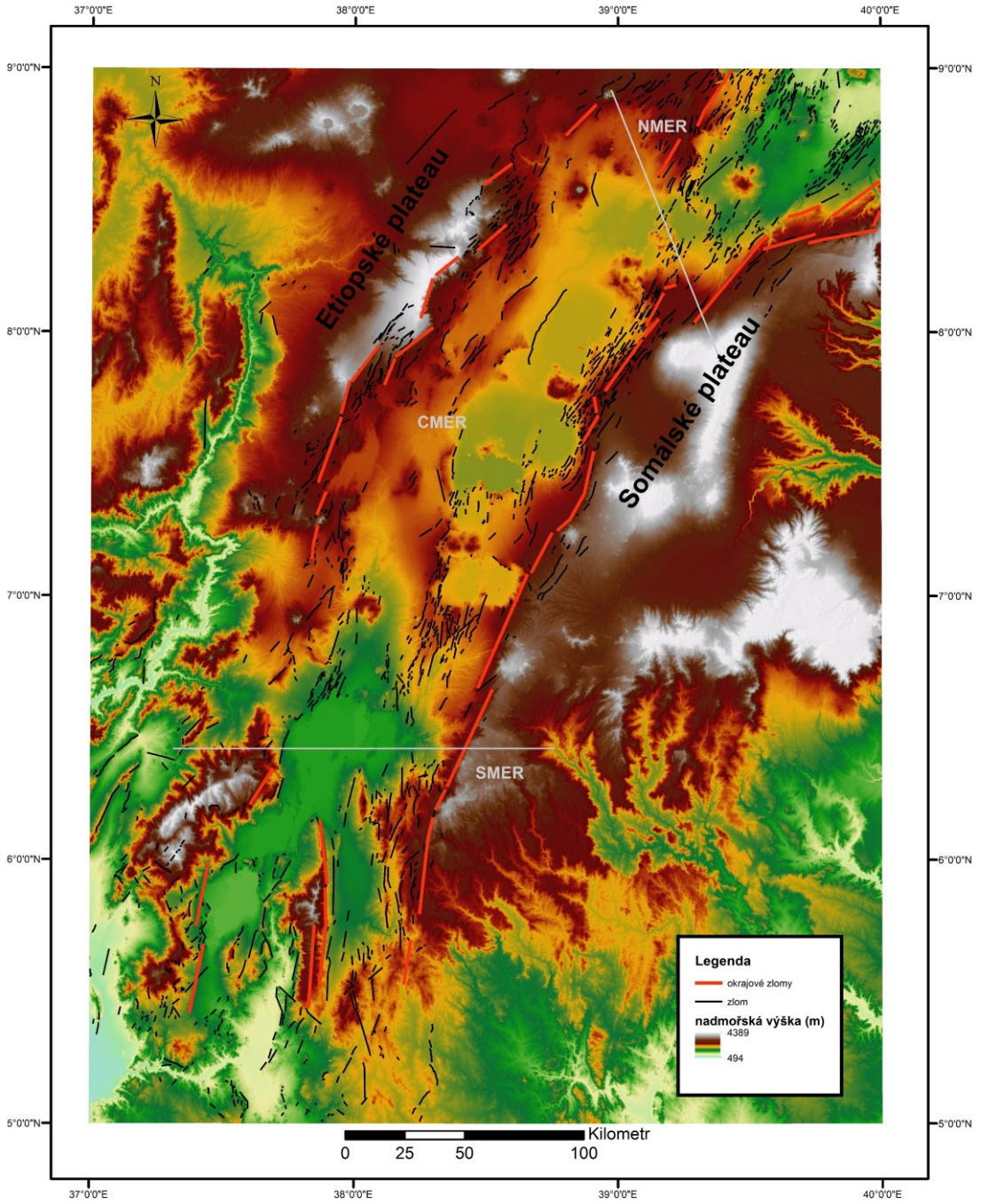
6. Morfotektonická analýza

Mapa průběhu východoafrického riftového systému byla vytvořena podle digitálního modelu reliéfu s využitím radarových snímků GTOPO30 s rozlišením 1 km pomocí programu ArcGIS. Výrazné rozdíly v morfologii byly identifikovány jako lineamenty v rozlišení 1 : 500 000. Směr extenze byl převzat z (Chorowicz, 2005).



Obrázek 3. Zjednodušené schéma východoafrického riftového systému na podkladu digitálního modelu reliéfu (DMR).

Morfostrukturní analýza centrální části hlavního etiopského riftu byla zpracována podle digitálního modelu reliéfu s využitím radarových snímků SRTM1 s rozlišením 30 m. Lineamenty byly identifikovány jako zlomy na základě rozdílné topografie, změn toků a ostrých morfologických přechodů, přičemž byly primárně hledány lineární prvky v souladu s dostupnou literaturou. Rovněž byl využit program Google Earth pro eliminaci antropogenních prvků. Lineamenty a jejich azimuty byly zpracovány v programu ArcGIS jako křivky v rozlišení 1 : 100 000. Celkem bylo identifikováno 2220 vnitřních a 40 okrajových zlomů. Azimuty zlomů byly převedeny do programu GeoRose 0.5.1, ze kterých byly sestrojeny růžicového diagramy.



Obrázek 4. Interpretace zlomové stavby centrální části hlavního etiopského riftu na základě morfotektonických indikací digitálního modelu reliéfu (DMR).

6.1. Zlomové struktury

V rámci strukturní analýzy zlomů hlavního etiopského riftu byly identifikovány 2 odlišné skupiny poklesových zlomů – okrajové a vnitřní zlomy.

Okrajové zlomy

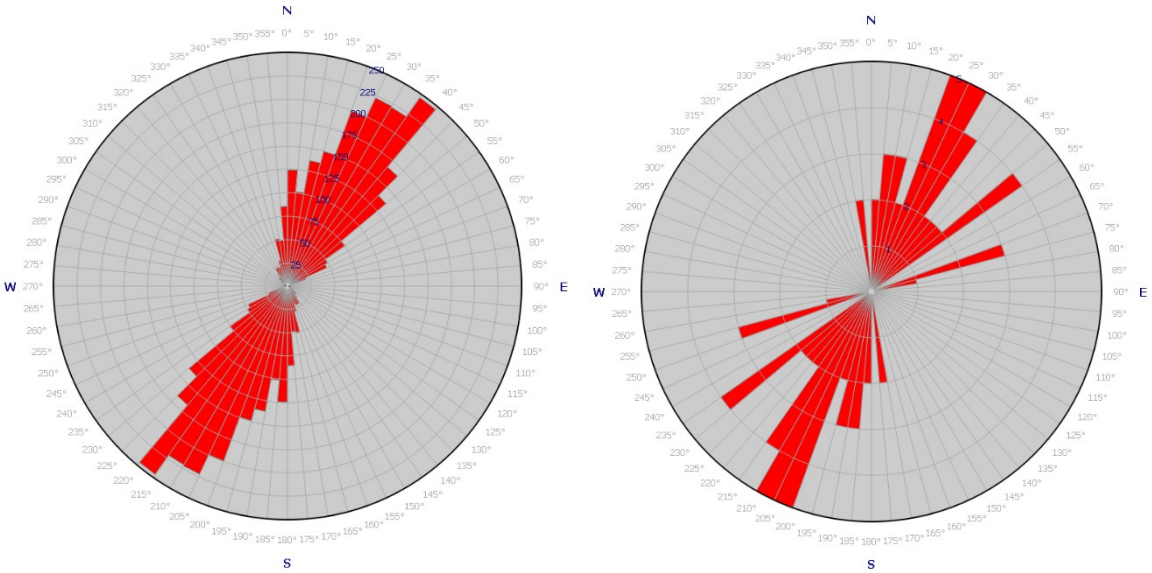
Hlavní etiopský riftový systém je omezen hlavními okrajovými poklesovými zlomy s širokými zlomovými plochami a velkými převýšeními. Délka hlavních okrajových zlomů se pohybuje v řádech desítek kilometrů. Jejich orientace se mění v rámci segmentů, kde v severním segmentu mají průběh ~35°, v centrálním segmentu ~20–45° a v jižním segmentu ~0–25°. Hlavní okrajové zlomy jsou přetištěny mladšími zlomovými strukturami. V severním segmentu jsou převážně postiženy erozí, v centrálním a jižním segmentu jsou erodovány méně. Na hlavní okrajové zlomy navazuje směrem k riftovému dnu několik kaskád okrajových zlomů. Jejich trend je v celém riftu subparalelní vůči hlavním okrajovým zlomům.

Vnitřní zlomy

V centrální části riftového dna se nacházejí vnitřní zlomy. Tyto zlomy jsou charakteristické těsnými vzdálenostmi mezi sebou, malými převýšeními a sigmoidálním zakřivením (prohnuté ve tvaru S). V porovnání s okrajovými zlomy jsou četnější a kratší (první jednotky až první desítky km). Jejich celkový průběh je šikmý vzhledem k okrajům riftu, v jižním segmentu mají tendenci být subparalelní s okrajem riftu. Tyto zlomy jsou orientovány v SSV směru (v severním a centrálním segmentu) a v S-J směru (v jižním segmentu).

Azimuty

Orientace azimutů vnitřních zlomů hlavního etiopského riftu má nejvýraznější trend mezi 25–40° SV směru. Orientace azimutů okrajových zlomů má nejvýraznější trend mezi 20–35° SV směru. Jižním směrem se odchylka mezi azimuty obou skupin zlomů zmenšuje a zlomy se stávají vůči sobě více paralelními.



Obrázek 5. Růžicové diagramy orientace (azimutů) vnitřních zlomů (vlevo), okrajových zlomů (vpravo).

6.2. Výpočet paleonapětí

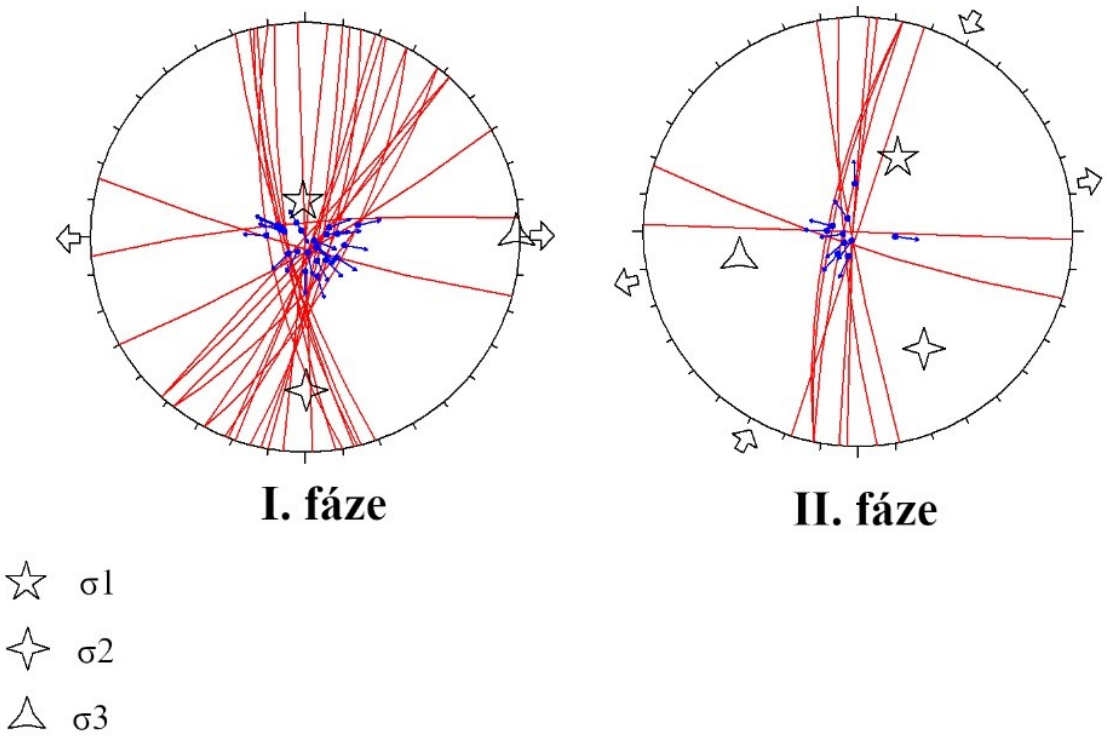
Na základě převzatých terénních měření zlomových struktur v centrální části hlavního etiopského riftu (projekt ZRS České geologické služby; http://www.geology.cz/etiopie-2018) byla ve spolupráci s RNDr. Jiřím Málkem, Ph.D. provedena paleonapjatostní analýza. Výpočet paleonapjatostní analýzy byl proveden Málkovou metodou za využití softwaru ROCK 2019. Vstupním parametrem byla konzistentní sada 38 zlomů z oblasti CMER, viz příloha 1. Pro rekonstrukci paleonapjatostního stavu byl zvolen dvoufázový model (příloha 2).

I. fáze

První fázi bylo přiřazeno 23 zlomů. Osa napěťového elipsoidu *σ1* je ve vertikální pozici, osa *σ3* leží v horizontálním směru pod azimutem ca 90°.

II. fáze

Druhé fázi bylo přiřazeno 10 zlomů, z celkových 35. Hlavní napětí *σ1* je orientováno v SSV-JJZ směru. Hodnoty *σ2 a σ3* jsou velmi podobné a osa minimálního napětí (*σ3)* je orientována pod středními úhly a azimutem ca 255°.



Obrázek 6. Výsledek paleonapjatostní analýzy pro I. a II. fázi za použití softwaru ROCK 2019 (plochojevná projekce na spodní polokouli).

7. Diskuze

Na základě rešerše dosavadních poznatků geologické stavby centrální části hlavního etiopského riftu (Central Main Ethiopian Rift) provedené morfotektonické analýzy projevů křehké tektoniky a paleonapjatostní analýzy na konzistentní sadě 38 měřených zlomových struktur, jsou diskutovány základní teze tektonického vývoje jedné z nejvýznačnějších riftových struktur.

7.1. Geologická stavba a magmatický vývoj MER

Vývoj hlavního etiopského riftového systému je ovlivněn staršími geologickými událostmi, které zahrnují celé období od neoproterozoika po současnost. Jedná se zejména o relikty východoafrického orogénu, který vznikl jako důsledek konsolidace kontinentu Gondwana (např. (Stern, 1994)). Na tyto jednotky nasedají klastické sedimenty a karbonáty, které představují dlouhou epizodu post pan-africké peneplenizace (Corti, 2009). V období jury a křídy byla oblast ovlivněna vznikem centrálního afrického riftu (Kazmin, 1980; Kurz et al., 2007; Corti, 2009). Od období oligocénu je geologický vývoj širší oblasti spjat s formováním rozsáhlé extenzní struktury východoafrického riftového systému, jehož je hlavní etiopský rift nedílnou součástí (Bonini et al., 2005). Hlavní etiopský riftový systém je příkladem aktivního riftu, je tedy spjat s výstupem plášťových hmot ve formě plášťové diapiry (Sleep, 1998). Magmatická aktivita riftu je obecně vázaná především na zóny oslabení, které umožňují snazší výstup magmatu (Woldegabriel et al., 1990). Výrazným projevem kontinentální extenze byla rozsáhlá magmatická aktivita ve formě plošných výlevů pre-riftových bazaltů se stářím okolo 30 mil. let, což souviselo s výstupem africké superdiapiry (Rooney, 2017). Hlavním projevem této epizody byla tvorba etiopského a somálského plató. Syn-riftová vulkanická činnost probíhala v rozmezí ~10–11 mil. let (Chernet et al., 1998; Wolfenden et al., 2004).

Extenzní režim riftingu způsobuje postupné ztenčování litosféry (Rooney, 2010). Stupeň ztenčování litosféry odráží přechod mezi kontinentálním a oceánským riftingem. V případě MER je úroveň ztenčování litosféry nejintenzivnější v severním segmentu riftu a postupně klesá jižním směrem (Keranen and Klemperer, 2008). Dále lze říci, že se magmatismus přesouvá jižním směrem. Současná magmatická aktivita v MER (etapa post-riftového vulkanismu) má bimodální charakter a je vázána na centrální části riftu. Důkazem je výrazně zvýšený tepelný tok a geneze mafických magmat pod těmito segmenty (Kendall et al., 2005; Keir et al., 2006; Daly et al., 2008). Dochází zde k magmatické modifikaci kůry, jež tvoří mezistupeň mezi riftingem a počátkem rozšiřování oceánského dna (Keranen et al., 2004).

7.2. Tektonika

Vznik a reaktivace deformačních struktur (zlomů a extenzních puklin) v oblasti MER souvisí s aktivní regionální extenzí (riftingem) v etapě syn- a post-riftového stádia, což spadá do období 11 mil. let až současnost (Woldegabriel et al., 1990). Vzhledem ke změnám v orientaci směrů a rychlosti regionální extenze v úzké návaznosti vzájemných pohybů příslušných litosférických desek, byl tektonický vývoj MER v geologické minulosti heterogenní. Obecně platí, že MER stejně jako celý systém EARS propaguje směrem k jihu (Corti, 2009). S tím souvisí snižování rychlostí regionální extenze, pokles zlomové a seismické aktivity v tomto směru, přičemž okolo 20° jižní šířky nejsou projevy seismické aktivity pozorovány (Fairhead and Henderson, 1977; Fernandes et al., 2004; Nocquet et al., 2006; Saemundsson, 2010).

Zatímco propagace riftové struktury směrem na jih je prokázána, směr extenze (oddalování) nubijské a somálské desky není jednoznačný. Moderní kinematické modely zahrnují kromě těchto 2 desek další 3 mikrodesky či mikrobloky, a to Lwandle, Viktoria a Rovuma (Stamps et al., 2008; Corti, 2009), popřípadě Masai a Rukwa (Saria et al., 2014). Z analýzy GPS dat Fernandes et al. (2004) vyplývá, že somálská deska vykonává rotační pohyb proti směru hodinových ručiček oproti nubijské desce.

Současné práce zabývající se zlomovou stavbou popisují hlavní etiopský rift jako extenzní strukturu tvořenou symetrickými grabeny postupující SSV směrem od oblasti Afaru na severu k Turkaně na jihu. Hlavní etiopský rift se obecně rozděluje na 3 segmenty zaznamenávající odlišná vývojová stádia riftu, lišící se stářím vulkanismu, litologií a zlomovou stavbou (Corti et al., 2019). Moderní práce však nejsou konzistentní v interpretaci směru regionální extenze.

Provedená morfotektonická analýza indikací hlavních tektonických (zlomových) struktur byla zpracována na centrální části hlavního etiopského riftu (CMER) na základě analýzy digitálního modelu reliéfu (DMR). Tyto výsledky se shodují s prací Agostini et al. (2011). Analogicky byly zlomové struktury členěny do dvou skupin, a to na okrajové a vnitřní zlomy. Hlavní okrajové zlomy, jakožto okrajové části riftu, zaznamenávají nejstarší stádia kontinentální extenze (Boccaletti et al. 1998). Dle Agostiniho et al. (2011) jsou okrajové zlomy zaznamenány v několika úrovních. Hlavní okrajové zlomy hlavního etiopského riftu v jeho severní a centrální části mají průběh ve směru ~SSV-SV (30–40°). Směr těchto poklesových zlomů byl predisponován pan-africkou suturou v SSV směru zasahující západní okraj Afaru a oblasti MER (Chorowicz, 2005). V severním segmentu riftu, s předpokládaným stáří hlavní zlomové aktivity ca 11 mil. let (Wolfenden et al., 2004), byly tyto zlomy postiženy erozí a přetištěny relativně mladšími tektonickými událostmi. V oblasti centrálního hlavního etiopského riftu hlavní zlomová aktivita probíhala v rozmezí 6–8 mil. let (Woldegabriel et al., 1990; Bonini et al., 2005), v jižní části pak až na začátku kvartéru (Bonini et al., 2005). V centrální části riftového dna se nacházejí vnitřní zlomy, identifikovány jako WFB zlomy, např. v (Agostini et al., 2011).

Analýza azimutů orientace okrajových zlomů ukazuje na hlavní orientační maxima v rozmezí 20 až 35°. Směry vnitřních zlomů mají azimuty v rozmezí 25 až 40°. Ve studované části riftu se projevuje odchylka mezi orientací vnitřních a okrajových zlomů v rozmezí ca 20 až 10°. Tato

odchylka se jižním směrem zmenšuje, definované skupiny zlomů jsou vůči sobě subparalelní. Tyto výsledky jsou ve shodě s poznatky publikovanými v práci Agostiniho et al. (2011). Pozorované rozdíly v orientaci okrajových a vnitřních zlomů pravděpodobně zaznamenávají polyfázový vývoj riftu, který se projevuje ve změnách směru extenze.

Výsledky paleonapjatostní analýzy provedené na konzistentní sadě 38 zlomových struktur z centrální části riftu naznačují dvoufázový vývoj, který je možné interpretovat jako mírnou změnu v orientaci extenze. První fáze zaznamenává tvorbu poklesových zlomů (*normal faults*). Orientace nejdelší osy napěťového elipsoidu *(σ1)* je vertikální. Osa odrážející minimální napětí (*σ3)* leží v horizontálním směru, pod azimutem ca 90°, což odráží hlavní směr regionální extenze ve směru V-Z. Zlomové struktury druhé fáze rovněž odráží extenzní tektonický režim s mírně odlišnou orientací os napěťového elipsoidu. Osa minimálního napětí (*σ3)* je orientována pod středními úhly a azimutem ca 255°, což je konzistentní se směrem regionální extenze ve směru V(VSV)-Z(ZJZ).

Výsledky paleonapjatostní analýzy jsou v souladu se směrem extenze v oblasti CMER, která byla identifikována na základě fokálního mechanismu zemětřesení, jež je konzistentní za dobu posledních 3,2 mil. let. (Keir et al., 2006; Bastow et al., 2011). Extenzi ve V-Z směru dále popisují Stamps et al. (2008). Dle Saria et al. (2014) se směr regionální extenze postupně mění, a to od extenze ve směru SZ-JV, k V-Z až k SV-JZ směru. Dále Chorowicz (2005) uvažuje dvě fáze extenze – první ve směru SZ-JV a druhou ve směru V-Z, která se uplatnila zejména ve východní části riftu. K polyfázovému extenznímu vývoji MER se dále přiklání práce (Boccaletti et al., 1998; Wolfenden et al., 2004; Bonini et al., 2005). Polyfázový vývoj v extenzním režimu by mohl být vyvolán vzájemnou změnou kinematiky nubijské a somálské desky (Wolfenden et al., 2004). Extenzi postupující ve VJV-ZSZ směru připisují Corti (2009), Bilham et al. (1999) a Bendick et al. (2006) a interpretují ji jako rotaci somálské desky oproti desce nubijské (Corti, 2009). Výsledky modelování extenze riftu (Erbello et al., 2016) vyvrací vícefázový vývoj, včetně extenze ve VSV-ZJZ směru a přiklání se ke konstantní extenzi ve VJV-ZSZ směru, k podobným závěrům došli i (Royer et al., 2006; Corti, 2008; Agostini et al., 2011).

8. Závěry a implikace

Cílem této bakalářské práce bylo seznámení se s problematikou geologické a tektonické stavby hlavního etiopského riftu. Předložená práce slouží jako podklad pro navazující téma diplomové práce. Hlavní etiopský rift, jako integrální součást východoafrického riftového systému, který odděluje nubijskou, somálskou a arabskou desku, je jednou z nejvýznačnějších extenzních struktur na Zemi. Jednotlivé segmenty hlavního etiopského riftu odrážejí dílčí vývojová stádia a umožňují tak studium celého procesu riftingu. Vývoj hlavního etiopského riftu a doprovodné vulkanické činnosti je spjat s výstupem plášťové plumy. Pre-riftový vulkanismus souvisel s rozsáhlými plošnými výlevy plató bazaltů. Následná syn- a post-riftová vulkanická činnost má bimodální složení a je přednostně vázána na hlubší části riftu nebo na regionální zlomové

struktury SSV-JJZ průběhu. Zlomové struktury, jejichž geneze souvisí s hlavní etapou kontinentální extenze, se začaly vyvíjet v období miocénu v severní části riftu v oblasti Afaru a postupně propagovaly jižním směrem. Odrazem je postupné ztenčování litosféry a vznik typické morfologické struktury symetrického grabenu s průběhem SSV-JJZ. Výsledky morfostrukturní analýzy ve vybrané části hlavního etiopského riftu a paleonapjatostní analýzy zaznamenávají vznik a reaktivaci strmých zlomových struktur v hlavních orientačních trendech, a to: SSV-JJZ, SSZ(S)-JJV(J) a ZSZ-VJV v celkovém režimu V(VSV)-Z(ZJZ) extenze. I přes mnoho let intenzivního výzkumu v oblasti hlavního etiopského riftu zůstávají některé otázky celkového tektonického a magmatického vývoje neobjasněny a ukazují tak směry možného výzkumu v době budoucí.

9. Přehled použité literatury

Agostini, A., Bonini, M., Corti, G., Sani, F., and Mazzarini, F., 2011, Fault architecture in the Main Ethiopian Rift and comparison with experimental models: Implications for rift evolution and Nubia-Somalia kinematics: Earth and Planetary Science Letters, v. 301, p. 479–492, doi:10.1016/j.epsl.2010.11.024.

Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population: Tectonophysics, v. 56, doi:10.1016/0040-1951(79)90081-7.

Angelier, J., 1994, Fault slip analysis & paleostress reconstruction, *in* Continental Deformation, p. 53–100.

Angelier, J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means: Geophysical Journal International, v. 103, p. 363–376, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x.

Angelier, J., 1984, Tectonic analysis of fault slip data sets.: Journal of Geophysical Research, v. 89, doi:10.1029/JB089iB07p05835.

Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B., and Manoussis, S., 1982, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress — I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 69, doi:10.1111/j.1365-246X.1982.tb02766.x.

Ayalew, D., Yirgu, G., and Raphaël, P., 1999, Geochemical and isotopic (Sr, Nd and Pb) characteristics of volcanic rocks from southwestern Ethiopia: Journal of African Earth Sciences, v. 29, doi:10.1016/S0899-5362(99)00104-9.

Baker, B.H., Mohr, P.A., and Williams, L.A.J., 1972, Geology of the eastern rift system of Africa: Geological Society of America, v. 136.

Baker, J., Snee, L., and Menzies, M., 1996, A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: Implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction: Earth and Planetary Science Letters, doi:10.1016/0012-821x(95)00229-6.

Baker, B.H., and Wohlenberg, J., 1971, Structure and evolution of the Kenya Rift Valley: Nature, v. 229, doi:10.1038/229538a0.

Baldridge, W.S., Keller, G.R., and Braile, L.W., 2006, Chapter 14 Continental rifting: A final perspective: Developments in Crop Science, doi:10.1016/S0419-0254(06)80022-4.

Barberi, F., Borsi, S., Ferrara, G., Marinelli, G., Santacroce, R., Tazieff, H., and Varet, J., 1973, Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in Light of Radiometric Age Determinations: A Reply: The Journal of Geology, doi:10.1086/627930.

Bastow, I.D., Keir, D., and Daly, E., 2011, The Ethiopia Afar Geoscientific Lithospheric Experiment (EAGLE): Probing the transition from continental rifting to incipient seafloor spreading: Special Paper of the Geological Society of America, doi:10.1130/2011.2478(04).

Bendick, R., McClusky, S., Bilham, R., Asfaw, L., and Klemperer, S., 2006, Distributed Nubia-Somalia relative motion and dike intrusion in the Main Ethiopian Rift: Geophysical Journal International, v. 165, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02904.x.

Bergerat, F., Angelier, J., and Andreasson, P.G., 2007, Evolution of paleostress fields and brittle deformation of the Tornquist Zone in Scania (Sweden) during Permo-Mesozoic and Cenozoic times: Tectonophysics, v. 444, p. 93–110, doi:10.1016/j.tecto.2007.08.005.

Best, M.G., 1982, Igneous and metamorphic petrology.: W.H.Freeman & Co,

doi:10.1029/eo064i023p00404.
Bilham, R., Bendick, R., Larson, K., Mohr, P., Braun, J., Tesfaye, S., and Asfaw, L., 1999, Secular and tidal strain across the main ethiopian rift: Geophysical Research Letters, v. 26, doi:10.1029/1998GL005315.
Boccaletti, M., Bonini, M., Mazzuoli, R., Abebe, B., Piccardi, L., and Tortorici, L., 1998, Quaternary oblique extensional tectonics in the Ethiopian Rift (Horn of Africa): Tectonophysics, doi:10.1016/S0040-1951(98)80063-2.
Bonavia, F.F., Chorowicz, J., and Collet, B., 1995, Have wet and dry Precambrian crust largely governed Cenozoic intraplate magmatism from Arabia to East Africa? Geophysical Research Letters, doi:10.1029/95GL02061.
Bonini, M., Corti, G., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzarini, F., Abebe, T., and Pecskay, Z., 2005, Evolution of the Main Ethiopian Rift in the frame of Afar and Kenya rifts propagation: Tectonics, v. 24, p. 1–21, doi:10.1029/2004TC001680.
Bott, M.H.P., 1991, Ridge push and associated plate interior stress in normal and hot spot regions: Tectonophysics, v. 200, p. 17–32, doi:10.1016/0040-1951(91)90003-B.
Buck, W.R., 1991, Modes of continental lithospheric extension: Journal of Geophysical Research, doi:10.1029/91jb01485.
Buck, W.R., and Karner, G.D., 2004, Consequences of asthenospheric variability on continental rifting, *in* Rheology and deformation of the lithosphere at continental margins, v. 62, p. 1–30.
Burgess, C.F., Rosendahl, B.R., Sander, S., Burgess, C.A., Lambiase, J., Derksen, S., and Meader, N., 1988, The structural and stratigraphic evolution of Lake Tanganyika: A case study of continental rifting, *in* Developments in Geotectonics, doi:10.1016/B978-0-444-42903-2.50040-3.
Burke, K.C., and Wilson, J.T., 1976, Hot Spots on the Earth's Surface: Scientific American, doi:10.1038/scientificamerican0876-46.
Calais, E., Ebinger, C.J., Hartnady, C., and Nocquet, J.M., 2006, Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data: Geological Society Special Publication, v. 259, p. 9–22, doi:10.1144/GSL.SP.2006.259.01.03.
Chernet, T., Hart, W.K., Aronson, J.L., and Walter, R.C., 1998, New age constraints on the timing of volcanism and tectonism in the northern Main Ethiopian Rift - southern Afar transition zone (Ethiopia): Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 80, doi:10.1016/S0377-0273(97)00035-8.
Chorowicz, J., 2005, The East African rift system: Journal of African Earth Sciences, v. 43, p. 379–410, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019.
Chorowicz, J. et al., 1990, The evaluation of satellite imagery and field spectro-radiometer data for the study of the lithology and the ancient and reactivation tectonics in the vicinity of the East African Rift: ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, doi:10.1016/0924-2716(90)90029-B.
Chorowicz, J., Fournier, J. Le, and Vidal, G., 1987, A model for rift development in Eastern Africa: Geological Journal, v. 22, p. 495–513, doi:10.1002/gj.3350220630.
Chu, D., and Gordon, R.G., 1999, Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian ridge: Nature, v. 398, doi:10.1038/18014.
Cohen, A.S., Soreghan, M.J., and Scholz, C.A., 1993, Estimating the age of formation of lakes: an example from Lake Tanganyika, East African Rift system: Geology, doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0511:ETAOFO>2.3.CO;2.
Collet, B., Taud, H., Parrot, J.F., Bonavia, F., and Chorowicz, J., 2000, A new kinematic approach

for the Danakil block using a Digital Elevation Model representation: Tectonophysics, v. 316, doi:10.1016/S0040-1951(99)00263-2.

Corti, G. et al., 2019, Aborted propagation of the Ethiopian rift caused by linkage with the Kenyan rift: Nature Communications, v. 10, doi:10.1038/s41467-019-09335-2.

Corti, G., 2009, Continental rift evolution: From rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa: Earth-Science Reviews, v. 96, p. 1–53, doi:10.1016/j.earscirev.2009.06.005.

Corti, G., 2008, Control of rift obliquity on the evolution and segmentation of the main Ethiopian rift: Nature Geoscience, v. 1, doi:10.1038/ngeo160.

Corti, G., Bonini, M., Sokoutis, D., Innocenti, F., Manetti, P., Cloetingh, S., and Mulugeta, G., 2004, Continental rift architecture and patterns of magma migration: A dynamic analysis based on centrifuge models: Tectonics, v. 23, p. 1–20, doi:10.1029/2003TC001561.

Coubal, M., Málek, J., Adamovič, J., and Štěpančíková, P., 2015, Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt: Journal of Geodynamics, v. 87, p. 26–49, doi:10.1016/j.jog.2015.02.006.

Coulié, E., Quidelleur, X., Courtillot, V., Lefèvre, J.C., and Chiesa, S., 2003, Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: Implications for timing and duration of the Ethiopian traps: Earth and Planetary Science Letters, v. 206, doi:10.1016/S0012-821X(02)01089-0.

Česká geologická služba, Development cooperation in Ethiopia, Analysis of natural risks affecting agricultural production in selected areas of Southern Nations Nationalities and People's Region (SNNPR), Ethiopia [online]. [cit. 11.06.2020]. Dostupné z: http://www.geology.cz/etiopie-2018.

Daly, E., Keir, D., Ebinger, C.J., Stuart, G.W., Bastow, I.D., and Ayele, A., 2008, Crustal tomographic imaging of a transitional continental rift: The Ethiopian rift: Geophysical Journal International, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03682.x.

Demets, C., and Wilson, D.S., 2008, Toward a minimum change model for recent plate motions: Calibrating seafloor spreading rates for outward displacement: Geophysical Journal International, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03836.x.

Dugda, M.T., Nyblade, A.A., Julia, J., Langston, C.A., Ammon, C.J., and Simiyu, S., 2005, Crustal structure in Ethiopia and Kenya from receiver function analysis: Implications for rift development in eastern Africa: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 110, doi:10.1029/2004JB003065.

Dunkelman, T.J., Karson, J.A., and Rosendahl, B.R., 1988, Structural style of the Turkana Rift , Kenya: Geology, p. 258–261.

Ebinger, C., 2005, Continental break-up: The East African perspective: Astronomy and Geophysics, v. 46, p. 2.16-2.21, doi:10.1111/j.1468-4004.2005.46216.x.

Ebinger, C.J., and Casey, M., 2001, Continental breakup in magmatic provinces: An Ethiopian example: Geology, v. 29, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0527:CBIMPA>2.0.CO;2.

Ebinger, C.J., Crow, M.J., Rosendahl, B.R., Livingstone, D.A., and Lefournier, J., 1984, Structural evolution of Lake Malaŵi, Africa: Nature, doi:10.1038/308627a0.

Ebinger, C.J., Deino, A.L., Tesha, A.L., Becker, T., and Ring, U., 1993a, Tectonic controls on rift basin morphology: evolution of the northern Malawi (Nyasa) Rift: Journal of Geophysical Research, doi:10.1029/93jb01392.

Ebinger, C.J., and Sleep, N.H., 1998, Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume: Nature, v. 395, p. 788–791, doi:10.1038/27417.

Ebinger, C.J., Van Wijk, J., and Keir, D., 2013, The time scales of continental rifting: Implications

for global processes: Special Paper of the Geological Society of America, v. 500, p. 371–396, doi:10.1130/2013.2500(11).

Ebinger, C.J., Yemane, T., Harding, D.J., Tesfaye, S., Kelley, S., and Rex, D.C., 2000, Rift deflection, migration, and propagation: Linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa: Bulletin of the Geological Society of America, v. 112, p. 163–176, doi:10.1130/0016-7606(2000)112<163:RDMAPL>2.0.CO;2.

Ebinger, C.J., Yemane, T., Woldegabriel, G., Aronson, J.L., and Walter, R.C., 1993b, Late Ecocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift: Journal - Geological Society (London), v. 150, p. 99–108, doi:10.1144/gsjgs.150.1.0099.

Erbello, A., Corti, G., Agostini, A., Sani, F., Kidane, T., and Buccianti, A., 2016, Modeling along-axis variations in fault architecture in the Main Ethiopian Rift: Implications for Nubia-Somalia kinematics: Journal of Geodynamics, v. 102, p. 24–38, doi:10.1016/j.jog.2016.07.002.

Fairhead, J.D., and Henderson, N.B., 1977, The seismicity of southern Africa and incipient rifting: Tectonophysics, v. 41, doi:10.1016/0040-1951(77)90133-0.

Fernandes, R.M.S., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Bastos, L., Combrinck, L., Miranda, J.M., and Spakman, W., 2004, Angular velocities of Nubia and Somalia from continuous GPS data: Implications on present-day relative kinematics: Earth and Planetary Science Letters, v. 222, p. 197–208, doi:10.1016/j.epsl.2004.02.008.

Fischer, T.P., Burnard, P., Marty, B., Hilton, D.R., Füri, E., Palhol, F., Sharp, Z.D., and Mangasini, F., 2009, Upper-mantle volatile chemistry at Oldoinyo Lengai volcano and the origin of carbonatites: Nature, doi:10.1038/nature07977.

Fleischmann, K.H., and Nemcok, M., 1991, Paleostress inversion of fault-slip data using the shear stress solution of Means (1989): Tectonophysics, v. 196, doi:10.1016/0040-1951(91)90296-5.

Fleitout, L., and Froidevaux, C., 1983, Tectonic stresses in the lithosphere: Tectonics, doi:10.1029/TC002i003p00315.

Fossen, H., 2016, Structural geology: Cambridge University Press.

Furman, T., Bryce, J.G., Karson, J., and Iotti, A., 2004, East African Rift System (EARS) plume structure: Insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya: Journal of Petrology, v. 45, p. 1069–1088, doi:10.1093/petrology/egh004.

Gaba, Eric., File:Tectonic plates boundaries World map Wt 10degE centered-en.svg, commons.wikimedia.org [online]. [cit. 11.6.2020]. Dostupné z: https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=66499572.

Garfunkel, Z., and Beyth, M., 2006, Constraints on the structural development of Afar imposed by the kinematics of the major surrounding plates: Geological Society Special Publication, v. 259, doi:10.1144/GSL.SP.2006.259.01.04.

Gartrell, A.P., and Lisk, M., 2005, Potential New Method for Paleostress Estimation by Combining Three-dimensional Fault Restoration and Fault Slip Inversion Techniques: First Test on the Skua Field, Timor Sea: in P. Boult and J. Kaldi, eds., Evaluating fault and cap rock seals: AAPG Hedberg Series, p. 23–36, doi:10.1306/1060754H23160.

George, R., 1998, Earliest magmatism in Ethiopia: Evidence for two mantle plumes in one flood basalt province: Geology, doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0923:EMIEEF>2.3.CO;2.

Ghebreab, W., 1998, Tectonics of the Red Sea region reassessed: Earth Science Reviews, doi:10.1016/S0012-8252(98)00036-1.

Hardarson, B.S., 2015, THE WESTERN BRANCH OF THE EAST AFRICAN RIFT : A REVIEW OF TECTONICS , VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL: , p. 1–13.

Harry, D.L., and Leeman, W.P., 1995, Partial melting of melt metasomatized subcontinental mantle and the magma source potential of the lower lithosphere: Journal of Geophysical Research, doi:10.1029/94jb03065.

Hayward, N.J., and Ebinger, C.J., 1996, Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system: Tectonics, v. 15, doi:10.1029/95TC02292.

Hetzel, R., and Strecker, M.R., 1994, Late Mozambique Belt structures in western Kenya and their influence on the evolution of the Cenozoic Kenya Rift: Journal of Structural Geology, v. 16, p. 189–201, doi:10.1016/0191-8141(94)90104-X.

Hofmann, C., V. Courtillot, G. Fe´raud, P.R., G. Yirgu, E.K., and Pik, & R., 1997, Timing of theEthiopian floodbasalt event and implications for plume birthand global change: Nature, v. 246, p. 170, doi:10.1038/246170a0.

Horner-Johnson, B.C., Gordon, R.G., and Argus, D.F., 2007, Plate kinematic evidence for the existence of a distinct plate between the Nubian and Somalian plates along the Southwest Indian Ridge: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 112, p. 1–12, doi:10.1029/2006JB004519.

Hutchison, W. et al., 2018, The evolution of magma during continental rifting: New constraints from the isotopic and trace element signatures of silicic magmas from Ethiopian volcanoes: Earth and Planetary Science Letters, v. 489, p. 203–218, doi:10.1016/j.epsl.2018.02.027.

Jestin, F., Huchon, P., and Gaulier, J.M., 1994, The Somalia plate and the East African Rift System: present-day kinematics: Geophysical Journal International, v. 116, p. 637–654, doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03286.x.

Joffe, S., and Garfunkel, Z., 1987, Plate kinematics of the circum Red Sea-a re-evaluation: Tectonophysics, doi:10.1016/0040-1951(87)90171-5.

Ju, W., Wang, J., Fang, H., Gong, Y., and Zhang, S., 2017, Paleostress reconstructions and stress regimes in the Nanchuan region of Sichuan Basin, South China: implications for hydrocarbon exploration: Geosciences Journal, v. 21, p. 553–564, doi:10.1007/s12303-016-0066-1.

Kampunzu, A.B., Bonhomme, M.G., and Kanika, M., 1998, Geochronology of volcanic rocks and evolution of the Cenozoic western branch of the East African Rift system: Journal of African Earth Sciences, doi:10.1016/S0899-5362(98)00025-6.

Kampunzu, A.B., and Mohr, P., 1991, Magmatic Evolution and Petrogenesis in the East African Rift System, *in* Magmatism in Extensional Structural Settings, doi:10.1007/978-3-642-73966-8_5.

Kazmin, V., 1980, Geodynamic control of rift volcanism: Geologische Rundschau, v. 69, doi:10.1007/BF02104645.

Keir, D., Ebinger, C.J., Stuart, G.W., Daly, E., and Ayele, A., 2006, Strain accommodation by magmatism and faulting as rifting proceeds to breakup: Seismicity of the northern Ethiopian rift: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, doi:10.1029/2005JB003748.

Keir, D., Kendall, J.M., Ebinger, C.J., and 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, v. 32, doi:10.1029/2005GL024150.

Kendall, J.M., Stuart, G.W., Ebinger, C.J., Bastow, I.D., and Keir, D., 2005, Magma-assisted rifting in Ethiopia: Nature, v. 433, p. 146–148, doi:10.1038/nature03161.

Keranen, K., and Klemperer, S.L., 2008, Discontinuous and diachronous evolution of the Main Ethiopian Rift: Implications for development of continental rifts: Earth and Planetary Science Letters, doi:10.1016/j.epsl.2007.09.038.

Keranen, K., Klemperer, S.L., and Gloaguen, R., 2004, Three-dimensional seismic imaging of a protoridge axis in the Main Ethiopian rift:, doi:10.1130/G20737.1.

Kieffer, B. et al., 2004, Flood and shield basalts from Ethiopia: Magmas from the African superswell: Journal of Petrology, v. 45, p. 793–834, doi:10.1093/petrology/egg112.

Koptev, A., Gerya, T., Calais, E., Leroy, S., and Burov, E., 2018, Afar triple junction triggered by plume-assisted bi-directional continental break-up: Scientific Reports, v. 8, p. 1–7, doi:10.1038/s41598-018-33117-3.

Korme, T., Acocella, V., and Abebe, B., 2004, The role of pre-existing structures in the origin, propagation and architecture of faults in the Main Ethiopian Rift: Gondwana Research, v. 7, p. 467–479, doi:10.1016/S1342-937X(05)70798-X.

Korme, T., Chorowicz, J., Collet, B., and Bonavia, F., 1997, Volcanic vents rooted on extension fractures and their geodynamic implications in the Ethiopian Rift: Journal of Volcanology and Geothermal Research, doi:10.1016/S0377-0273(97)00034-6.

Kurz, T., Gloaguen, R., Ebinger, C., Casey, M., and Abebe, B., 2007, Deformation distribution and type in the Main Ethiopian Rift (MER): A remote sensing study: Journal of African Earth Sciences, doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.10.008.

Lemaux, J., Gordon, R.G., and Royer, J.Y., 2002, Location of the Nubia-Somalia boundary along the Southwest Indian Ridge: Geology, v. 30, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0339:LOTNSB>2.0.CO;2.

Leroy, S. et al., 2012, From rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden: A synthesis: Arabian Journal of Geosciences, doi:10.1007/s12517-011-0475-4.

Levitte, D., Columba, J., and Mohr, P., 1974, Reconnaissance geology of the Amaro horst, Southern Ethiopian rift: Bulletin of the Geological Society of America, doi:10.1130/0016-7606(1974)85<417:RGOTAH>2.0.CO;2.

Lode, W., 1926, Versuche über den Einfluß der mittleren Hauptspannung auf das Fließen der Metalle Eisen, Kupfer und Nickel: Zeitschrift für Physik, v. 36, doi:10.1007/BF01400222.

Lutgens, F.K., Tarbuck, E.J., and Tasa, D.G., 2017, Essentials of geology: Pearson.

Macdougall, J.D., 1988, Continental flood basalts: Kluwer Academic; Petrology & Structural Geology Series, doi:10.1029/90eo00013.

Mackenzie, G.D., Thybo, H., and Maguire, P.K.H., 2005, Crustal velocity structure across the Main Ethiopian Rift: Results from two-dimensional wide-angle seismic modelling: Geophysical Journal International, v. 162, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02710.x.

Maerten, L., Maerten, F., Lejri, M., and Gillespie, P., 2016, Geomechanical paleostress inversion using fracture data: Journal of Structural Geology, v. 89, p. 197–213, doi:10.1016/j.jsg.2016.06.007.

Málek, J., Fischer, T., and Coubal, M., 1991, Computation of Regional Stress Tensor from Small Scale Tectonic Data.:

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A., 2003, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions: Geophysical Journal International, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x.

McKenzie, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: Earth and Planetary Science Letters, doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7.

McKenzie, D.P., Davies, D., and Molnar, P., 1970, Plate tectonics of the red sea and east africa: Nature, v. 226, doi:10.1038/226243a0.

Menzies, M., Gallagher, K., Yelland, A., and Hurford, A.J., 1997, Volcanic and nonvolcanic rifted margins of the Red Sea and Gulf of Aden: Crustal cooling and margin evolution in Yemen: Geochimica et Cosmochimica Acta, doi:10.1016/S0016-7037(97)00108-7.

Mohr, P.A., 1967, Major volcano-tectonic lineament in the Ethiopian Rift System: Nature, v. 213, doi:10.1038/213664a0.

Mohr, P., 1983, Volcanotectonic aspects of Ethiopian rift evolution.: Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf- Aquitaine, v. 7.

Mohriak, W.U., and Leroy, S., 2013, Architecture of rifted continental margins and break-up evolution: Insights from the South Atlantic, North Atlantic and Red Sea-Gulf of aden conjugate margins: Geological Society Special Publication, v. 369, p. 497–535, doi:10.1144/SP369.17.

Morley, C.K., Wescott, W.A., Stone, D.M., Harper, R.M., Wigger, S.T., and Karanja, F.M., 1992, Tectonic evolution of the northern Kenyan Rift: Journal - Geological Society (London), v. 149, p. 333–348, doi:10.1144/gsjgs.149.3.0333.

Mougenot, D., Recq, M., Virlogeux, P., and Lepvrier, C., 1986, Seaward extension of the East African Rift: Nature, doi:10.1038/321599a0.

Natali, C., Beccaluva, L., Bianchini, G., and Siena, F., 2013, The Axum-Adwa basalt-trachyte complex: A late magmatic activity at the periphery of the Afar plume: Contributions to Mineralogy and Petrology, doi:10.1007/s00410-013-0879-0.

Nemcok, M., and Lisle, R., 1995, A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets: Journal of Structural Geology, doi:10.1016/0191-8141(95)00040-K.

Nocquet, J.M., Willis, P., and Garcia, S., 2006, Plate kinematics of Nubia - Somalia using a combined DORIS and GPS solution: Journal of Geodesy, v. 80, p. 591–607, doi:10.1007/s00190-006-0078-0.

Oxburgh, E.R., and Turcotte, D.L., 1974, Membrane tectonics and the East African Rift: Earth and Planetary Science Letters, doi:10.1016/0012-821X(74)90073-9.

Pasteels, P., Villeneuve, M., De Paepe, P., and 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 and Planetary Science Letters, doi:10.1016/0012-821X(89)90152-0.

Pinchon, X. Le, 1968, Sea-Floor Spreading and Continental Drift: Journal of Geological Education, v. 18, p. 87–90, doi:10.5408/0022-1368-xviii.2.87.

Plummer, C.C., Carlson, D.H., and Hammersley, L., 2016, Physical geology: New York, NY: McGraw-Hill/Education, Inc.,.

Ramsay, J.G., 1960, The deformation of early linear structures in areas of repeated folding: The Journal of Geology, v. 68, p. 75–93.

Richards, M.A., Duncan, R.A., and Courtillot, V.E., 1993, Flood Basalts and Hot-Spot Tracks : Plume Heads and Tails Author (s): Mark A . Richards , Robert A . Duncan and Vincent E . Courtillot Published by : American Association for the Advancement of Science Stable URL : http://www.jstor.org/stable/1703920 RE: v. 246, p. 103–107.

Richardson, R.M., 1992, Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field: Journal of Geophysical Research, doi:10.1029/91jb00475.

Ring, U., 2014, The East African rift system: Austrian Journal of Earth Sciences, v. 107, p. 132–146, doi:10.1007/978-3-319-73785-0_3.

Roberts, E.M., Stevens, N.J., O'Connor, P.M., Dirks, P.H.G.M., Gottfried, M.D., Clyde, W.C., Armstrong, R.A., Kemp, A.I.S., and Hemming, S., 2012, Initiation of the western branch of the East African Rift coeval with the eastern branch: Nature Geoscience, v. 5, p. 289–294, doi:10.1038/ngeo1432.

Rogers, N.W., 2006, Basaltic magmatism and the geodynamics of the East African Rift System: Geological Society Special Publication, doi:10.1144/GSL.SP.2006.259.01.08.

Roman, J., Roger, J., Platel, J.P., and Cavelier, C., 1989, Les Echinoides du Cretace et du Paleogene du Dhofar (Sultanat d'Oman) et les relations entre les bassins de l'Ocean Indien et de la Mediterranee: Bulletin - Societe Geologique de France,.

Rooney, T.O., 2010, Geochemical evidence of lithospheric thinning in the southern Main Ethiopian Rift: Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2010.02.002.

Rooney, T.O., 2017, Lithos The Cenozoic magmatism of East-Africa : Part I — Flood basalts and pulsed magmatism δ V S (%): LITHOS, v. 286–287, p. 264–301, doi:10.1016/j.lithos.2017.05.014.

Rooney, T., Furman, T., Bastow, I., Ayalew, D., and Yirgu, G., 2007, Lithospheric modification during crustal extension in the Main Ethiopian Rift: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 112, doi:10.1029/2006JB004916.

Rosendahl, B.R., Reynolds, D.J., Lorber, P.M., Burgess, C.F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J.J., and Derksen, S.J., 1986, Structural expressions of rifting: Lessons from Lake Tanganyika, Africa: Geological Society Special Publication, doi:10.1144/GSL.SP.1986.025.01.04.

Rothery, D., 2015, Geology: A Complete Introduction: Teach Yourself: Hachette UK.

Royer, J.Y., Gordon, R.G., and Horner-Johnson, B.C., 2006, Motion of Nubia relative to Antartica since 11 Ma: Implications for Nubia-Somalia, Pacific-North America, and India-Eurasia motion: Geology, v. 34, doi:10.1130/G22463.1.

Rubin, K.H., 2014, Mid-Ocean Ridge Magmatism and Volcanism: Encyclopedia of Marine Geosciences, p. 0–21, doi:10.1007/978-94-007-6644-0.

Saemundsson, K., 2010, East African Rift System - An overview, *in* East African Rift System-An Overview, Short Course V on Exploration for Geothermal Reservoirs, United Nations Geothermal Training Programme-KenGen, Lake Bogoria and Lake Naivsha,.

Saria, E., Calais, E., Stamps, D.S., Delvaux, D., and Hartnady, C.J.H., 2014, Present-day kinematics of the East African Rift: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 119, p. 3584–3600, doi:10.1002/2013JB010901.

Scholz, C.A., Rosendahl, B.R., and Scott, D.L., 1990, Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: Examples from East Africa: Geology, v. 18, p. 140–144, doi:10.1130/0091-7613(1990)018<0140:DOCGFI>2.3.CO;2.

Sengör, A.M.C., and Burke, K., 1978, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications: Geophysical Research Letters, doi:10.1029/GL005i006p00419.

Shudofsky, G.N., 1985, Source mechanisms and focal depths of East African earthquakes using Rayleigh-wave inversion and body-wave modelling: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, doi:10.1111/j.1365-246X.1985.tb04328.x.

Sleep, C.J.E.& N.H., 1998, Cenozoicmagmatism throughout eastAfrica resulting fromimpact of a single plume: Nature, v. 395, p. 788–791.

Song, S.G., Wang, M.J., Wang, C., and Niu, Y.L., 2015, Magmatism during continental collision, subduction, exhumation and mountain collapse in collisional orogenic belts and continental net growth: A perspective: Science China Earth Sciences, v. 58, p. 1284–1304, doi:10.1007/s11430-015-5102-x.

Stamps, D.S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.M., Ebinger, C.J., and Fernandes, R.M., 2008, A kinematic model for the East African Rift: Geophysical Research Letters, v. 35, p. 1–6, doi:10.1029/2007GL032781.

Stern, R.J., 1994, Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland: Annual Review of Earth & Planetary Sciences, v. 22, doi:10.1146/annurev.ea.22.050194.001535.

Tazieff, H., Varet, J., Barberi, F., and Giglia, G., 1972, Tectonic significance of the Afar (or

Danakil) depression: Nature, doi:10.1038/235144a0.
Thouin, C., and Chorowicz, J., 1993, Controle structural de l'hydrothermalisme associe au rifting: le cas du bassin Nord-Tanganyika, Rift Est-Africain: Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II,.
Tiercelin, J.J., Soreghan, M., Cohen, A.S., Lezzar, K.E., and Bouroullec, J.L., 1992, Sedimentation in large rift lakes: example from the Middle Pleistocene - modern deposits of the Tanganyika Trough, East African Rift System: Bulletin - Centre de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine,.
Turcotte, D.L., and Emerman, S.H., 1983, Mechanisms of active and passive rifting.
Vauchez, A., Dineur, F., and 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, doi:10.1016/j.epsl.2005.01.024.
Versfelt, J., and Rosendahl, B.R., 1989, Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East Africa: Nature, doi:10.1038/337354a0.
Waldron W. F. John, Strain. Earth & Atmospheric Science: Courses [online]. Copyright © 2016 John W.F. Waldron [cit. 11.06.2020]. Dostupné z: https://courses.eas.ualberta.ca/eas421/lecturepages/strain.html.
Watchorn, F., Nichols, G.J., and Bosence, D.W.J., 1998, Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden), *in* Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:- Gulf of Aden, doi:10.1007/978-94-011-4930-3_11.
Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen: Nature, v. 291, p. 645–648, doi:10.1038/291645a0.
White, R., and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 7685–7729, doi:10.1029/JB094iB06p07685.
Wilson, J.T., 1965, A new class of faults and their bearing on their bearing on continental drift: Nature, p. 343–347.
Wilson, M., 1993, Plate-moving mechanisms: Constraints and controversies: Journal of the Geological Society, v. 150, p. 923–926, doi:10.1144/gsjgs.150.5.0923.
Winter, J.D., 2010, Principles of Igneous and Metamorphic Petrology John D. Winter Second Edition.
Woldegabriel, G., Aronson, J.L., and Walter, R.C., 1990, Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopia Rift: Bulletin of the Geological Society of America, v. 102, p. 439–458, doi:10.1130/0016-7606(1990)102<0439:GGARBD>2.3.CO;2.
Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Deino, A., and Ayalew, D., 2004, Evolution of the northern Main Ethiopian rift: Birth of a triple junction: Earth and Planetary Science Letters, v. 224, p. 213–228, doi:10.1016/j.epsl.2004.04.022.
Yamaji, A., 2000a, The multiple inverse method: A new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data: Journal of Structural Geology, v. 22, doi:10.1016/S0191-8141(99)00163-7.
Yamaji, A., 2000b, The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan: Journal of Structural Geology, v. 22, doi:10.1016/S0191-8141(99)00162-5.
Yamaji, A., Otsubo, M., and Sato, K., 2006, Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data: Journal of Structural Geology, v.

28, doi:10.1016/j.jsg.2006.03.016.
Zanettin, B., Justin Visentin, E., Bellieni, G., Piccirillo, E.M., and Rita, F., 1983, Le volcanisme du bassin du Nord-Turkana (Kenya): age, succession et evolution structurale.: Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf- Aquitaine,.
Ziegler, P.A., and Cloetingh, S., 2004, Dynamic processes controlling evolution of rifted basins: Earth-Science Reviews, doi:10.1016/S0012-8252(03)00041-2.
Žalohar, J., and Vrabec, M., 2007, Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: The Gauss method: Journal of Structural Geology, v. 29, p. 1798–1810, doi:10.1016/j.jsg.2007.06.009.

Přílohy:

Příloha 1 Data pro výpočet paleonapětí

Zlomová plocha		Lineace		
azimut spádnice	sklon spádnice	dip azimut striace	sklon striace	kinematika
91	72	123	69	N
96	88	181	72	N
100	83	129	82	N
102	81	153	76	N
105	76	136	73	N
109	86	171	82	N
111	85	111	85	N
112	76	152	64	N
118	82	132	81	N
118	68	77	62	N
121	86	42	71	N
128	82	81	79	N
128	71	100	70	N
132	88	202	81	N
132	84	62	77	N
150	83	84	73	N
182	88	99	70	N
196	84	124	70	N
198	82	233	81	N
251	79	282	75	N
255	79	288	75	N
256	77	291	73	N
257	80	282	77	N
259	86	320	81	N
260	70	272	68	N
262	80	228	77	N
265	82	262	81	N
268	88	315	85	N
273	87	348	64	N
275	87	218	84	N
282	82	224	74	N
282	76	283	76	N
282	74	273	72	N
288	89	205	76	N
355	82	329	81	N

```
*** Program ROCK2019 ***                    J.M.2019
soubor dat: E1       celkem  35 dat  spravne  35 dat

Faze : E1_f1
*****************
          alfa     beta     gama      psi
Vysledky    -0.0070  -0.6400   0.0317   1.8734
Chyby        0.0086   0.0087   0.0071   0.2833

Hlavni plocha :   0   90

Vysledny tenzor
   -0.345   -0.007    0.032
   -0.007   -0.640   -0.640
    0.032   -0.640    0.985

Vlastni cisla      vl[1]    vl[2]    vl[3]       fi      azi
    1.208       -0.022    0.346   -1.000    70.857   356.370
   -0.346        1.000    0.014   -0.017     0.989    89.220
   -0.862        0.008   -1.000   -0.347    19.115   179.563

Parametr R = 0.249

Faze : E1_f2
*****************
          alfa     beta     gama      psi
Vysledky     0.0578  -0.8800  -1.1200   3.1416
Chyby        0.0118   0.0128   0.0645   0.4614

Hlavni plocha :   0   90

Vysledny tenzor
   -0.999    0.058   -1.120
    0.058    0.543   -0.880
   -1.120   -0.880    0.456

Vlastni cisla      vl[1]    vl[2]    vl[3]       fi      azi
    1.660        0.439    0.810   -1.000    47.347    28.445
    0.015        0.564   -1.000   -0.562    26.097   150.566
   -1.675       -1.000   -0.218   -0.615    31.020   257.696

Parametr R = 0.507

Shoda uhlu
**********
Cis f   D  P   Ds Ps Or    Od1  Str1 Or1   Od2  Str2 Or2   Od3  Str3 Or3
 1 0   91 72  123 69  N    36.8    18  N   162.2    71  R
 2 1   96 88  180 72  N    13.7    64  N   169.9    47  R
 3 1  100 83  129 82  N     7.4    41  N   159.9    55  R
 4 1  102 81  153 76  N    15.2    33  N   157.7    57  R
 5 1  105 76  137 74  N    16.0    18  N   134.0    60  R
 6 1  109 86  170 82  N     4.9    41  N   150.4    50  R
 7 1  111 85  111 85  N    10.8    37  N   136.9    49  R
 8 1  112 76  163 69  N    19.3    15  N   128.5    53  R
 9 1  118 82  133 82  N     6.4    27  N   118.9    45  R
```

10	1	118	68	77	62	N	12.8	3	N	71.6	42	N
11	0	121	86	43	71	N	34.4	36	N	101.5	41	R
12	1	128	82	83	79	N	18.8	26	N	94.0	31	R
13	1	128	71	101	69	N	10.4	2	N	79.0	28	N
14	1	132	88	209	81	N	10.6	39	N	113.5	26	R
15	1	132	84	68	76	N	25.5	30	N	87.2	26	R
16	1	150	83	84	73	N	25.5	29	N	58.2	8	N
17	2	182	88	98	70	N	19.5	42	N	17.1	32	N
18	1	196	84	123	70	N	13.6	34	N	31.8	29	N
19	2	198	82	231	80	N	10.4	29	N	8.5	31	N
20	1	251	79	286	77	N	8.3	29	N	13.9	9	N
21	1	255	79	292	76	N	5.2	32	N	11.6	12	N
22	1	256	77	293	74	N	2.9	27	N	10.0	9	N
23	1	257	80	286	79	N	2.5	36	N	13.0	15	N
24	2	259	86	322	81	N	18.3	58	N	7.8	28	N
25	1	260	70	273	70	N	13.2	12	N	15.7	2	N
26	1	262	80	226	78	N	18.1	42	N	22.5	19	N
27	2	265	82	262	82	N	14.5	53	N	12.8	24	N
28	1	268	88	329	86	N	1.4	83	N	3.3	37	N
29	2	273	87	357	65	N	62.7	81	N	24.0	38	N
30	2	275	87	216	84	N	113.9	78	R	3.9	39	N
31	2	282	82	222	74	N	96.3	65	N	8.4	32	N
32	2	282	76	283	76	N	54.0	49	N	0.7	21	N
33	2	282	74	272	74	N	52.6	44	N	6.0	17	N
34	2	288	89	202	76	?	15.7	55	R	10.7	44	N
35	1	355	82	329	81	?	2.4	64	R	5.4	20	R

1.faze : 23 dat
2.faze : 10 dat