

УДК 551.243.12(6)

© 1992 г. ДЕЛЬВО Д.

## РИФТООБРАЗОВАНИЕ В ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ (ОБЗОР)

Это обобщение опубликованных результатов новейших исследований посвящено главным образом западной ветви Восточно-Африканского рифта. Три главных цикла рифтообразования проявились на этой площади: цикл Кару, окончившийся позднеюрским (Гондвана) пенепленом; меловой цикл, завершившийся позднемеловым (африканским) пенепленом, и поздне третичный до современного цикл, еще активный. Структурная эволюция этих рифтовых систем обсуждается со ссылками на наиболее современные работы.

Delvaux D. Rifting in the western branch of the East African rift system (a review). *Geotectonics*. 1992. № 3. The article presents the synthesis of results published on the basis of recent investigations carried out in the western branch of the East African rift. Three major rifting cycles are identified in the area: the Karoo cycle completed by the late Jurassic (Gondwana) peneplane; the Cretaceous cycle completed by late Cretaceous (African) peneplane, and the late Tertiary lasting till now and is still active. The paper discusses the structural evolution of these rift systems citing most updated works.

### 1. ДОРИФТОВАЯ ОБСТАНОВКА

Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы расположена преимущественно в подвижных поясах раннего протерозоя, которые развиты вокруг архейских кратонов Танзании и Бангвеулу (рис. 1). Раннепротерозойское основание Северо-Западной Танзании характеризуется двумя отчетливыми подвижными поясами, расположенными к западу (Убенде) и к югу (Узагара) от Танзанийского кратона [23, 33, 34]. Пояс Убенде СЗ — ЮВ простирания сложен главным образом крупно- и среднезернистыми гнейсами основного — кислого состава, в которых развиты узкие пластичные зоны скалывания с ретроградными образованиями зеленосланцевой фации. Пояс Узагара, вытянутый в широтном и северо-восточном направлении, также образован крупно- и среднезернистыми гнейсами, деформированными надвигами. В конце раннего протерозоя метаморфические породы блока Бангвеулу [40] и в юго-западной части пояса Узагара (плато Убена) испытали сильную гранитизацию [46]. Средний протерозой характеризуется развитием мобильных поясов Кибара и Ирумиде СВ простирания и седиментацией и последовательной деформацией группы Укинга в контактовой зоне между плато Убена и поясом Убенде. В то же время, возможно, образовалась зона скалывания, выраженная ретроградным зеленосланцевым метаморфизмом в поясе Убенде [26 и др.]. Поздний протерозой характеризовался панафриканским орогенезом, который развивался в условиях хрупкопластичных деформаций. Тектоно-термальный Мозамбикский пояс простирается в меридиональном направлении вдоль Индийского побережья от Кении до Мозамбика. Возможно, это накладывает отпечаток на восточную границу Танзанийского кратона и на большую часть пояса Укинга. Далее к юго-западу Замбия и Малави пересечены зоной сдвига Мвембеши — Шимилиро континентального масштаба и СВ простирания [10, 15, 45]. Вблизи западного берега оз. Малави эта сдвиговая зона разделяется на северную и южную ветви. Обе, по-видимому, продолжают к

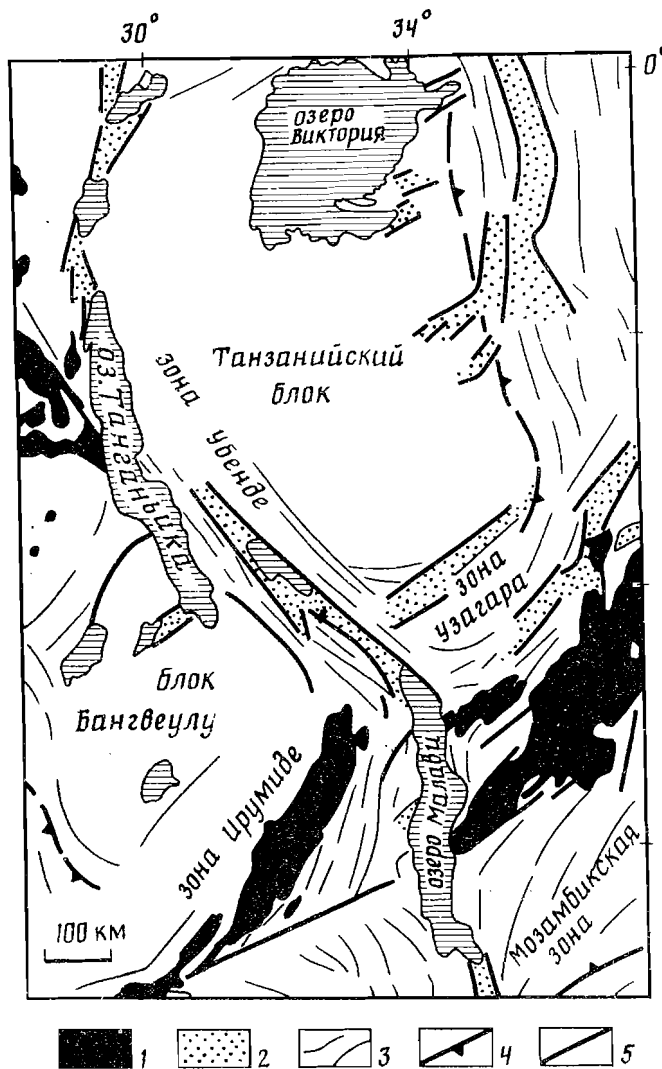


Рис. 1. Структурная схема фундамента востока Центральной Африки и положение кайнозойских рифтов (по [10, 52])

1 — бассейны Кару; 2 — кайнозойские осадочные и вулканогенные образования; 3 — протерозойские мобильные зоны; 4 — границы зон; 5 — главные кайнозойские разломы

северо-востоку, пересекая Танзанию, возможно, под бассейнами Рухуху и Метангула — Рувума — Руфиджи, выполненными формацией Кару. Некоторые разломы внутри и по краям бассейнов могут соединяться в зоне Мвембешу — Шимилиро. Однако существование действительных зон сдвига под этими бассейнами нуждается в доказательстве [11].

## II. ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ (КАРУ) И МЕЛОВЫЕ РИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ

После длительного периода между кембрием и карбоном, от которого почти не сохранилось отложений, Восточная Африка претерпела обширное растяжение коры во время пермо-триасового (Кару) рифтообразования. Формации Кару встречаются в грабенах меридионального простираения вдоль восточно-африканского побережья (А), в удлинённых бассейнах общего ВСВ — ЗЮЗ направления в Южной Танзании и прилегающих странах (Б), в небольших грабенах, вытянутых вдоль линеамента Танганьика — Руква — Малави (ТРМ) в СЗ — ЮВ направлении и на восточной границе бассейна Заир (В).

А. Прибрежные бассейны. Начиная с ранней перми эти бассейны развивались в широтном направлении в прибрежных районах Кении, Танзании, Мозамбика, а также на западном побережье Мадагаскара. Они представляют собой останцы

большой рифтовой системы Малагази, которая простирается внутрь Гондваны от окраины Тетиса. Обзор осадочной и структурной эволюции бассейнов прибрежной Танзании был сделан П. Кентом и Д. Перри [25] и Т. Кройзером [27].

Серии Кару мощностью 6—10 км были выявлены геофизическими методами под юрскими отложениями. Отложения Кару представлены главным образом континентальными фациями (песчаники, конгломераты и угольные пласты). Короткие морские трансгрессии пермского моря происходили в большинстве западных бассейнов.

Рифтообразование и блоковые подвижки по сбросам развивались одновременно с отложением осадков, но главные вертикальные движения произошли в конце юры. Позднейшее сбросообразование происходило на фоне развития третичных бассейнов главным образом вдоль различных линий, близких к границе континента.

**Б. Бассейны ВСВ — ЗЮЗ простираения.** Это вытянутые в ВСВ — ЗЮЗ направлении бассейны значительной протяженности, заполненные преимущественно кластическими континентальными осадками. Основными бассейнами являются Метангула — Рувума — Руфиджи в северном Мозамбике и Южной Танзании [56], бассейн Рухуху в ЮЗ Танзании [29 и др.] и грабен Луангва в восточной Замбии [55]. Эволюция этих бассейнов характеризуется тектоническим контролем осадконакопления в условиях непрерывного погружения от позднего карбона до среднего — позднего триаса или ранней юры. Анализ органических остатков показывает, что в бассейне Рухуху не происходило сколько-нибудь значительного посткарусского осадконакопления [28]. Отложение осадков Кару первоначально происходило в бассейнах, отличавшихся по форме от современных впадин, ограниченных сбросами. За исключением короткого периода возникновения разломов на границе перми — триаса, основное сбросообразование с формированием полуграбенов происходило позднее — от позднего триаса до ранней юры. Современная морфология этих структур интерпретируется как результат более поздней тектонической активизации, поднятия и эрозии в связи с кайнозойским рифтообразованием. История бассейнов ВСВ — ЗЮЗ простираения, возможно, контролировалась активизацией крупной неоднородности континентальной литосферы, возникшей в раннем протерозое [2, 11]. Механизм тектонической эволюции этих бассейнов достаточно сложен. Он изменяется от образования нормальных сбросов и полуграбенов на фоне растяжения [14, 41] до формирования структур растяжения (*pull-apart*) на фоне горизонтального смещения [10, 11]. Активизация докаменноугольных структурных разрывов, по-видимому, также играет важную роль в геометрии и эволюции бассейнов.

**В. Бассейн СЗ — ЮВ простираения зоны Танганьика — Малави.** Вдоль линеамента ТРМ в небольших бассейнах обнажается серия Кару, окаймляющая северо-западную оконечность оз. Малави и трог Руква [32 и др.]. Она также известна в бассейне Калемия на западной стороне оз. Танганьика и в восточной части обширного Заирского бассейна [31 и др.]. Присутствие серий Кару под южной половиной оз. Танганьика и северной оконечностью оз. Малави предполагается на основе сейсмических профилей, но определенных доказательств не имеется [38, 47]. Базальные слои формации Кару отлагались либо в горных долинах (Восточный Заир), либо в тектоническом бассейне (Юго-Западная Танзания). Незначительные тектонические движения, возможно, происходили в перми, но первые важные движения имели место между поздней пермью и ранним триасом. В Восточном Заире и трог Калемия осадконакопление продолжалось на всем протяжении триаса до ранней юры.

Важный перерыв в осадконакоплении между ранней и поздней юрой в Восточном Заире, вероятно, отмечается эпизодом регионального поднятия и возобновления тектонической активности. Неизвестно, имели ли место главные вертикальные движения вдоль линеамента ТРМ между поздней пермью и ранним триасом или от ранней до средней юры. ТРМ-линеament был все еще зоной погружения в течение позднеюрского и мелового времени. Красноцветные и

озерные слои вокруг северной части оз. Малави и оз. Руква представляют останцы мелового бассейна СЗ — ЮВ простирания.

Щелочной магматизм проявляется в трог Руква в течение поздней юры и раннего мела [30]. Щелочной комплекс Мбея включает карбонатиты Панда Хилл и Мбализи, датированные от  $128 \pm 8$  до  $118 \pm 9$  млн. лет (ранний мел) [43]. Они одновозрастны с карбонатитами щелочной провинции Чилва, залегающими у южной оконечности оз. Малави [21]. В бассейне Рухуху у берегов оз. Малави были отмечены кимберлитовые трубки и щелочные диабазовые дайки среди отложений Кару [36].

Бассейны Кару в Восточной Африке до ранней юры были в основном внутрикратонными. Их тектоническая эволюция на этой стадии контролировалась главным образом взаимодействием двух основных полей напряжений: преимущественно растяжения на границе Гондваны с Тетисом и преимущественно сжатия на тихоокеанской границе Гондваны [61]. Возможно, еще в позднем карбоне началось рифтообразование вдоль береговой линии Момбаса (Кения). Во время периода Кару произошло относительно небольшое отодвигание Мадагаскара от Африки в широтном направлении, при этом образовавшийся рифт был параллелен современной береговой линии. Это сделало возможным осадконакопление Кару, но ограничило морскую ингрессию Тетиса (пермские эвапориты). Бассейны Калу — Лувегу, Рухуху и Луангва расположены точно на ЮЮЗ продолжении бассейна Кару прибрежной Кении (и Мадагаскара в его первоначальном положении). В ранней юре внутрикратонная обстановка преобразилась в перикратонную, причем Мадагаскар и Индия полностью отделились от Африки. Ответвление мезозойского рифта (трог Анза) протягивается в СЗ направлении от Кенийского палеотройственного сочленения у г. Момбаса по направлению к оз. Туркана [4, 20]. Этот рифт был активен в течение поздней юры и мела. Геофизические данные указывают на растяжение около 65 км в СВ — ЮЗ направлении, связанное со значительным утонением коры. Одновременно с развитием рифта Анза произошла тектоническая активизация в ТРМ-зоне в Восточной и Центральной Африке.

### III. КАЙНОЗОЙСКИЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ТАНГАНЬКИ — МАЛАВИ

Восточно-Африканская кайнозойская рифтовая система лежит в пределах Восточно-Африканского плато и состоит из двух ветвей. Восточная ветвь распространяется от Аденоского залива до Кенийского (Грегори) рифта, а западная ветвь — от оз. Альберта до Индийского океана, через Танганьикские и Малавийские (или Ньяские) рифтовые долины.

Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы состоит из серий глубоких трогов, представляющих собой типичные рифтовые долины. Она имеет форму сигмоиды и ограничивает Танзанийский кратон с запада. Рифты выполнены мощными плиоцен-четвертичными отложениями и частично заполнены глубокими озерами Мобуту (Альберт), Иди-Амин (Эдвард), Киву, Танганьика, Руква и Малави (Ньяса) (см. рис. 1). Несколько поперечных неглубоких депрессий СВ — ЮЗ простирания также связаны с западной ветвью этой рифтовой системы (низина Упемва, оз. Мверу-Мверу, Вантипа, низины Узангу и долины Киломберо — Макаата). Они покрыты современными осадками умеренной мощности и частично заняты неглубокими озерами или болотами. Третичный вулканизм проявился в четырех изолированных провинциях (Торо — Анколе, Вирунга, Киву и Рунгве), расположенных вдоль западной ветви рифтовой системы [24, 30]. Они совпадают с зонами аккомодации, что дает возможность предположить тесную связь вулканизма со сбросообразованием во время начальных этапов развития континентального рифта. Третичный вулканизм начался в миоцене, 10—12 млн. лет назад, в вулканической провинции Киву у северного конца оз. Танганьика [16, 42]. В пределах региона Рунгве (между оз. Руква, оз. Малави и низинами Узангу) начало вулканических проявлений относится к позднему

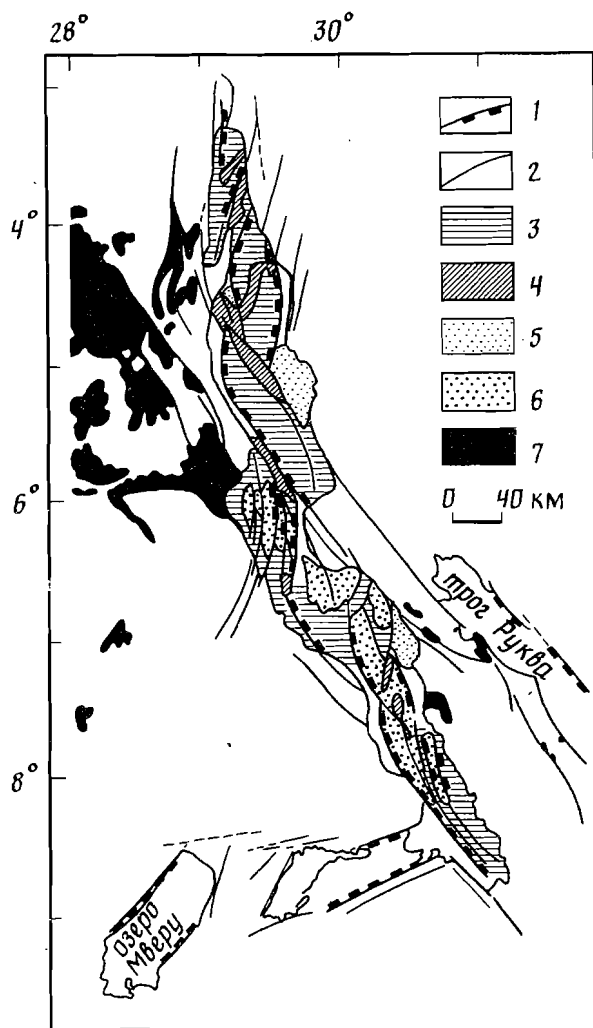


Рис. 2. Общая структура Танганьикской рифтовой зоны (по [37, 44, 47, 52])

1 — главные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — полуграбены; 4 — низкий рельеф в зонах сочленения; 5 — «платформы»; 6 — центры максимального осадконакопления; 7 — отложения Кару.

миоцену (7 млн. лет назад) [17, 22]. Они предшествовали развитию или происходили одновременно с развитием крутопадающих сбросов на границе первоначально изолированных бассейнов Руква и Северного Малави (Ливингстон). Новейшая история озер Танганьика и Малави отражает сильное влияние тектонических и климатических событий. Считается, что несколько сейсмических и седиментационных перерывов в отложениях оз. Танганьика возникло вследствие изменения уровня моря [53, 54]. Депоцентры и фации осадконакопления также контролировались развитием полуграбенов [9, 18]. В последнее время при исследованиях по проекту PPOBE (университет Дюка, США) с помощью многоканального сейсмического профилирования были получены новые данные по строению рифтов главным образом в крупных озерных долинах [18, 38, 39, 47, 50].

Рифт оз. Танганьика протягивается на 670 км к югу от вулканической провинции Киву — Русизи и имеет ширину от 60 до 80 км. Поверхность озера расположена на уровне 762 м выше уровня моря. Обрамляющие рифт горы достигают высоты 2000 м над уровнем моря. Максимальная глубина озера 1400—1500 м. Рифт заполнен осадками мощностью 4—5 тыс. м. Вертикальная амплитуда между поверхностью пенепплена на вершине рифтовых гор и подошвой рифтовых осадков составляет 7400—8500 м. Предполагается, что третичное рифтообразование в оз. Танганьика началось между ранним и поздним миоценом.

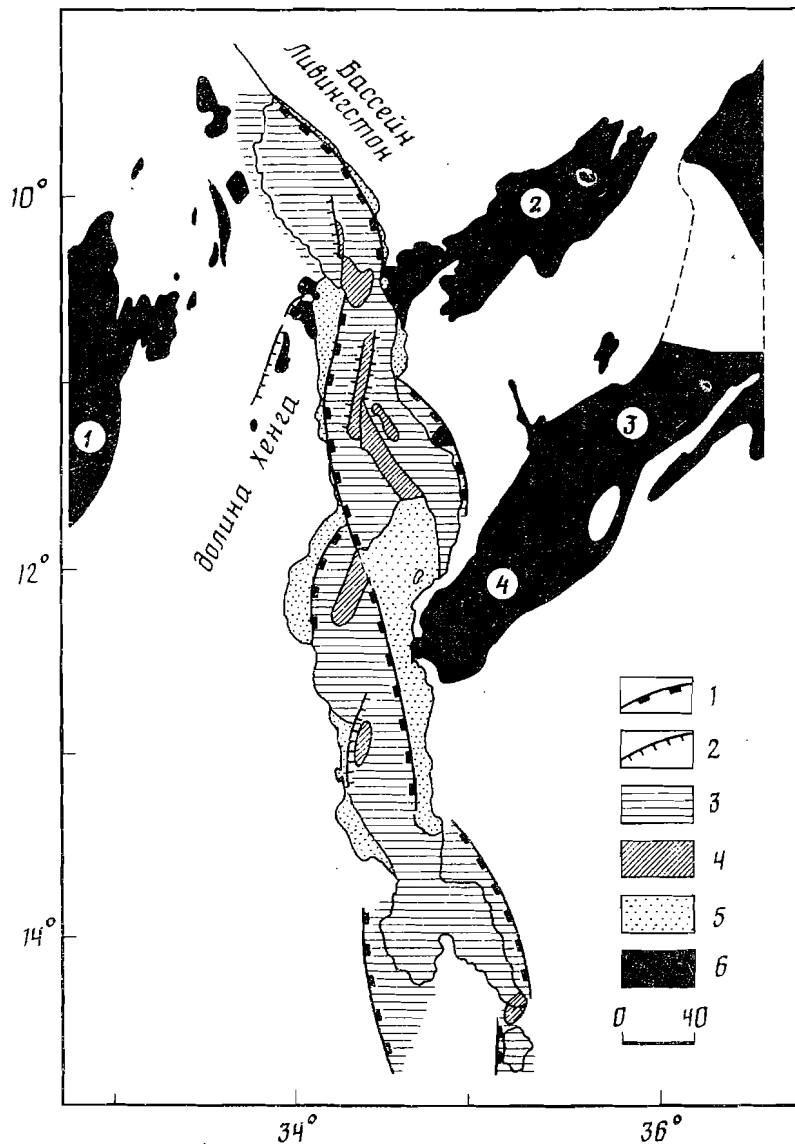


Рис. 3. Общая структура рифтовой зоны Малави (по [50])

1 — главные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — полуграбены; 4 — низкий рельеф в зонах сочленения; 5 — «платформы»; 6 — бассейны Кару (1 — Луангва, 2 — Рухуху, 3 — Рувима, 4 — Метангула). Положение рис. 3 см. на рис. 1.

Рифтовая зона Танганьики имеет сложную структурную историю. Эта зона может быть разделена на типичные полуграбеновые структуры протяженностью 80—160 и шириной 30—50 км (рис. 2). Реконструкция тектонической и стратиграфической истории озера показывает, что в течение периода рифтообразования произошло изменение положения депоцентра. Рифт зародился в нескольких отдельных районах, расположенных вдоль древнего линеамента. Ось рифта под разными углами: сечет простирания докайнозойских бассейнов.

Рифт Танганьика подразделяется на четыре структурные и седиментационные провинции, объединяющие одну или несколько полуграбеновых структур: Русизи, Кигома, Калеми, Мпулунгу [47]. Полуграбен Калеми вытянут поперек пермотриасового рифта, известного к западу от оз. Танганьика и выполненного серией Лукуга [31]. Нижний сейсмический раздел осадочной толщи Танганьики присутствует только в южной части озера. Он коррелируется с верхней частью толщи Лукуга и, возможно, относится к рифтообразованию эпохи Кару (или к раннему кайнозою). На основании этих сейсмических данных и простирания рифта Рухуху предполагается, что перм-триасовый грабен Калеми может продолжаться под южную половину оз. Танганьика и влиять на современную рифтовую структуру [47].

Провинции Калемби и Мпулунгу образуют вместе единый бассейн осадконакопления, где частные впадины разделены зонами аккомодации с плоским рельефом. По сейсмическим профилям зарегистрированы три главные осадочные толщи снизу вверх: Лукуга (Кару), Махали и Сонгве. В провинции Мпулунгу депоцентры расположены главным образом на западной стороне, вблизи основных граничных сбросовых систем. Осадконакопление вызвано проседанием, которое в свою очередь контролируется активностью системы граничных разломов.

Оз. Руква расположено между оз. Танганьика и Малави (см. рис. 2). Оно представляет собой долину, 25—36 км в ширину и 350 км в длину, частично покрытую мелководным озером Руква, глубина которого не превышает 13 м. Однако мощность осадочной толщи может достигать 7,5 км [39]. Было показано [44], что в рифте Руква присутствует полуграбеновая структура первого порядка, наклоненная к северо-востоку. С северо-востока она ограничена листрическим нормальным сбросом (разлом Лупа) с амплитудой от 5 до 10 км, простирающимся по азимуту 130°. С юго-западной стороны она отделена более молодой системой разломов; к ней принадлежит разлом Уфипа, который образует главный 3-километровый уступ. Современная структура рифта Руква формировалась в течение длительного времени. Фаза мезозойского рифтообразования в долине Руква изучена слабо; она была, вероятно, в основном вызвана нормальным тектоническим растяжением. Однако современное сбросообразование, по-видимому, в значительной мере определяется правым сдвигом, субпараллельным разлому Лупа [7].

Рифт Малави (см. рис. 1) простирается более чем на 700 км от вулканической провинции Рунгве на севере до грабена Урема на юге. Размеры оз. Малави 550 км в длину и 50—80 км в ширину. Его поверхность расположена на высоте 474 м над уровнем моря, максимальная глубина 700 м, причем фланги рифта поднимаются на 400—2000 м над уровнем озера. Рифт Малави является сейсмически активным, но магматизм ограничен щелочным вулканизмом у северной оконечности озера. Новейшие рифтовые структуры оз. Малави, по-видимому, моложе, чем средний миоцен [18].

Геометрия рифта была уточнена с помощью интерпретации многоканальных сейсмических профилей [50]. Авторы подразделяют впадину озера на семь полуграбеновых структур размером 120×70 км (с севера на юг: Ливингстон, Усизайя, Мбамба, Бандавале, Метангула, Мваньяже и Мтакатака). Эти бассейны разделены зонами аккомодации и промежуточными ступенями («платформами») (рис. 3).

Бассейн Ливингстон имеет наклон к северо-востоку. С этой стороны он ограничен крутопадающей пограничной системой разломов Ливингстон. С юго-запада бассейн обрамлен серией небольших горстов и грабенов. Северная часть системы разломов Ливингстон почти прямолинейна и выражена сбросом с максимальной вертикальной амплитудой около 10 км [60]. К югу отмечается уменьшение вертикального смещения вдоль граничного сброса Ливингстон и увеличение числа внутренних разломов, все более близко расположенных один к другому. Система граничных сбросов Ливингстон приурочена к относительно узкой разломной зоне, расположенной в докембрийской зоне пластического сдвига СЗ—ЮВ простирающаяся шириной от 1 до 3 км [60]. Главные же внутренние разломы ориентированы с севера на юг [57] и, по-видимому, пересекают ранее возникшие структурные направления.

Мощность отложений в наиболее северном бассейне Ливингстон значительно меняется: ее максимум достигает 4 км, а в среднем составляет около 2,5 км, но до сих пор не получено непрерывного отражения от кристаллического основания. Данные сейсмических и полевых исследований юго-западной части котловины озера говорят в пользу присутствия в низах разреза, в наиболее глубокой части бассейна, мезозойских осадков (Кару или меловых) [50]. Однако это еще не доказано окончательно.

Имеются также послетриасовые рифтовые впадины, расположенные почти перпендикулярно по отношению к основной оси рифта. Они многочисленны в

Танзании и соседних с ней странах. Обычно они имеют СВ — ЮЗ простирание и выполнены осадками средней мощности (максимально 2000 м) от неогена до современных. Контролирующие их сбросы имеют меньшую вертикальную амплитуду по сравнению с основной рифтовой системой. Эти впадины часто ограничены линейными СВ — ЮЗ простирания, хорошо различимыми из космоса [13, 58].

#### IV. КИНЕМАТИКА РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Оценка растяжения верхней части земной коры в рифтовой зоне Танганьика — Малави может быть произведена путем построения сбалансированных разрезов на основании сейсмических профилей и геометрии разломов. В качестве опорной используется дорифтовая эрозионная поверхность, маркирующая кровлю кристаллического фундамента. Она может быть выявлена на некоторых сейсмопрофилях, а также в приподнятых флангах рифта. Полученные величины указывают на явное растяжение, нормальное по отношению к оси рифта. Однако, эти величины могут выражать лишь некоторый процент от общего растяжения.

Для оз. Танганьика К. Морли [38] показал величину максимального растяжения 4,5 км в центральной части рифта и минимального растяжения 0,5—1 км в северной и южной оконечностях озера. Растяжение поперек рифта Руква, по его же оценке, составляет 4 км. В зоне аккомодации Рунгве между оз. Руква и Малави растяжение оценивается в 2,7—3,5 км (5—9%) от ширины рифта. Для оз. Малави предполагается растяжение от 6,5 до 7%, т. е. от 3,5 до 5,6 км под прямым углом к оси рифта [50].

Основное направление растяжения, полученное на основании анализа геометрии рифта, определяется разными авторами по-разному. Некоторые авторы [49] определяют растяжение в ССЗ до СЗ направлении, относя его к африканским транснапряжениям. Другие [39, 47] предполагают широтное направление растяжения для отдельных рифтовых полуграбенов, ортогональных к тем участкам, где граничные системы разломов имеют максимальные амплитуды погружения. Есть предположение [37], что вблизи южной оконечности озера Танганьика главное растяжение имеет азимут простирания 115—135° и коррелируется с формированием бассейнов Мверу-Мверу — Вантипа (*pull-apart basins*). СЗ — ЮВ главное направление растяжения предполагается по наличию правостороннего сдвига на севере оз. Малави [52]. Однако это должно бы вызвать деформацию изгиба между озерами Руква и Танганьика, но в настоящее время не имеется достаточных доказательств наличия кайнозойских структур сжатия в этом районе. В центральной части оз. Малави преобладает широтное растяжение [50].

Примерно такой же разброс мнений по поводу направления растяжения существует на основании определений палеостресса по данным о разломах [1, 8, 11 и др.]. То же происходит с анализом микросейсмичности [19, 49 и др.]. Некоторые авторы [7] на основании решений фокальных механизмов землетрясений заключают, что большинство механизмов совместимо с растяжением от СЗ — ЮВ до ЗСЗ — ВЮВ, причем некоторые имеют широтное простирание или очень редко СВ — ЮЗ. В районе оз. Мверу, где рифтообразование проявилось слабее, направление растяжения преимущественно СЗ — ЮВ до ЗСЗ — ВЮВ, в то же время в более развитой северной части западного рифта растяжение идет в СЗ — ЮВ и СВ — ЮЗ направлениях.

Кинематическая эволюция системы Восточно-Африканского рифта интерпретируется как последовательность четырех главных этапов, характеризующихся прогрессивным вращением направления сжатия от горизонтального (сдвиговый режим) до вертикального (режим растяжения), с осью растяжения, фиксированной в горизонтальном направлении, с СЗ на ЮВ [7]. В более теоретическом аспекте эта модель была предложена ранее авторами [13], которые говорили о том, что начало регионального сводообразования в литосфере должно быть отмечено переходом от режима сжатия к напряжениям растяжения. Поэтому по их мнению



в эволюции района купольного воздымания надо выделять два последовательных этапа:

1) сдвиговые движения по простирацию вдоль унаследованных ослабленных зон в условиях режима сжатия (широтное минимальное сжатие, меридиональное максимальное сжатие) и

2) развитие движений скольжения по падению в результате смены положения максимальной главной оси стресса от горизонтального к вертикальному.

Альтернативная модель, полученная недавно для рифта Кении [51], может быть опробована для западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы. Результаты показали, что направление осей палеонапряжения определяется разломами, наблюдаемыми в хорошо хронологически привязанных структурах, а также что главное направление растяжения вращается по часовой стрелке с СВ — ЮЗ до СЗ — ЮВ, а промежуточное направление остается зафиксированным в вертикальной плоскости. Благодаря вращению по часовой стрелке направления растяжения, ранее образовавшиеся сбросы меридионального, ССЗ и СЗ простираения были активизированы с сильной правосторонней сдвиговой компонентой. Это новое СЗ — ЮВ направление растяжения подтверждается фокальным механизмом землетрясений и данными бурения, на основании которых можно предположить, что механизм, приведенный в действие вращением поля напряжений, мог вызвать недавние изменения тектонического плана территории между плато Нубия и Сомали, вдоль спрединговых зон Красного моря и Аденского залива.

По мнению многих авторов [11, 34 и др.], обе генерации докайнозойских структур (докембрийская и пермо-триасовая) оказывают существенное влияние на развитие рифтов в ходе их эволюции. Анизотропия фундамента, главные сдвиговые зоны эффективно контролируют общее положение западной ветви рифтовой системы, так же как и ее более мелкие структуры, такие, как полу-грабены и системы бортовых разломов.

## V. ГЕОДИНАМИКА РИФТА

Восточно-Африканская рифтовая система фундаментально отличается от типичных срединно-океанических хребтов, потому что она не подвержена спредингу и не содержит новой океанической коры [33]. Р. Мак Коннелл подчеркивает, что Африканская плита остается в стабильном состоянии со времени разделения Гондваны, будучи сжатой между Срединно-Атлантическим и Срединно-Индийским океаническим спрединговым хребтами. Некоторые авторы [5, 6, 11 и др.] предполагают, что Восточно-Африканская рифтовая система образовалась при отделении Сомалийской плиты от Африканского континента. Они основываются на том, что эта плита удаляется от Африки в генеральном направлении с северо-запада на юго-восток. В этой модели центральная часть западной ветви (рифты Южной Танганьики, Руквы и Северного Малави) подчеркивает линейные очертания ступенчатых сдвигов. Следуя этой модели, ТРМ-зона подвергается косому растяжению, в то время как северные и южные части западного рифта испытывают чистое сжатие. Взаимосвязь движений Сомалийской и Африканской плит представляет собой правостороннее прерывистое скольжение вдоль ТРМ-зоны, которая действует как зона сбросо-сдвига.

Предполагается, что рифтовая геометрия Восточной Африки может сформироваться при существовании поверхности срыва в коре (*detachment*), такой же, как в Провинции Бассейнов и Хребтов на Западе США [3, 39]. По аналогии с моделью для Провинции Бассейнов и Хребтов растяжение земной коры в Восточно-Африканском рифте могло произойти на континентальной плите вследствие увеличения пластичности литосферы. На глубине срыв под пологим углом может пересекать всю толщу земной коры и протягиваться до мантии (модель простого сдвига [59]), либо же общее растяжение реализуется вследствие растяжения в нижней части земной коры (модель чистого сдвига [35]).

Список литературы

1. *Angelier J., Mechler P.* Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits//Bull. Soc. géol. France. 1977. V. XIX. № 7. P. 1309—1318.
2. *Bloomfield K.* A major east-north-east dislocation zone in Central Malawi//Nature. 1966. V. 211. P. 612—614.
3. *Bosworth W.* Off-axis volcanism in the Gregory rift, East-Africa: implications for models of continental rifting//Geology. 1987. V. 15. P. 397—400.
4. *Bosworth W.* Basin and Range type tectonics in East-Africa//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. № 2-4. P. 191—202.
5. *Chorowicz J.* Le rift est-africain: Debut d'ouverture d'un ocean?//Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1983. V. 7. P. 155—162.
6. *Chorowicz J.* Transfer and transform fault zones in continental rifts: examples in the Afro-Arabian rift system. Implications of crust breaking//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. № 2—4. P. 203—214.
7. *Chorowicz J., Le Fournier J., Vidal G.* A model for rift development in Eastern Africa//Geol. J. 1987. V. 22. P. 495—513.
8. *Chorowicz J., Mukonki M.* Lineaments anciens, zones transformantes récentes et géotectonique des fossés dans L'est Africain, d'après la télédétection et la microtectonique//Mus. roy. Afr. centr. Tervuren (Belg). Dépt. Géol. Min. Rapp. ann. 1979. 1980. P. 143—146.
9. *Crossley R., Owen R. B.* Sedimentation in the Malawi Rift and some implications for hydrocarbon exploration in Africa/Eds G. Matheis, H. Schandelmeier//Current research in African earth sciences. Balkema, Rotterdam, 1987. P. 227—230.
10. *Daly M. C.* Crustal shear zones and thrust belts: their geometry and continuity in Central Africa//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1986. V. A317. P. 11—128.
11. *Daly M. C., Chorowicz J., Fairhead J. D.* Rift basin evolution in Africa: the unfluence of reactivated steep basement shear zones/Eds M. A. Cooper, G. D. Williams//Inversion Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 44. P. 309—334.
12. *Dehandschutter J., Lavreau J.* Integration of lineament study in stress analysis and basement tectonics//Mus. roy. Afr. centr. Tervuren (Belg.). Dépt. Géol. Min. Rapp. ann. 1983—1984. 1985. P. 99—109.
13. *Dehandschutter J., Lavreau J.* Lineaments and extensional tectonics: examples from Shada (Zaire) and NE Zambia//Bull. Soc. Belge Geol. Bruxelles, 1985. V. 93. P. 209—221.
14. *Delvaux D.* Structural control of the Karoo basins of SW-Tanzania by pre-Karoo fracture Pattern//15-th Meeting of African Geology. Nancy, 1990, 10—13 sept. 1990. P. 36—41.
15. *De Swardt A. M. J., Garrard P., Simpson J. G.* Major of deslocation and superposition of orogenic belts in parts of Central Africa//Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. V. 76. P. 89—102.
16. *Ebinger C. J.* Geometric and kinematic development of border faults and accomodation zones, Kivu-Rusizi Rift, Africa//Tectonics. 1989. V. 8. P. 117—133.
17. *Ebinger C. J., Deino A. L., Drake R. E.* Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe volcanic province, East-Africa//J. Geophys. Res. (in press).
18. *Ebinger C. J., Rosendahl B. R., Reynolds D. J.* Tectonic model of the Malawi Rift, Africa/Ed. z. Ben-Avraham//Sedimentary basins within the Dead Sea and other Rift Zones//Tectonophysics. 1987. V. 141. P. 215—235.
19. *Fairhead J. D., Girdler R. W.* The seismicity of the East-African rift system//Tectonophysics. 1972. V. 15. P. 115—122.
20. *Fairhead J. D., Green C. M.* Controls on rifting in Africa and the regional tectonic for the Nigeria and East Niger rift basins//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 231—250.
21. *Garson M. S.* Carbonatites in Southern Malawi//Bull. Geol. Surv. Dept. Malawi. 1965. V. 15. P. 128.
22. *Harkin D. A.* The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa//Mem. Geol. Surv. Tanganyika. 1960. V. 11. 172 p.
23. *Harpum J. R.* Summary of the geology of Tanzania. Pt V: Structure and geotectonics of the Precambrian//Mem. Min. Res. Div. Tanzania. 1970. V. 1. P. 58.
24. *Karson J. A., Curtis P.* Tectonic and magmatic processes in the eastern branch of the East-African rift and implications of magmatically active continental rifts//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 431—453.
25. *Kent P. E., Perry J. T. O'B.* The development of Indian ocean margin in Tanzania//Sedimentary basins of the African coast/Ed. G. Blant. Association of African Geological Surveys. Paris, 1973. Pt 2. P. 113—131.
26. *Klerkx J., Nanyaro J. I.* The Ukinga Group in Southwestern Tanzania: a shear belt of Middle Proterozoic age?//IGCP Project N 255. Newsletter. 1988. V. 1. P. 37—41.
27. *Kreuser T.* Stratigraphie des Karoo-Becken in Ost Tanzania//Thesis Geol. Inst. Univ. Koelen Sonderveroeffentlichungen. 1983. N 45. 217 p.
28. *Kreuser T., Schramedei R., Rullkotter H.* Gas-prone source rocks from cratogene Karoo basins in Tanzania//J. Petroleum Geol. 1988. V. 11. P. 169—184.
29. *Kreuser T., Semkiwa P. M.* Geometry and depositional history of a Karoo (Permian) Coal basin (Mchuchumá Ketewaka) in SW-Tanzania//N. jb. Geol. Palaont. Mh. 1987. H. 2. P. 69—98.
30. *Le Bas M.* The East-African Cenozoic magmatic province//Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System. Roma: Acad. Nat. Lincei. 1980. V. 47. P. 111—122.
31. *Lepersonne J.* Structure géologique du bassin inferieur du Zaire//Bull. Acad. Roy. Belg. cl. Sci. Ser. 5. 1977. V. LXIII. P. 941—965.
32. *McConnell R. B.* The Geology of the Namwele-Mkomolo Coalfield//Dept. Lands and Mines. Tanganyika Territory. Geol. Div. 1946. Short Paper 27. P. 55. (or Bull. Imperial Inst. V. 44. № 3. P. 227—251.

33. *McConnell R. B.* Geological development of the rift system of eastern Africa//Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. P. 2549—2572.
34. *McConnell R. B.* A resurgent taphrogenic lineament of Precambrian origin in eastern Africa//J. Geol. Soc. London, 1980. V. 137. P. 483—489.
35. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins//Earth Planet. Sci. Letters. 1978. V. 60. P. 25—32.
36. *McKinlay A. C. M.* The coalfields and coal resources of Tanzania//Bull. Geol. Surv. Tanzania. 1965. V. 38. P. 82.
37. *Mondeguer A., Ravenne C., Masse P., Tiercelin J.-J.* Sedimentary basins in an extension and strike-slip background: the «South Tanganyika troughs complex», East-African Rift//Bull. Soc. géol. France. 1989. V. V. № 8. P. 501—522.
38. *Morley C. K.* Variable extension in Lake Tanganyika//Tectonics. 1988. V. 7. P. 785—801.
39. *Morley C. K.* Variable extension in Lake Tanganyika: Reply//Tectonics. 1989. V. 8. P. 651—653.
40. *Ngoyi K., Liegeois J.-P., Demaiffe D., Dumont P.* Age tardi-Ubendien des dômes granitiques de l'arc cuprifère Zairo-Zambien//Submitted to C. R. Acad. Sci. Paris. 1990. Ser. 11. P. 82—93.
41. *Orpem J. L., Swain C. J., Nugent C., Zhou P. P.* Wrench-fault and half-graben tectonics in the development of the Palaeozoic Zambezi Karoo basins in Zimbabwe — the «Lower Zambezi» and «Mid-Zambezi» basins respectively — and regional implications//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. № 2—4. P. 215—230.
42. *Pasteels P., Villeneuve M., DePaere P., Klerx J.* Timing of volcanism in the southern Kivu Province: Implications for the evolution of the western branch of the East-African rift system//Earth Planet. Sci. Letters. 1989. V. 94. P. 353—363.
43. *Pentel'kov V., Voronovskiy S.* Radiometric age of Mbalizi Carbonatite, Tanzania, and correlation with other carbonatites of the Rukwa-Malawi rift zone//Doklady Akad. Nauk SSSR. 1977. V. 235. P. 1136—1139 (English translation: P. 92—94).
44. *Peirce W., Lipkov L.* Structural interpretation of the Rukwa rift, Tanzania//Geophysics. 1988. V. 53. N6. P. 824—836.
45. *Porada H.* Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil//Precambrian Res. 1989. V. 44. P. 103—136.
46. *Priem H. N. A., Boeirijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Verdurmen E. A. T., Verscure R. H.* Isotopic age determination of granitic and gneissic rocks from the Usagaran system in southern Tanzania//Precambrian Res. 1979. V. 9. P. 227—239.
47. *Sander S., Rosendahl B. R.* The geometry of rifting in Lake Tanganyika, East-Africa//J. Afr. Earth. Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 323—354.
48. *Scholz C., Rosendahl B. R., Scott D. L.* Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: Examples from East-Africa//Geology. 1990. V. 48. P. 140—144.
49. *Scott D. L., Rosendahl B. R., Burgess C. F., Sander S.* Comments on «Variable extension in Lake Tanganyika» by C. K. Morley//Tectonics. 1989. V. 8. P. 647—650.
50. *Specht T. D., Rosendahl B. R.* Architecture of the Lake Malawi Rift, East-Africa//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 355—382.
51. *Strecker M. R., Blisniuk P. M., Eisbacher G. H.* Rotation of extension direction in the central Kenya Rift//Geology. 1990. V. 18. P. 299—302.
52. *Tiercelin J.-J., Chorowicz J., Bellon H., Richert J. P., Mwanbene J. T., Walgenwitz B.* East-African rift system: offset, age and tektonic significance of the Tanganyika — Rukwa — Malawi intracontinental transcurrent fault zone//Tectonophysics. 1988. V. 148. P. 241—251.
53. *Tiercelin J.-J., Mondeguer A., Gasse F., Hillaire-Marcel C., Hoffert M., Larque P., Ledee V., Marestang P., Ravenne C., Raynaud J.-F., Thoueny N., Vincens A., Williamson D.* 25000 ans d'histoire hydrogéologique et sédimentaire du las Tanganyika, Rift Est-Africain//C. R. Acad. Sci. Paris. 1988. V. 307. Sér. 11. P. 1375—1382.
54. *Tiercelin J.-J., Scholz C. A., Mondeguer A., Rosendahl B. R., Ravenne C.* Discontinuités sismiques et sédimentaires dans la série du remplissage du fossé du Tanganyika, Rift Est-Africain//C. R. Acad. Sci. Paris. 1989. V. 309. Ser. II. P. 1599—1606.
55. *Utting J.* The Karoo stratigraphy of the northern part of the Luangwa valley//Mem. Geol. Surv. Zambia. 1979. V. 4. P. 131.
56. *Verniers J., Jourdan P. P., Paulis R. V., Frasca-Spada L. De Bock F. R.* The Karoo graben of Metangula northern Mozambique//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 9. P. 137—158.
57. *Versfelt J., Rosendahl B. R.* Relationships between perift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East-Africa//Nature. 1989. V. 337. P. 354—357.
58. *Villeneuve M.* Les sillons tectoniques du Précambrien supérieur dans l'est du Zaïre. Comparaison avec les directions du rift est-africain//Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. 1983. V. 7. P. 125—448.
59. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of continental lithosphere//Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 108—125.
60. *Wheeler W. H., Karson J. A.* Structure and kinematics of the Livingstone Mountains border fault zone, Nyasa (Malawi) Rift, southwestern Tanzania//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 393—414.
61. *Wopfner H.* Rifting in Tanzanian Karoo basins and its economic implications//15-th Meeting on African Geology. Nancy, 1990. 10—13 sept. P. 29—35