

Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга

А. С. Балувев, С. Ю. Колодяжный, Е. Н. Терехов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: albaluev@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.12.2020 г., принята к печати 19.02.2021 г.

Объект исследований. Палеорифтовая система Белого моря рифейского заложения, большая часть которой перекрыта водами Белого и Баренцева морей и платформенным чехлом Восточно-Европейской платформы, что позволило многим исследователям отнести ее к авлакогенам. Система выявлена геофизическими методами в рельефе кристаллического фундамента платформы в виде каркаса глубоких протяженных желобов северо-западного простирания, субпараллельных краю Восточно-Европейской платформы. *Материалы и методы.* Личные наблюдения авторов в пределах Онежско-Кандалакшского палеорифта, Байкальской рифтовой зоны, детальное изучение сеймостратиграфических разрезов этих зон, многочисленные литературные данные по строению современных рифтовых зон. Сравнительный анализ строения наиболее изученных и ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем, а также рифтовой системы Карру позднепалеозойского заложения с палеорифтовой системой Белого моря. *Результаты.* Выделены несколько типов структурных парагенезов, свойственных как современным рифтовым системам, так и древним палеорифтовым системам. 1. Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания. 2. Структурные парагенезы концентрических комплексов в зонах пропации рифтов. 3. Сопоставимость области горизонтального растяжения литосферы Беломорской палеорифтовой системы с зонами растяжения современных континентальных рифтов. 4. Принципиальное сходство строения комплекса палеорифтов Белого моря с современными континентальными рифтовыми системами: наличие протяженных глубоких трогов, сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование полого падающего сброса (детачмента) и др. *Заключение.* Подтверждена рифтогенная природа авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: континентальный рифтогенез, сравнительная тектоника, Беломорская палеорифтовая система, Байкальская рифтовая зона, Восточно-Африканская рифтовая система, рифтовая система Карру

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках госзадания лаборатории тектоники консолидированной коры ГИН РАН и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00485)

Comparative tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems

Alexandr S. Baluev, Sergei Yu. Kolodyazhny, Evgeny N. Terekhov

Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevskii lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: albaluev@yandex.ru

Received 02.12.2020, accepted 19.02.2021

Research subject. The Riphean paleorift system of the White Sea, most of which is overlain by the waters of the White and Barents Seas and the platform cover of the East European Platform. This allowed numerous researchers to classify it as an aulacogen. The system was revealed by geophysical methods in the relief of the crystalline basement of the platform in the form of a frame of deep extended trenches of northwestern strike, subparallel to the edge of the East European platform. *Materials and methods.* Personal observations of the authors within the Onega-Kandalakcha paleorift, Baikal rift zone; a detailed study of seismostratigraphic sections of these zones; extensive literature data on the structure of modern rift zones. A comparative analysis of the structure of the most studied and currently active Baikal and East African rift systems, as well as the Karoo rift system of the Late Paleozoic origin with the paleorift system of the White Sea. *Results.* The following types of structural parageneses, which are characteristic of both modern rift systems and ancient paleorift systems, were

Для цитирования: Балувев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н. (2021) Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга. *Литосфера*, 21(4), 469–490. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-469-490>

For citation: Baluev A.S., Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N. (2021) Comparative tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems. *Lithosphere (Russia)*, 21(4), 469–490. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-469-490>

© А.С. Балувев, С.Ю. Колодяжный, Е.Н. Терехов, 2021

identified. 1. Genetic relationship (inheritance?) of riftogenic structures with more ancient basement structures. 2. Structural paragenesis of concentric complexes in rift propagation zones. 3. Comparability of the area of horizontal extension of the lithosphere of the White Sea paleorift system with extension zones of modern continental rifts. 4. The fundamental similarity of the structure: the complex of paleorifts of the White Sea with modern continental rift systems: the presence of long deep trough segmentation of grabens and semi-grabens separated by bridges, which were accommodation zones with polarity reversal along the strike of the rift zone, displacement of the rift relative to the mantle ledge, the existence of a gently dipping normal fault (detachment), etc. *Conclusion.* The riftogenic nature of the aulacogens in the northeastern segment of the East European Platform has been confirmed.

Keywords: *continental rifting, comparative tectonics, White Sea paleorift system, Baikal rift zone, East African rift system, Karoo rift system*

Funding information

This work was carried out within the framework of the state assignment of the Laboratory of Tectonics of the Consolidated Crust of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences and with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 18-05-00485)

ВВЕДЕНИЕ

Континентальный рифтогенез является одной из важнейших форм деструкции и горизонтально-растяжения земной коры не только в настоящее время, но и в прошлые геологические эпохи. Генетически и структурно с ним тесно связаны проявления внутриплитного магматизма, в том числе и кимберлитового. Знания о строении и механизмах формирования ныне активных континентальных рифтовых зон позволяют реконструировать структуры погребенных палеорифтовых систем (авлакогенов) и их палеогеодинамику. Ключом к таким реконструкциям могут являться структурные парагенезы (пространственное сообщество структур, имеющих общий генезис), которые формируются в процессе рифтообразования и легко распознаются в современных рифтовых системах, а в палеорифтах нередко закрыты платформенным чехлом или завуалированы вследствие эрозионно-денудационных процессов. К последним относится и палеорифтовая система Белого моря (РСБМ), или Беломорская рифтовая система рифейского заложения, грабены которой перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Глубинное строение этой части Восточно-Европейской платформы было установлено в основном в результате комплексных геофизических исследований, в частности морского (ОАО МАГЭ) и наземного (ПГО “Спецгеофизика”) сейсмопрофилирования, магнито- и гравиметрических съемок, проведенных в начале этого века. Описание результатов этих исследований приведено в работах (Геодинамика..., 2006; Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2007; Балуев и др., 2009а, б, 2012; и др.). Интерпретировать данные геофизических исследований и построить наиболее адекватную модель глубинного строения этой территории и, в частности, погребенных структур рифейского континентального рифтогенеза позволили знания об особенно-

стях строения современных континентальных рифтовых систем. Сравнительный анализ строения наиболее изученных и тектонически ныне активных Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и Восточно-Африканской рифтовой системы (ВАРС) с палеорифтовой системой Белого моря позволил расшифровать некоторые элементы строения последней, установить в ее пределах структурные парагенезы, контролирующие проявления рифейско-вендского и среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции. По результатам этих работ авторами была построена и издана “Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий” (2010) и объяснительная записка к ней в виде монографии “Тектоника Белого моря и прилегающих территорий” (Балуев и др., 2012).

Предлагаемая работа основана на сравнительном тектоническом анализе погребенных палеорифтовых структур и современных тектонически активных систем континентального рифтинга. При этом нами использовались как результаты наших собственных исследований Беломорской палеорифтовой системы и Байкальской рифтовой зоны (Балуев и др., 1999; 2002; Цеховский и др., 2018), так и обобщение имеющихся публикаций по району исследований с привлечением данных геолого-геофизических, сейсмоструктурных и палеомагнитных исследований.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

Плитная часть северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (Русская плита) представляет собой область погружения кристаллического фундамента от Балтийского щита на восток и юго-восток в Мезенскую синеклизу, которая с северо-востока и востока ограничена складчатыми рифейскими сооружениями Канинско-Тиманского складчатого пояса (рис. 1). Традиционно этот регион рассматривается как область раз-

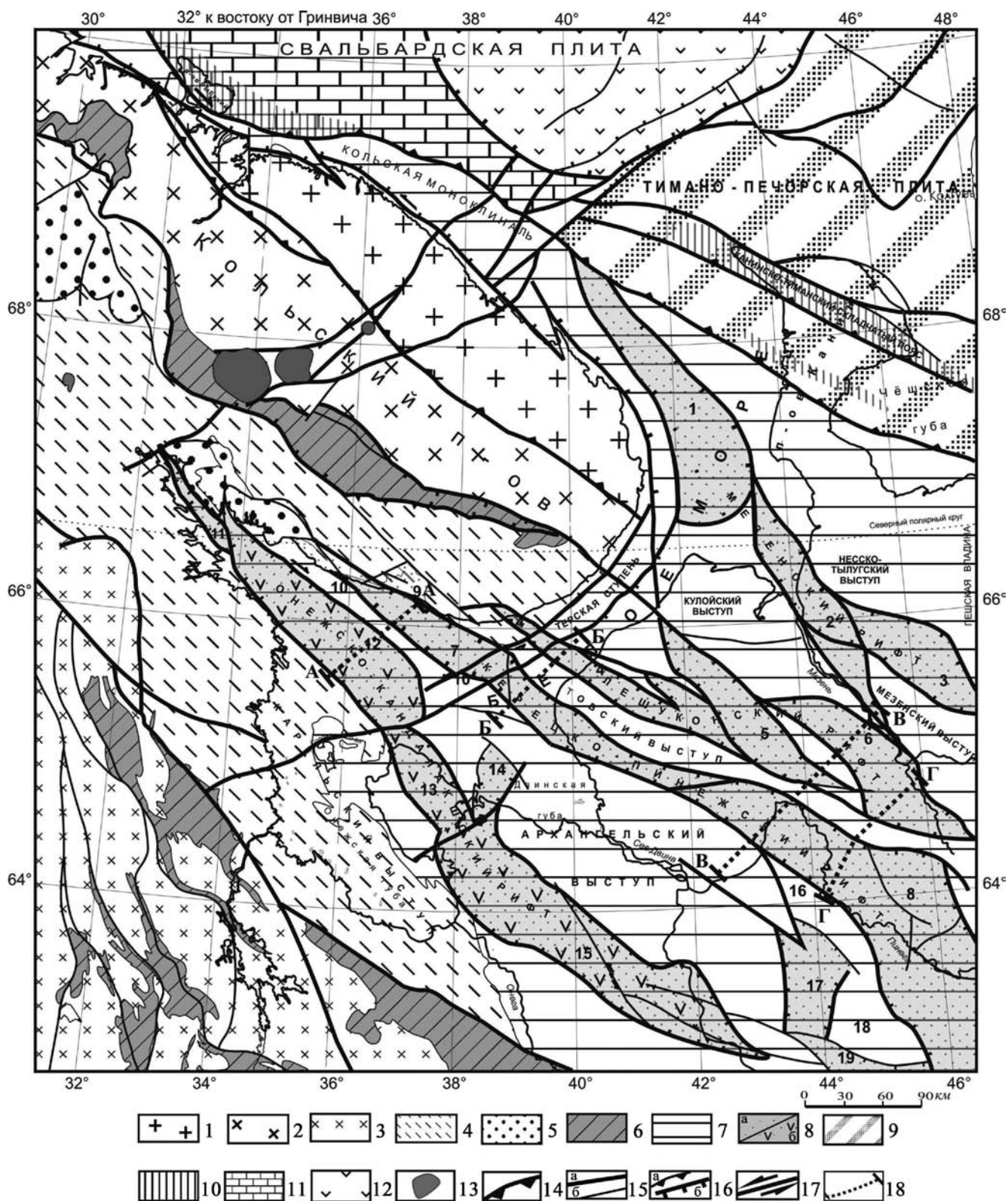


Рис. 1. Схема тектоники северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы и ее обрамления (Балуев и др., 2012).

Восточно-Европейский кратон (1–8). Балтийский щит (1–6): 1, 2 – Кольский массив неархейской консолидации (1 – Мурманский блок, 2 – Центрально-Кольский блок); 3 – Карельский массив неархейской консолидации; 4, 5 – Лапландско-Беломорский подвижной пояс палеопротерозойской консолидации (4 – Беломорский пояс, 5 – Лапландско-Кольвицкий гранулитовый пояс); 6 – проторифтогенные палеопротерозойские пояса; 7 – плитная часть кратона (Мезенская синекли-

за); 8 – рифтогенные грабены, выполненные терригенными (а) и вулканогенно-осадочными (б) образованиями рифея. *Западно-Арктическая платформа* (9–12). 9, 10 – Тимано-Печорская плита (9 – с фундаментом байкальской консолидации, 10 – складчатые рифейско-вендские образования); 11, 12 – Свальбардская плита (11 – с фундаментом гренвилльской консолидации, 12 – Южная впадина Восточно-Баренцевского рифтогенного трога). 13 – проявления среднепалеозойского магматизма (массивы ультраосновного-щелочного комплекса, 380–360 млн лет); 14 – конвергентная граница литосферных плит; 15–17 – разломы: 15 – разломные зоны, ограничивающие крупные структуры земной коры (а), прочие разломы (б); 16 – взбросы, надвиги (а), сбросы (б); 17 – сдвиги; 18 – сейсмогеологические профили, приведенные на рис. 8. Цифры на карте – основные структурные элементы рельефа фундамента. Грабены: 1 – Понойский, 2 – Усть-Мезенский, 3 – Сафоновский, 4 – Чапомский, 5 – Лешуконский, 6 – Азопольский, 7 – Керецкий, 8 – Пинежский, 11 – Колвицкий, 12 – Кандалакшский, 13 – Центральный, 14 – Унский, 15 – Онежский, 17 – Покшеньгский, 19 – Северо-Двинский. Выступы: 9 – Варзугская моноклиналь, 10 – Оленицкий вал, 16 – Выйский выступ, 18 – Юльский выступ.

Fig. 1. Tectonic scheme of the northeastern segment of the Eastern European Platform and its framing (Baluev et al., 2012).

East-European craton (1–8). Baltic Shield (1–6): 1, 2 – Kola massif of neo-Archaean consolidation (1 – Murmansk block, 2 – Central-Kola block); 3 – Karelian massif of the neo-Archaean consolidation; 4, 5 – Lapland-White Sea mobile belt of Paleoproterozoic consolidation (4 – Belomorian belt, 5 – Lapland-Kolvitsky granulite belt); 6 – protoriftogenic Paleoproterozoic belts; 7 – plate part of the craton (Mezen syncline); 8 – riftogenic grabens, made by terrigenous (a) and volcanogenic-sedimentary (б) Riphean formations. *The Western Arctic Platform* (9–12). 9–10 – Timano-Pechora Plate (9 – with the foundation of Baikalian consolidation, 10 – folded Riphean-Vendian formations); 11, 12 – Svalbard plate (11 – with the foundation of the Grenville consolidation, 12 – Southern depression of the East Barentsevriftogenic trough). 13 – manifestations of Middle Paleozoic magmatism (arrays of ultrabasic-alkaline complex, 380–360 Ma); 14 – convergent boundary of lithospheric plates; 15–17 – faults: 15 – fault zones that limit large structures of the earth's crust (a), other faults (б); 16 – thrusts (a), normal faults (б), 17 – strike-slip faults; 18 – seismogeological profiles, given in Fig. 8. Figures on the map – main structural elements of the basement relief. Grabens: 1 – Ponoysky, 2 – Ust-Mezensky, 3 – Safonovsky, 4 – Chapomsky, 5 – Leshukonsky, 6 – Azopolsky, 7 – Keretsky, 8 – Pinezhsky, 11 – Kolvitsky, 12 – Kandalaksha, 13 – Central, 14 – Unsk, 15 – Onega, 17 – Pokshensky, 19 – North Dvinsky. Ledges: 9 – Varzugmonocline, 10 – Ole-nitskyshaft, 16 – Vyiskylegde, 18 – Julianledge.

вития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы и Тимано-Печорского бассейна (Валеев, 1978; Добрынина, 1992; Балуев, 2006; и др.)

Особенности гипсометрии кристаллического фундамента этой части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) показывают, что его поверхность интенсивно расчленена дизъюнктивными нарушениями. Существующие различия в строении блоков земной коры находят отражение и в структуре аномальных физических полей. По градиентным зонам поверхности фундамента обозначаются разломные ограничения рифтогенных желобов, выполненных синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-верхнего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег Кольского п-ова, п-ов Средний, о-в Кильдин). Амплитуды смещений по разломам (в основном сбросам) достигают 2.5–4.0 км и более. Таким образом, в рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП выделяется система рифтогенных желобов, которые от Белого моря погружаются к юго-востоку под осадочный чехол Мезенской синеклизы. По данным геолого-геофизических исследований последних лет выделяются 4 крупные рифтовые зоны (ветви): Онежско-Кандалакшская (Кандалакшско-Двинская, по (Валеев, 1978)), Керецко-Пинежская, Чапомско-Лешуконская (Ба-

луев и др., 2009а, б) и Мезенская (Баренцевоморская, по (Добрынина, 1992)) палеорифты, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским (см. рис. 1). Рифейские грабены в основном перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей.

В пределах Мезенской синеклизы рифтогенные грабены фактически представляют собой единую систему субпараллельных зон, несколько расходящихся веером к северо-западу. С юго-востока палеорифтовая система Белого моря, общая протяженность которой достигает более 1000 км при ширине от 300 до 500 км, ограничена поперечным к ней Котласским грабеном, являющимся северо-восточным окончанием Среднерусского авлакогена – стержневой структуры Среднерусской трансплатформенной зоны. С северо-востока систему палеорифтов Беломорского региона ограничивает краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид.

Детальное описание структур Беломорской палеорифтовой системы приведено в работе (Балуев и др., 2012), поэтому далее проведем сравнительный анализ строения и геодинамики молодых (современных) рифтовых систем с основными характеристиками погребенной РСБМ, интерпретируемыми в основном по геофизическим данным.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ БЕЛОМОРСКОЙ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ И ДРУГИХ СИСТЕМ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТИНГА

Сравнительный анализ строения наиболее изученных и ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем с палеорифтовой системой Белого моря на Восточно-Европейской платформе, большая часть которой перекрыта платформенным чехлом и водами Белого моря, позволил реконструировать в пределах последней некоторые особенности ее строения и установить структурные парагенезы, контролирующие проявления среднепалеозойского магматизма в этом регионе. Здесь можно выделить несколько типов структурных особенностей строения, в том числе и структурных парагенезов (Балуев, 2013):

- генетическая связь (унаследованность) рифтогенных структур с более древними структурами основания;
- структурные особенности рифтовых парагенезов БРЗ, ВАРС и РСБМ;
- структурные парагенезы концентрических комплексов;
- рифтовый магматизм;
- сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных систем континентального рифтинга;
- сравнительный анализ с рифтовой системой Карру.

Ниже рассматривается каждая из этих групп.

Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания

Вопрос об унаследованности внутриконтинентальными рифтами более древних структур фундамента, в частности приуроченности их к гранулитовым или подвижным поясам, обсуждается в последнее время достаточно часто (Bogdanova et al., 1996; Леонов, 2001; Долгинов, Д'Альмаида, 2002; Николаев, 2004; Божко, 2006; Балуев, Терехов, 2007; и др.), однако причины этого явления во многом остаются не вполне ясными. В данном случае элементы такой приуроченности наблюдаются и в древнем Онежско-Кандалакшском палеорифте, и в современном Байкальском рифте, и в Восточно-Африканской рифтовой системе.

Байкальская рифтовая зона образовалась в конце кайнозоя в результате раскола Азиатского материка, как считает большинство исследователей, вследствие столкновения Индии с Евразией. Пассивный рифтогенез, доминирующий в первые две стадии развития БРЗ, дополнился активным воздействием астеносферного выступа, по крайней мере, на современном этапе. Ее формирует слож-

ная система разломов и впадин, часто кулисообразно подставляющих друг друга, однако лишь ее центральная (байкальская) часть заложилась вдоль древнего шва между Сибирским кратоном и Саяно-Байкальской складчатой областью (рис. 2).

Граница между этими крупнейшими тектоническими элементами земной коры является самой крупной структурой и оказывала влияние на все последующее развитие региона. При этом цепочка горстовых структур докембрийского фундамента (Бугульдейско-Тажеранская ступень, Ольхоно-Академическая перемычка, пологий свод в южной части Северной впадины) с проявлениями рифейского магматизма основного состава, косо секущая впадину Байкальского рифта, трассирует в северо-восточном направлении Томпудо-Светличный структурный шов в пределах Баргузинского поднятия. Элементы древней архитектуры повсеместно и активно наследуются неоген-четвертичной тектоникой. Молодые (современные) сбросы и сбросо-сдвиги используют плоскости древних разломов, представлявших собой взбросы и надвиги. Данные дистанционного зондирования свидетельствуют также о важной роли древних гранитизированных ядер, формирующих основные поднятые блоки в пределах БРЗ и окруженных зонами сейсмоактивных разломов (Балуев и др., 1999).

В Восточно-Африканской кайнозойской рифтовой системе элементы унаследованности также присутствуют. Само расположение Западной и Восточной ветвей рифтовой системы свидетельствует о том, что эти ветви огибают с двух сторон Танзанийский кратон как жесткую глыбу (рис. 3). При этом установлено, что Танганьикский рифт и рифт Руква заложены вдоль древней системы разломов земной коры, которая в процессе рифтогенеза стала играть роль трансформной зоны. Кайнозойские рифты Грегори (Кенийский) и Ньяса (Малави), располагаясь в пределах Мозамбикского тектоно-термального подвижного пояса, который интерпретируется как пояс континентальной коллизии, сохраняют его общее простиранье. Однако в целом восточно-африканские рифты ведут себя достаточно индифферентно по отношению к складчатым поясам докембрия, а рифтовые разломы часто являются новообразованными (Казьмин, 1987).

Принципиально по-другому трактуется причина раскрытия рифтовой системы Белого моря рифейского заложения. Онежско-Кандалакшский палеорифт, краевой член этой системы, пространственно приурочен к осевой части юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса, являющегося составной частью Лапландско-Беломорского подвижного пояса, разделяющего Карельский и Кольский геоблоки Балтийского щита (см. рис. 1). Можно думать, что так же, как и на других древних платформах, простран-

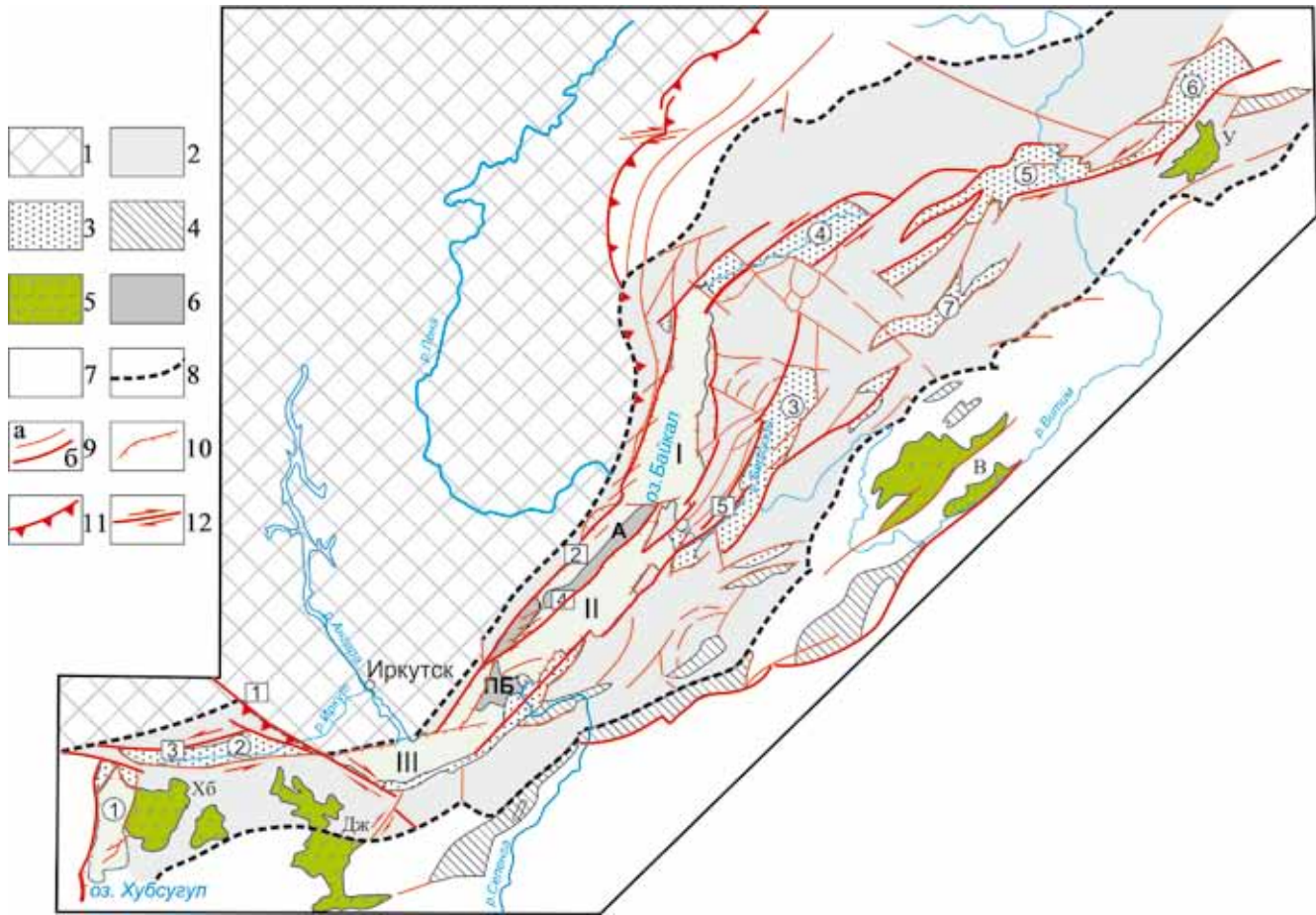


Рис. 2. Тектоническая схема Байкальской рифтовой зоны (Цеховский и др., 2018).

1 – Сибирская платформа; 2 – фундамент БРЗ; 3 – кайнозойские рифтогенные впадины (цифры в кружке: 1 – Хубсугульская, 2 – Тункинская, 3 – Баргузинская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Муйская, 6 – Чарская, 7 – Баунт-Ципинская); 4 – впадины мезозойского возраста; 5 – ареалы развития неоген-четвертичного базальтового вулканизма (Хб – Хубсугульский, Дж – Джидинский, В – Витимский, У – Удоканский); 6 – зоны аккомодации (межвпадинные перемычки: А – Академический хребет, Пб – Посольская банка); 7 – Байкальская горно-складчатая область вне пределов БРЗ; 8 – границы БРЗ; 9 – разломы: а – основные структурообразующие, разделяющие крупные блоки (цифры в квадратах: 1 – Главный Саянский, 2 – Приморский, 3 – Тункинский, 4 – Ольхонский, 5 – Баргузинский); 6 – прочие; 10 – сбросы; 11 – взбросы и надвиги; 12 – сдвиги. Римские цифры – котловины Байкала: I – Северная, II – Центральная, III – Южная.

Fig. 2. Tectonic scheme of the Baikal rift zone (Tsekhovsky et al., 2018).

1 – Siberian platform; 2 – BRZ basement; 3 – Cenozoic rift depressions (numbers in the circle: 1 – Khubsugul, 2 – Tunkin, 3 – Barguzin, 4 – Upper Angara, 5 – Muy, 6 – Charskaya, 7 – Baunt-Tsipinskaya); 4 – Mesozoic depressions; 5 – the areas of the Neogene-Quaternary basalt volcanism (Хб – Khubsugulsky, Дж – Dzhidinsky, В – Vitimsky, У – Udokan); 6 – zones of accommodation (interrift bridges: А – Academic Ridge, Пб – Embassy Bank); 7 – Baikal mountain-fold area outside the BRZ; 8 – BRZ borders; 9 – faults: а – the main structure forming, dividing large blocks (numbers in squares: 1 – Main Sayan, 2 – Primorskiy, 3 – Tunkinsky, 4 – Olkhonsky, 5 – Barguzinsky); 6 – other; 10 – normal faults; 11 – thrusts; 12 – strike-slip faults. Roman numerals – the basins of lake Baikal: I – North, II – Central, III – South.

ственную локализацию Онежско-Кандалакшской палеорифтовой зоны предопределяла древняя линейная зона чарнокит-гранулитового пояса. Вероятно, последний являлся ослабленной зоной древней литосферы, по которой закладывались ее рифтогенерирующие разрывы в обстановке регионального растяжения земной коры северо-восточного (в современных румбах) сегмента Восточно-Европейского кратона при расколе су-

перконтинента Палеопангеи (Колумбии) в среднерифейское время.

Можно также отметить, что палеорифтовая система Белого моря, располагаясь практически целиком в пределах регионального дугообразного пояса под названием “Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский палеопротерозойский внутриконтинентальный коллизионный ороген”, выделенного М.В. Минцем (2007) по результатам ана-

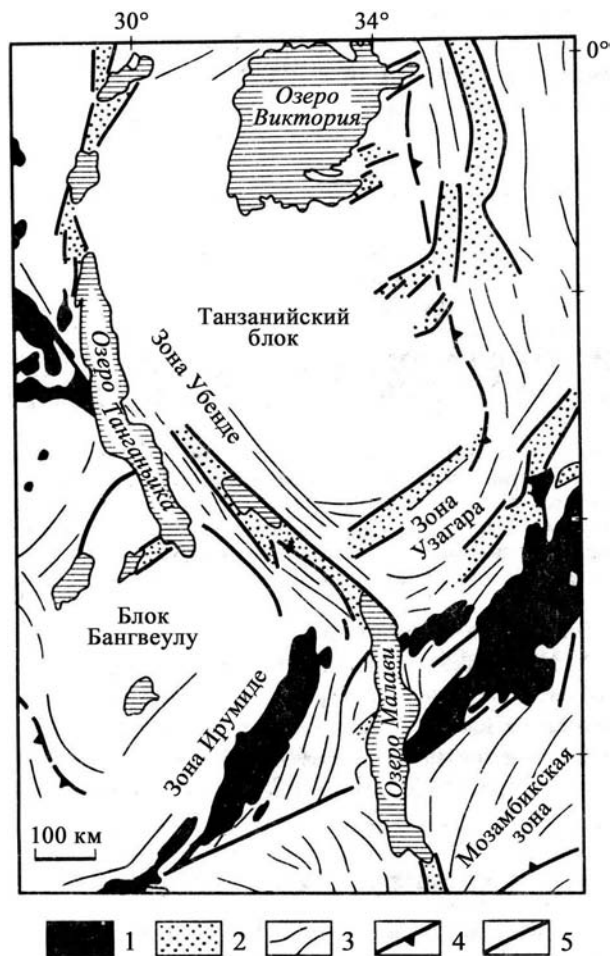


Рис. 3. Схема тектоники южной части Восточно-Африканской рифтовой системы, по (Дельво, 1992).

1 – бассейны Карру; 2 – рифтогенные грабены, выполненные кайнозойскими осадочными и вулканогенными образованиями; 3 – неопротерозойский Мозамбикский мобильный пояс; 4 – границы зон; 5 – главные кайнозойские разломы.

Fig. 3. Tectonic scheme of the southern part of the East African rift system, according to (Del'vo, 1992).

1 – Karru basins; 2 – riftogenic grabens formed by Cenozoic sedimentary and volcanic formations; 3 – Neoproterozoic Mozambique mobile belt; 4 – zone boundaries; 5 – main Cenozoic faults.

лиза аномальных и магнитных полей ВЕП, следует его общему простиранию на северо-западном отрезке пояса. В данном случае Лапландско-Беломорский пояс Балтийского щита является фактически обнаженной частью этого внутриконтинентального коллизионного орогена, а погребенная часть палеорифтовой системы также сохраняет его простирание. В то же время на часть этого орогенного пояса северо-восточного простирания накладывается и Среднерусский авлакоген.

Таким образом, можно говорить о том, что палеорифтовая система Белого моря имеет такую же тенденцию следовать вдоль подвижного пояса земной коры, как и современные (кайнозойские) рифты, которые хоть и пересекают местами различные структурные элементы, но в целом не выходят за пределы поясов деформаций, которые в общем плане маркируют древние зоны сближения или столкновения литосферных плит. То есть рифтовые системы используют ослабленные зоны коры, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом. Поэтому говорить об унаследованности в развитии рифтов можно лишь постольку, поскольку каждое последующее раскалывание литосферы в какой-то степени связано с зонами ее разрушения в прошлом.

Обращает на себя внимание общий рисунок как современных, так и древних рифтовых систем, особенность которого заключается в разветвлении рифтовых зон, которые обрамляют какие-то неоднородности земной коры преимущественно овальной формы. У Байкальской рифтовой системы такой неоднородностью является сводовое сооружение Баргузинского хребта, которое обрамляется с одной стороны – с запада и севера – рифтогенными впадинами Северного Байкала и Верхнеангарской (Байкальская ветвь), а с другой стороны – с юго-востока – цепью кулисообразно расположенных впадин Баргузинской, Баунтовской и Верхнемуйской (Баргузинская ветвь). Баргузинское сводовое поднятие вытянуто на 300 км при ширине 90–100 км и сложено преимущественно гранитоидами и метаморфизованными породами (см. рис. 2).

В Восточно-Африканской рифтовой системе, как отмечалось выше, Западная и Восточная ветви огибают с двух сторон Танзанийский кратон раннедокембрийской консолидации овальной формы (1200 × 700 км) как жесткую глыбу. При этом установлено, что Танганьикский рифт и рифт Руква заложились вдоль древней системы разломов земной коры (см. рис. 3).

В погребенной под платформенным чехлом палеорифтовой системе Белого моря выделяется Архангельский выступ овальной формы размером 300 × 150 км, сопоставимым с Баргузинским сводовым поднятием, который с юго-запада обтекает Онежско-Кандалакшский палеорифт, а с северо-востока – Керещко-Пинежский. Обе эти ветви рифтовой системы практически сливаются к северо-западу от Архангельского выступа в районе Кандалакшского залива (см. рис. 1). Амплитуда сбросовых склонов, ограничивающих выступ, в северо-западной части колеблется в интервале 2–3 км до пенепленизированной поверхности, которая расположена на глубине 0.5–1.0 км, и достигает 4–5 км в юго-восточной части. Архангельский выступ платформенного фундамента сложен глубокометаморфизованными породами беломорской серии

и представляет собой, по-видимому, относительно жесткую глыбу.

Таким образом, очевидно, что конфигурация рифтовых зон (систем) и их морфология, независимо от времени их формирования, подчиняются в большой степени реологическим особенностям фундамента, на котором закладывались рифты, т.е. раскол земной коры при растяжении литосферы происходил, огибая жесткие глыбы консолидированного фундамента с мощной, слабонарушенной в прошлом корой.

Говоря об унаследованности, следует отметить еще один факт, касающийся эволюции палеорифтовой системы Белого моря: она пережила активизацию в конце девона, когда широкое развитие получил щелочной магматизм в пределах области ее динамического влияния, и в конце кайнозоя, когда образовался Кандалакшский залив Белого моря в пределах Балтийского щита. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания в Онежско-Кандалакшском палеорифте в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Два молодых (современных) грабена – Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий – разделены островной грядой архипелага Средние Луды, являющейся межвпадинной перемычкой, которая представляет собой зону аккомодации современных тектонических напряжений. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь и сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море не стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, так как они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры (Балуев и др., 2009б, 2012).

Структурные особенности рифтовых парагенезов БРЗ, ВАРС и РСБМ

Как уже отмечалось выше, в тектоническом плане, по данным многоканального сейсмического профилирования оз. Байкал, выявлены: четкая структурная асимметрия – Байкальский рифт состоит из серии полуграбенов с крутыми СЗ и пологими ЮВ крыльями; существование сбросовой лестницы, погружающейся с СЗ на ЮВ с вращением и наклоном блоков в противоположном направлении; две фазы сбросообразования, в первую из которых возникла серия полуграбенов, а во вторую – развились

антиклинальные сбросы с падением на СЗ и возник глубокий бассейн на месте Центральной впадины. Северную и Центральную впадины Байкальского рифта разделяет косая перемычка Академического хребта и о-ва Ольхон, которая трактуется как зона аккомодации или зона приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой (рис. 4, 5). Подобно другим рифтам, например Восточно-Африканскому, в БРЗ наблюдается эшелонированное расположение впадин, разделенных косыми зонами аккомодации (Rosendahl, 1987). В то же время все три впадины Байкала связаны Приморским разломом (см. рис. 2), который можно считать “главным граничным сбросом”, выходящим по границе верхней хрупкой и нижней податливой коры, являющимся полого падающей поверхностью срыва.

Асимметрия БРЗ выражена не только в поверхностных структурах, но и в глубинном строении литосферы: строение верхней границы области аномальной мантии асимметрично в поперечных сечениях (рис. 6). Она довольно круто обрывается вблизи границы Сибирской платформы, а к ЮВ от рифтовой зоны верхняя граница неоднородности сравнительно полого погружается, достигая глубины 300 км (от поверхности мантии).

По своим структурным особенностям Байкальская рифтовая зона сопоставима более всего с западной ветвью Восточно-Африканской рифтовой системы, которая также состоит из серии глубоких трогов, представляющих собой типичные рифтовые долины, выполненные мощными плиоцено-четвертичными отложениями и частично заполненные глубокими озерами.

Рифты Таганьика и Малави подразделяются на несколько полуграбеновых структур, разделенных зонами аккомодации и промежуточными ступенями (Rosendahl, 1987) (рис. 7). Незначительные проявления третичного щелочного вулканизма приурочены к зонам аккомодации, разделяющим основные рифтогенные впадины.

Как показывает сравнительный анализ, геологическое строение палеорифтовой системы Белого моря характеризуется особенностями, которые типичны для Байкальской рифтовой зоны: наличие протяженных глубоких трогов, вдоль простирания которых они сегментированы и образуют цепочки, построенные из отдельных полуграбенов переменной полярности. Сейсмогеологические разрезы демонстрируют строение рифтогенных грабенов и смену полярности по простиранию рифтовой зоны с северо-запада на юго-восток (рис. 8). При этом грабены расположены кулисообразно и разделены аккомодационными перемычками в виде небольших поднятий и зон нарушений. Эти признаки проявления сдвиговой тектоники могут быть дополнены тем, что некоторые грабены в плане имеют морфологию структур типа пулл-апарт.

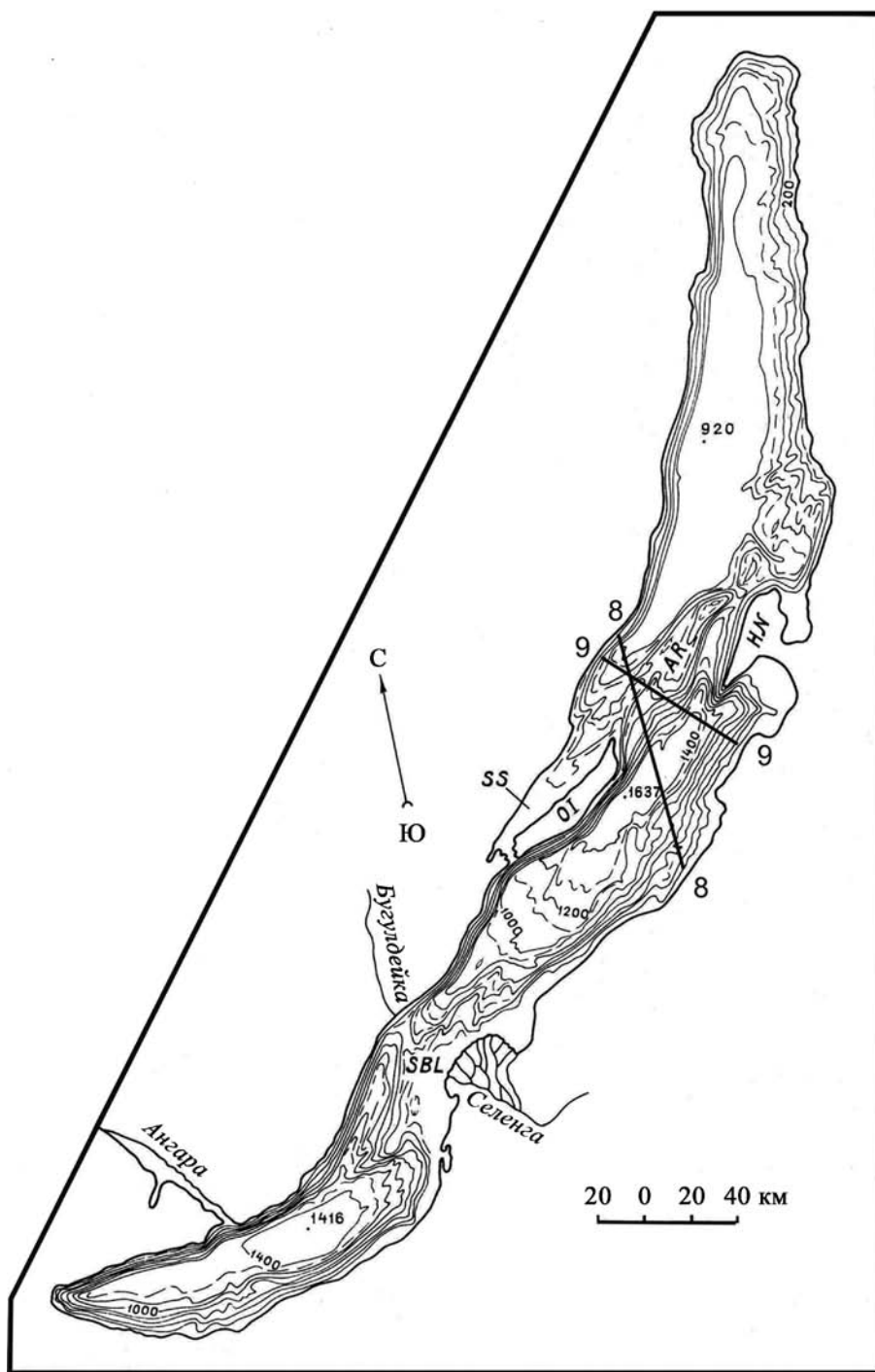


Рис. 4. Схема рельефа дна оз. Байкал с линиями профилей, показанных на рис. 5 и 6.

Fig. 4. The bottom relief scheme of the lake Baikal with the profile lines shown in Fig. 5 and 6.

Таким образом, асимметричное строение рифтогенных грабенов и характер их пространственного распределения свидетельствуют о проявлении комбинированной тектоники: сочетание структур растяжения коры при участии листрических сбросов и детачментов, а также и сдвиговых (трансверсивных) структур. Комбинированные сдвиговые и

сбросовые перемещения, проявившиеся неоднократно на протяжении рифейского этапа развития РСБМ, также были установлены в бортах Онежско-Кандалакшского грабена в результате тектонофизических исследований (Колодяжный и др., 2019).

По данным сейсмического профилирования, глубина погружения кристаллического фундамен-

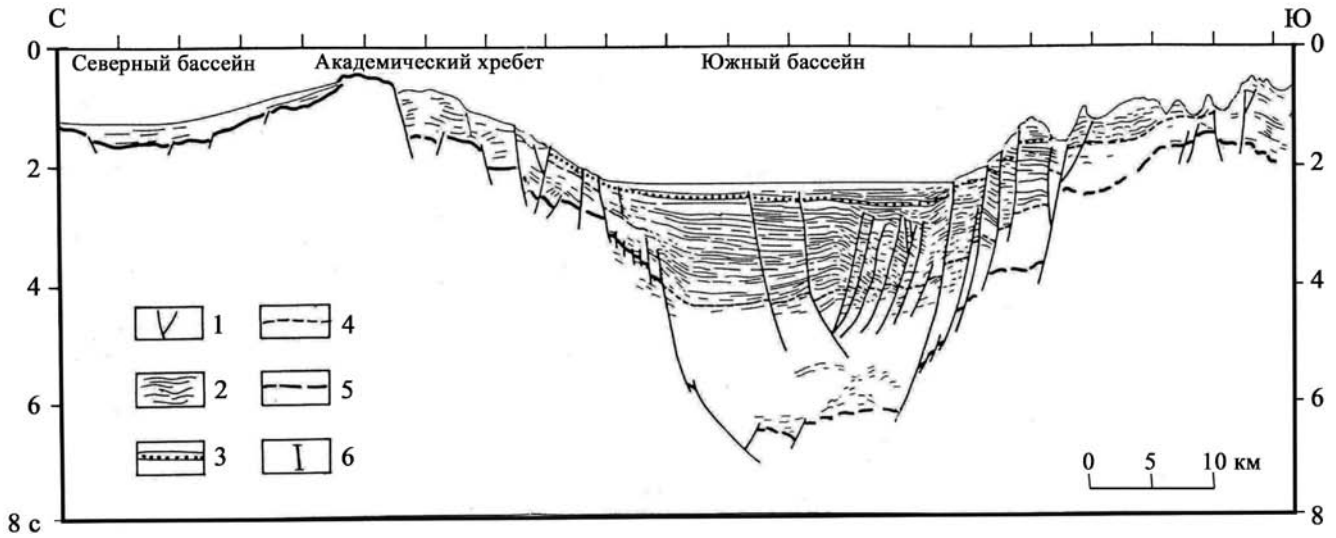


Рис. 5. Сейсмический профиль 8 через оз. Байкал и его интерпретация, по (Logachev, 1993).

1 – разломы; 2 – отражатели; 3 – основание верхней толщи (плейстоцен–голоцен); 4 – основание средней толщи (средний-верхний плиоцен); 5 – фундамент; 6 – положение профиля см. на рис. 4.

Fig. 5. Seismic profile 8 through the lake Baikal and its interpretation, according to (Logachev, 1993).

1 – faults; 2 – reflectors; 3 – the base of the upper strata (Pleistocene-Holocene); 4 – the base of the middle strata (middle-upper Pliocene); 5 – basement; 6 – position of the profile see Fig. 4.

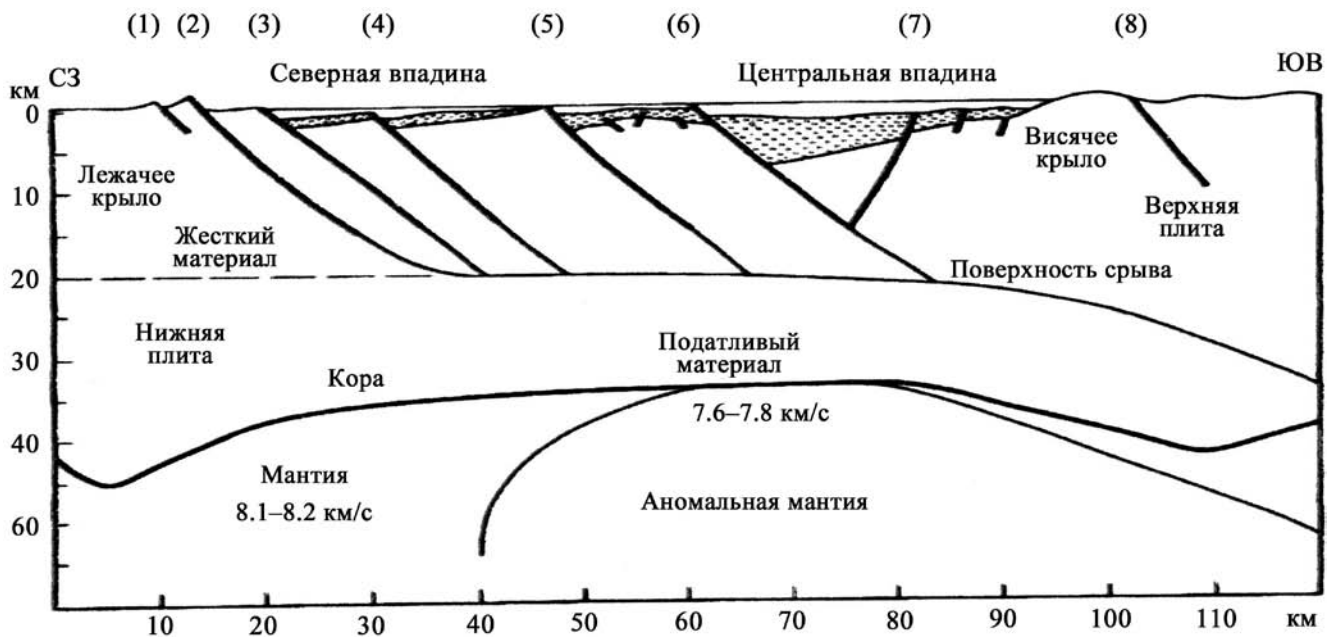


Рис. 6. Предполагаемый разрез земной коры Байкальского рифта вдоль профиля 9 (см. рис. 4) (Зоненшайн и др., 1992).

Точками обозначена осадочная толща. Цифры – скорость продольных сейсмических волн. Цифры в скобках – номера разломов.

Fig. 6. Estimated section of the Baikal rift earth's crust along profile 9 (see Fig. 5) (Zonenshain et al., 1992).

Dots indicate the sedimentary layer. Numbers are the speed of longitudinal seismic waves. The numbers in brackets are the fault numbers.

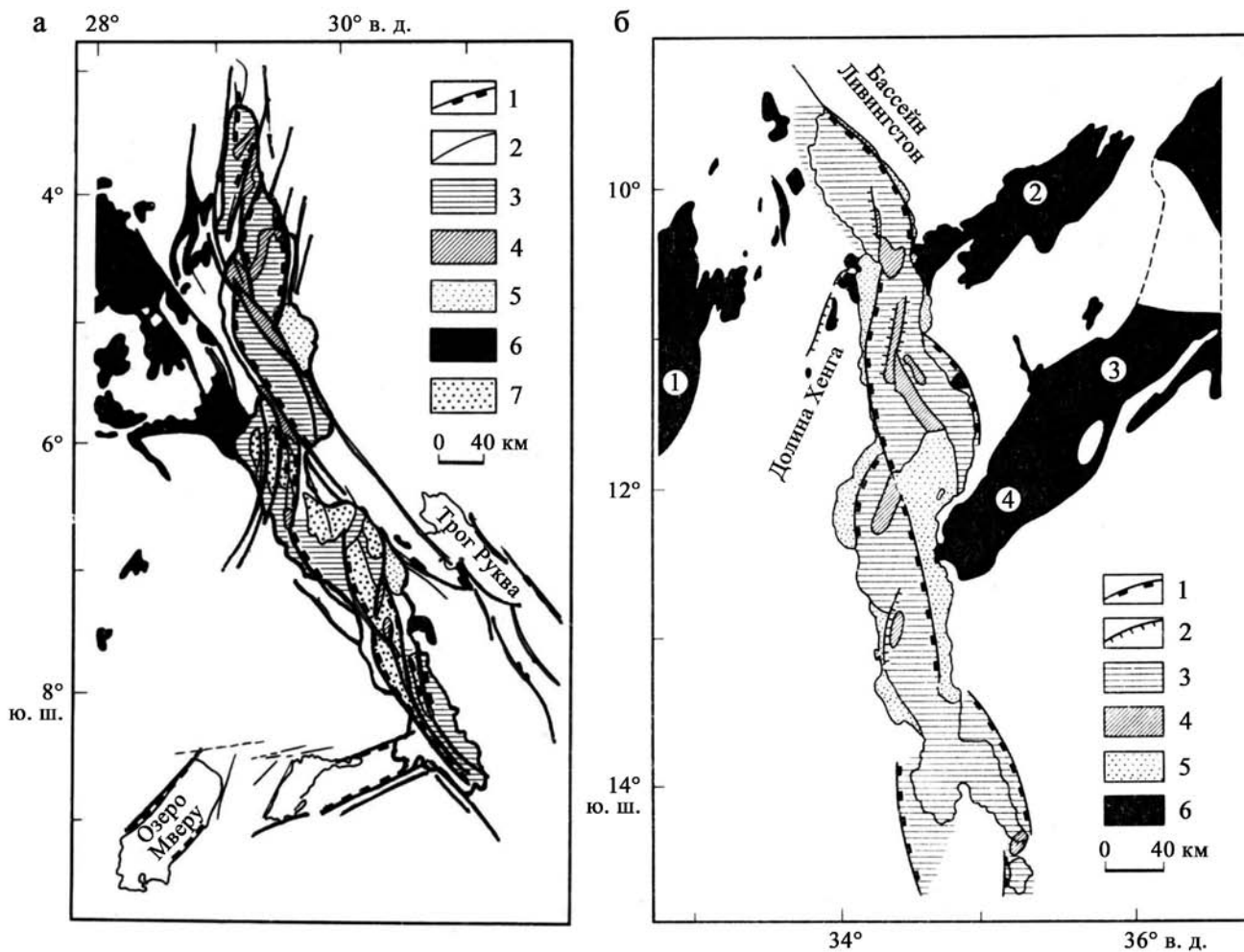


Рис. 7. Рифтовые зоны Западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы, по (Дельво, 1992).

а – Танганьика, б – Малави (Ньяса).

1 – главные разломы; 2 – второстепенные разломы; 3 – полуграбены; 4 – низкий рельеф в зонах сочленения (перемычки); 5 – “платформы” (ступени); 6 – бассейны Карру (б: 1 – Луангва, 2 – Рухуху, 3 – Рувима, 4 – Метангула); 7 – центры максимального осадконакопления.

Fig. 7. Rift zones of the Western branch of the East African rift system, according to (Del’vo, 1992).

а – Tanganyika, б – Malawi (Nyasa).

1 – main faults; 2 – secondary faults; 3 – semi-grabens; 4 – low relief in the joint areas (bridges); 5 – “platforms” (steps); 6 – Karu basins (b: 1 – Luangwa, 2 – Ruhuhu, 3 – Ruvuma, 4 – Metangula); 7 – centers of maximum sedimentation.

та в некоторых грабенах РСБМ достигает 8–10 км, что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. В работе (Шаров и др., 2020) приводятся данные об определенной корреляции рельефа поверхности Мохо со структурами поверхностного слоя земной коры. Так, под Кандалакшским грабеном наблюдается вытянутая вдоль простирания грабена поднятие в рельефе поверхности Мохо с отметками –38 км на северо-западе структуры до –35 км в центральной части грабена. Параллельно вдоль Керещкого рифта в рельефе поверхности Мохо отмечается линейная впадина с отметками от –39 км на северо-западе до

–42 км на юго-востоке в районе Зимнего берега. Параллельно к северо-востоку в центральной части Кольского полуострова под Имандра-Варзуга-Усть-Понойским палеопротерозойским рифтогенным поясом в рельефе поверхности Мохо протягивается выступ мантии с глубинными отметками от –38 до –35 км. Под Усть-Мезенским грабеном также наблюдается выступ мантии до отметки –34 км. Таким образом, можно отметить некоторую структурированность поверхности Мохо и адекватность ее поверхностным структурам земной коры Беломорья, что свидетельствует, видимо, об их генетической связи.

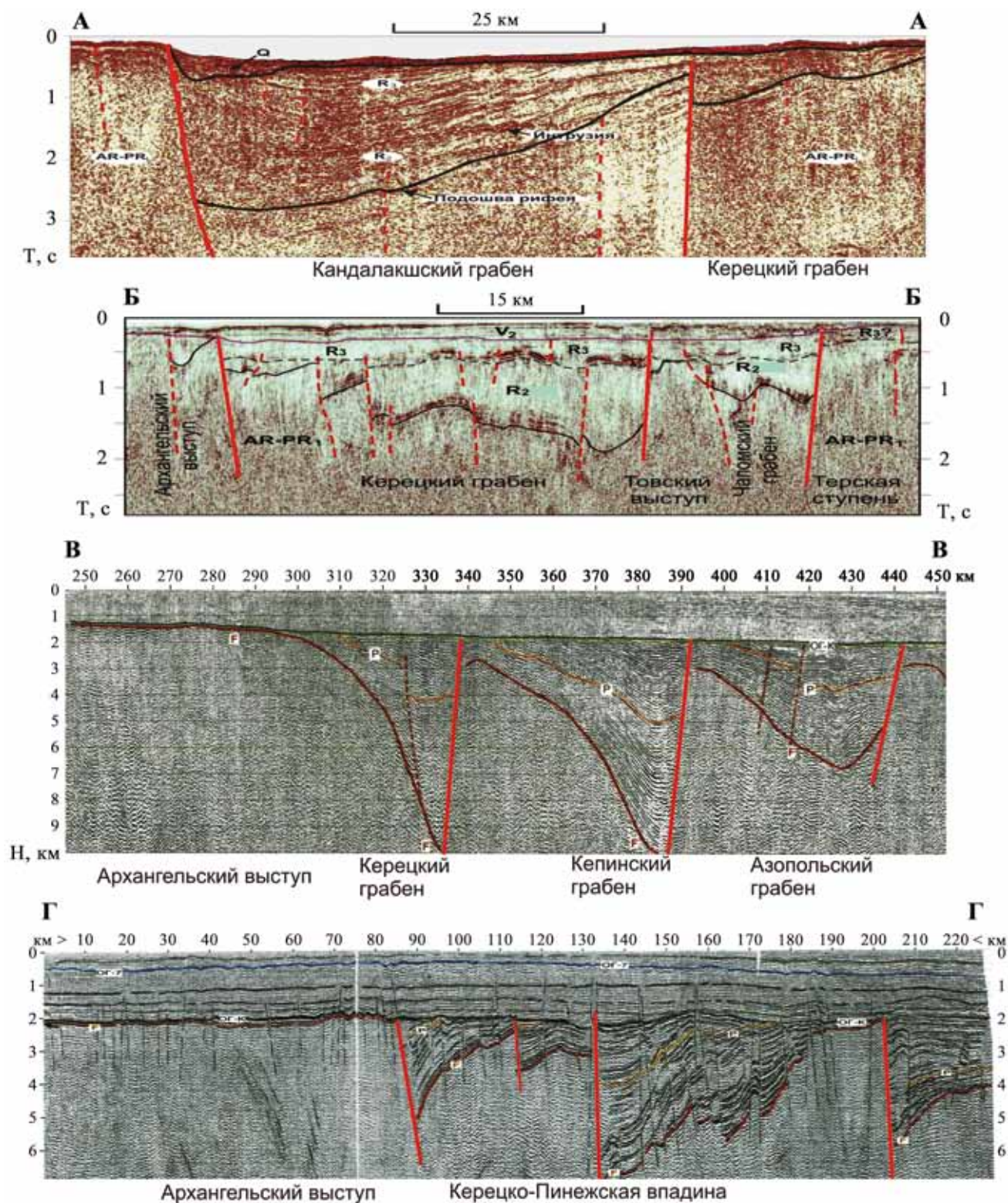


Рис. 8. Сейсмогеологические профили через грабены палеорифтовой системы Белого моря, по (Геодинамика..., 2006; Журавлев, 2007), демонстрирующие смену полярности грабенов по простиранию с северо-запада на юго-восток Керетско-Пинежского палеорифта (положение профилей – см. рис. 1).

Fig. 8. Seismogeological profiles through grabens of the White Sea paleorift system, according to (Geodinamika..., 2006; Zhuravlev, 2007), demonstrating the change of the graben polarity along strike Keretsko-Pinezhsky paleorift from the Northwest to the Southeast (the position of the profiles – see Fig. 1).

Однако при сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными фиксируется отсутствие под первыми выступами аномальной мантии, выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов. Возможно, это объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени. Тем не менее в глубинном строении РСБМ также угадываются черты, присущие современным рифтовым системам: это существование под палеорифтом подъема поверхности Мохо (без аномальной мантии), т.е. значительное сокращение мощности консолидированной коры (до 28 км под Мезенским грабеном), существование внутрикорового раздела между верхней хрупкой и нижней пластичной корой. В Байкальской рифтовой зоне такой раздел совпадает со сейсмоактивным слоем на глубине 15–20 км, в котором сконцентрирована подавляющая часть очагов землетрясений и по которому, по всей вероятности, происходит срыв и проскальзывание верхнего слоя земной коры по нижнему при ее растяжении (см. рис. 6). В земной коре РСБМ такой слой зафиксирован как детачмент на глубине 12–15 км (Костюченко, Романюк, 1997). Этот раздел выходит на поверхность в виде листрического сброса, ограничивающего Онежско-Кандалакшский рифт с юго-запада в качестве главного магистрального разлома.

Структурные парагенезы концентрических комплексов

Несмотря на различные причины образования БРЗ и РСБМ, обе структуры формировались в условиях растяжения литосферы как крупнейшие сдвиго-раздвижки, что привело к созданию аналогичных структурных парагенезов. Последние формируются как зоны динамического влияния при развитии разрывных структур и включают в себя линейные деструктивные поля на крыльях разрыва, образованные уже на начальной стадии его роста. Вокруг же вершин линейных разрывов возникают области концентрации напряжений и деформаций, имеющие форму, близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва области концентрации напряжений смешаются вместе с его вершиной, увеличиваясь при этом в диаметре.

Так, в краевых частях впадин БРЗ дистанционными методами фиксируются новейшие концентрические комплексы. Вокруг СВ и ЮЗ оконечностей Байкальского рифта располагаются выраженные в рельефе цепочки сменяющих друг друга концентрических образований радиусом от 25 до 100 км (рис. 9). В центральной части Байкальского рифта выделяются еще две концентрические системы. Они тяготеют к окончаниям трех котловин протяженностью 200–275 км каждая, из которых складывается байкальская впадина. Четкая выражен-

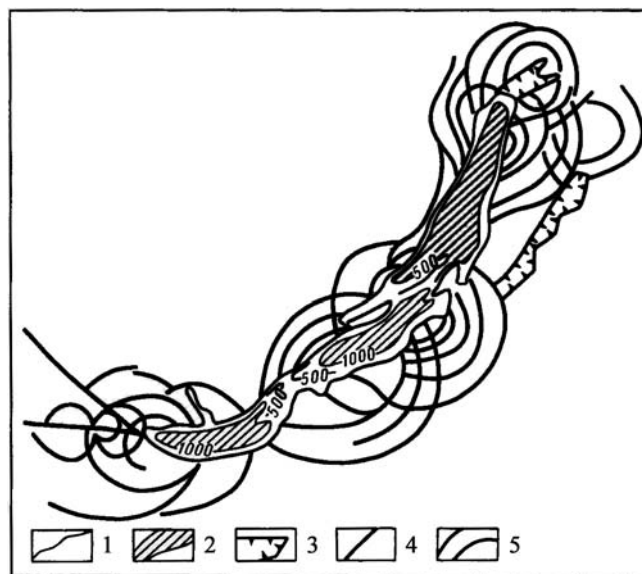


Рис. 9. Положение новейших концентрических комплексов в краевых частях рифтогенной впадины оз. Байкал, по (Косыгин, Маслов, 1989).

1 – береговая линия; 2 – отдельные изобаты, м (заштрихованы наиболее глубокие котловины); 3 – контуры кайнозойских впадин байкальского типа; 4, 5 – разломы: 4 – линейные, 5 – кольцевые и дуговые.

Fig. 9. The Position of the newest concentric complexes in the marginal parts of the lake Baikal rift basin, according to (Kosygin, Maslov, 1989).

1 – coastline; 2 – individual isobates, m (the deepest basins are shaded); 3 – contours of Cenozoic depressions of the Baikal type; 4, 5 – faults: 4 – linear, 5 – circular and arc.

ность в рельефе, геометрически правильная структура этих образований позволяют связать их происхождение с развитием Байкальского грабена в соответствии с описанным выше механизмом (Косыгин, Маслов, 1989).

На юго-западном фланге БРЗ с концентрической системой связан ареал развития рифтогенных щелочных базальтов, а к центральной части Придархатской кольцевой структуры приурочена интенсивная аномалия плотности землетрясений, свидетельствующая о продолжающемся в наши дни разрастании рифта.

В строении Кандалакшского рифта, на его крыльях, так же, как и на крыльях Байкальского рифта, весьма заметно участие сдвигов, которые предопределили закономерную ориентировку многочисленных даек щелочных базитов, маркирующих трещины отрыва и скалывания. На СВ окончании Кандалакшского рифта также выделяются дугообразные и кольцевые разломы, отчетливо видные на КС и АФС (рис. 10). Именно к этим разломам приурочено большинство щелочных интрузий и трубок взрыва. Унаследованность

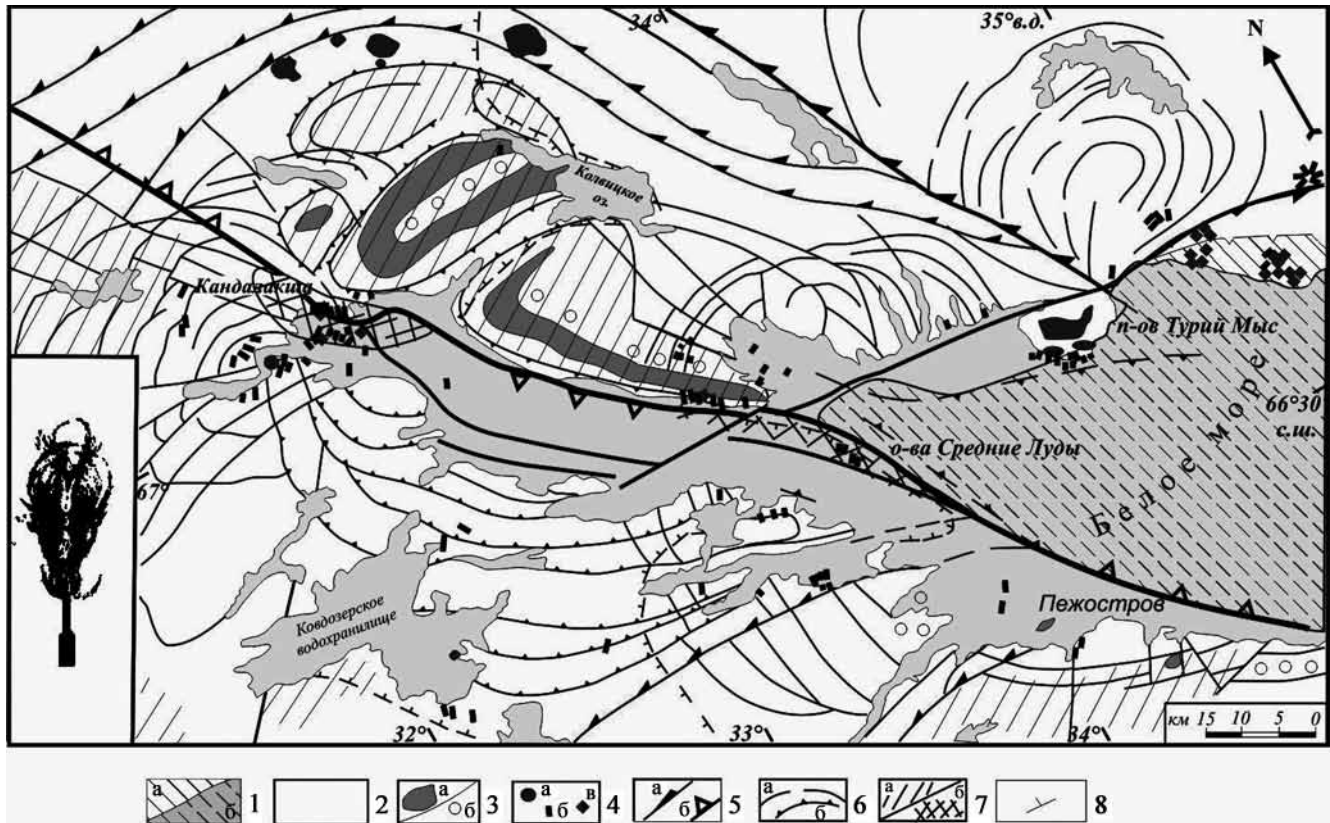


Рис. 10. Структурная схема северо-западного окончания Кандалакшского грабена (Балуев и др., 2012).

1 – рифейские отложения, на суше (а), в акватории Белого моря (б); 2, 3 – раннедокембрийские образования: 2 – гранито-гнейсы беломорского и кристаллосланцы лапландского комплексов, 3 – наиболее глубинные образования – анортозиты (а) и эклогитоподобные породы (б); 4 – девонские ультраосновные-щелочные массивы (а), дайки (б), трубки взрыва (в); 5–7 – элементы сдвига-сбросовой тектоники: 5а – сдвиги и 5б – сбросо-сдвиги, 6а – кольцевые и дуговые структуры на окончании рифта, 6б – тектонические уступы в рельефе, 7а – современные поднятия (плечи рифта), 7б – зоны аккумуляции; 8 – градиенты гравитационного поля. На врезке – образование кольцевых структур на конце растущей трещины (эксперимент, по (Косыгин, Маслов, 1989)).

Fig. 10. Structural scheme of the North-Western end of the Kandalaksh Graben (Baluev et al., 2012).

1 – Riphean deposits, on land (a), in the White Sea area (б); 2–3 – early Precambrian formations: 2 – granite-gneisses of the Belomorsky and schists of the Lapland complexes, 3 – the deepest formations – anorthosites (a) and eclogite-like rocks (б); 4 – Devonian ultramafic-alkaline massifs (a), dikes (б), explosion tubes (в); 5–7 – elements of and normal fault tectonics: 5a – strike-slip faults and 5b – oblique normal faults, 6a – ring and arc structures at the end of the rift, 6b – tectonic ledges in the relief, 7a – modern elevations (rift shoulders), 7b – zones of accommodation; 8 – gravitational field gradients. The inset shows the formation of ring structures at the end of a growing crack (experiment by (Kosygin, Maslov, 1989)).

древнего тектонического рисунка в виде Кандалакшской кольцевой структуры на окончании рифейского грабена привела к тому, что по обновленным в девоне тектоническим ограничениям этой структуры происходила разгрузка напряжений, связанных с активизацией рифта, и как следствие этого по периферии структуры в узлах растяжения локализовались щелочные массивы центрального типа – Умбинский, Африканда, Лесная Варака, Ковдор, Вуориярви, Ковдозерский, а к узлам пересечений дуговых разрывов с линейными рифтогенными разломами приурочены “кусты” щелочных даек позднедевонского возраста (Балуев и др., 2012).

Таким образом, рифтовые системы или зоны, образованные под воздействием сдвига-раздвиговых деформаций в литосфере, независимо от причин их возникновения характеризуются сходными структурными парагенезами, выраженными сочетаниями линейных и кольцевых форм и близким по составу магматизмом.

Рифтовый магматизм

В пределах РСБМ проявления рифтового магматизма известны лишь в Онежском грабене Онежско-Кандалакшского палеорифта, где в центральной его части бурением вскрыта толща вулканогенно-

обломочных пород, вмещающая в себя силлы и дайки диабазов и долеритов (рис. 11). Вещественный состав изверженных пород сравнительно однообразен. По своим структурным особенностям в большинстве случаев это типичные базальты, в центральных частях крупных тел встречаются полнокристаллические породы с долеритовой и офитовой структурой. Присутствие смешанных вулканокластических образований, содержащих вулканические бомбы шарообразной, эллиптической и веретенообразной формы, свидетельствует о близости вулканического центра с активной эксплозивной деятельностью.

По своим петрохимическим характеристикам базальты и долериты близки платобазальтам, а также среднему долериту траппов и, таким образом, являются типичным представителем толеитовой серии основных изверженных пород. Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандакшского грабена таких же вулканогенных образований. Вулканогенные породы, по-видимому, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандакшского и на юго-востоке Керецкого грабенов. В других рифтовых зонах палеорифтовой системы Белого моря проявления синрифтового магматизма неизвестны.

Подобная ситуация наблюдается и в Байкальской рифтовой зоне, где рифтовый магматизм обнаружен лишь в Тункинской впадине (рис. 12). Скважина, пробуренная в центральной части Тункинской впадины, вскрывает толщу осадков мощностью 2100 м и 40 тел базальтов общей мощностью около 400 м. Интересно, что внутриформационные базальтовые потоки (или силлы) сконцентрированы только в наиболее углубленной восточной части впадины и не отмечены во всей остальной ее части. Это объясняется максимальным растяжением и растрескиванием коры на дне впадины в зоне наибольшего прогиба, что способствовало проникновению базальтовой магмы. Базальтовые потоки меньшего объема и шлаковые конусы более свежих извержений (плейстоцен–ранний голоцен) также расположен над той же зоной (Logachev, 1993).

Начинались извержения 15–16 млн лет назад с оливиновых толеитов и завершались меланократовыми авайитами – щелочными оливиновыми базальтами-базанитами, т.е. ассоциацией пород, более недосыщенных кремнеземом.

От Восточно-Африканской рифтовой системы РСБМ по характеру и объему магматизма принципиально отличается, особенно от ее восточной ветви, с развитием которой связаны вулканические комплексы, формировавшиеся последние 55 млн лет (рис. 13). Комплексы вулканических пород, пространственно связанных с Эфиопским рифтом и Афаром, но сформировавшиеся

(или начавшие формироваться) задолго до образования этих структур, представляют собой мощные накопления платобазальтов и ассоциирующих с ними пород, слагающие Эфиопское и западную часть Сомалийского плато. Ранние вулканические комплексы образуют обширную область овального очертания. Поздние вулканические комплексы накапливались непосредственно в грабенах Эфиопского, Кенийского рифтов и в Афарской депрессии и связаны уже непосредственно с образованием и развитием системы линейных грабенов (рифтов) (Казьмин, 1987). Вулканические породы здесь занимают доминирующее положение в заполнении грабенов, в отличие от грабенов Западной ветви Восточно-Африканской системы, большинства грабенов Байкальской рифтовой зоны и палеорифтовой системы Белого моря. В этом смысле рифтовые зоны Танганьика и Малави Западной ветви ВАРС считаются мировыми аналогами Байкальской рифтовой зоны.

Таким образом, рассматривая палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтики с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, ее можно отнести к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

Сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных континентальных рифтов

Палеорифтовая система Белого моря представляет собой единую систему субпараллельных рифтогенных желобов, вытянутых вдоль края древней континентальной плиты Восточно-Европейского кратона более чем на 1000 км при ширине 300–500 км. Фактически эти параметры фиксируют минимальную область растяжения литосферы края континентальной плиты в начальный период континентального рифтинга. Примерно такими же характеристиками обладают зоны растяжения континентальной литосферы современных (кайнозойских) рифтовых систем. Как установлено (Казьмин, 1987), начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется часто в широкой полосе, а уже потом обособляются главные рифтовые зоны. Так, в Эфиопии структуры растяжения, параллельные Эфиопскому рифту, развиты по всей ширине Эфиопского плато – около 700 км.

Если сравнивать структурное положение палеорифтовой системы Белого моря с современной Восточно-Африканской рифтовой системой, то очевидно их сходство: обе рифтовые системы, со-

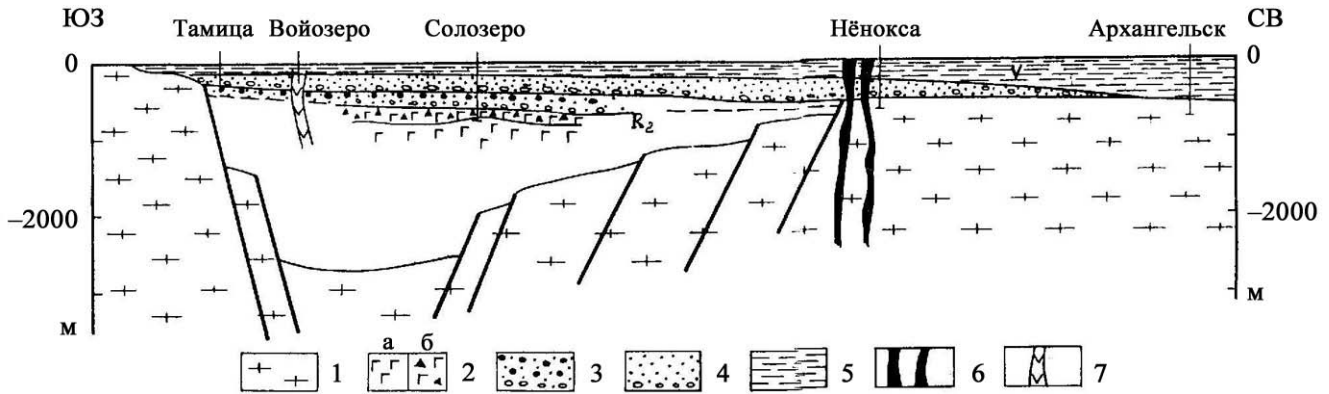


Рис. 11. Схематический геологический разрез Онежского грабена Онежско-Кандалакшского палеорифта, по (Константиновский, 1977).

1 – эпикарельский кристаллический фундамент; 2 – нижняя подсвита солозерской свиты: а – существенно вулканогенные породы и прорывающие их силы и дайки среднерифейских долеритов и диабазов, б – существенно вулканомиктовые породы, реже прорывы базальтов; 3 – верхняя подсвита солозерской свиты (песчаники, базальные конгломераты); 4 – нёнокская свита (песчаники, базальные конгломераты); 5 – валдайская серия венда (аргиллиты, глины, алевролиты, песчаники); 6 – позднедевонские трубки взрыва щелочных базальтоидов; 7 – дайки долеритов раннего венда.

Fig. 11. Schematic geological section of the Onega Graben of the Onega-Kandalaksha paleorift, according to (Konstantinovskiy, 1977).

1 – epi-Karelian crystalline basement; 2 – the Lower Solozerskyi Suite: а – significantly volcanogenic rocks and breaking them dolerite sills and dykes of the Mid-Rifean age, б – significantly volcanomictic rocks, rarely basalts; 3 – upper part of the Solozersky Suite (sandstones, basal conglomerates); 4 – Nenoksa Suite (sandstones, basal conglomerates); 5 – the Vendian Valdai series (argillites, clays, siltstones, sandstones); 6 – Late Devonian explosion tubes of alkaline basaltoids; 7 – Early Vendian dolerite dikes.

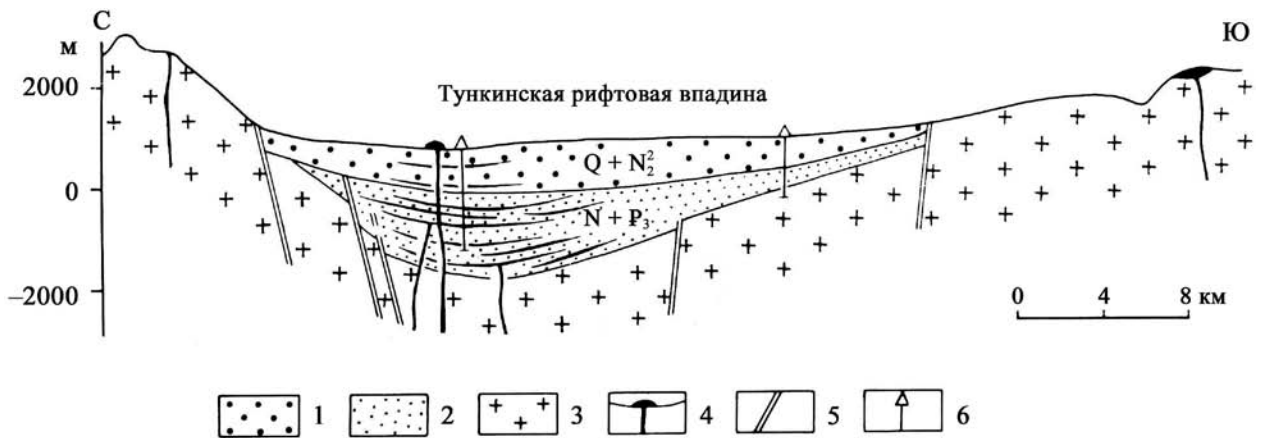


Рис. 12. Геологический разрез Тункинской впадины, по (Logachev, 1993).

1 – плиоцен-четвертичные осадки; 2 – олигоцен-миоцен-нижнеплиоценовые осадки; 3 – докембрийский кристаллический фундамент; 4 – базальты; 5 – разломы; 6 – скважины.

Fig. 12. Geological section of the Tunka depression, according to (Logachev, 1993).

1 – Pliocene-Quaternary sediments; 2 – Oligocene-Miocene – Lower Pliocene sediments; 3 – Precambrian crystalline basement; 4 – basalts; 5 – faults; 6 – wells.

стоящие из субпараллельных рифтовых зон, простираются вдоль края континентальной плиты, свидетельствуя о том, что как восточный край Африканского континента в настоящее время испытывает растяжение в режиме трансенсии, так и северо-

восточная (в современных румбах) окраина древнего континента Балтики практически всю вторую половину рифея испытывала трансенсионный режим. При этом ширина области, охваченной растяжением, в том и другом случае одного порядка:

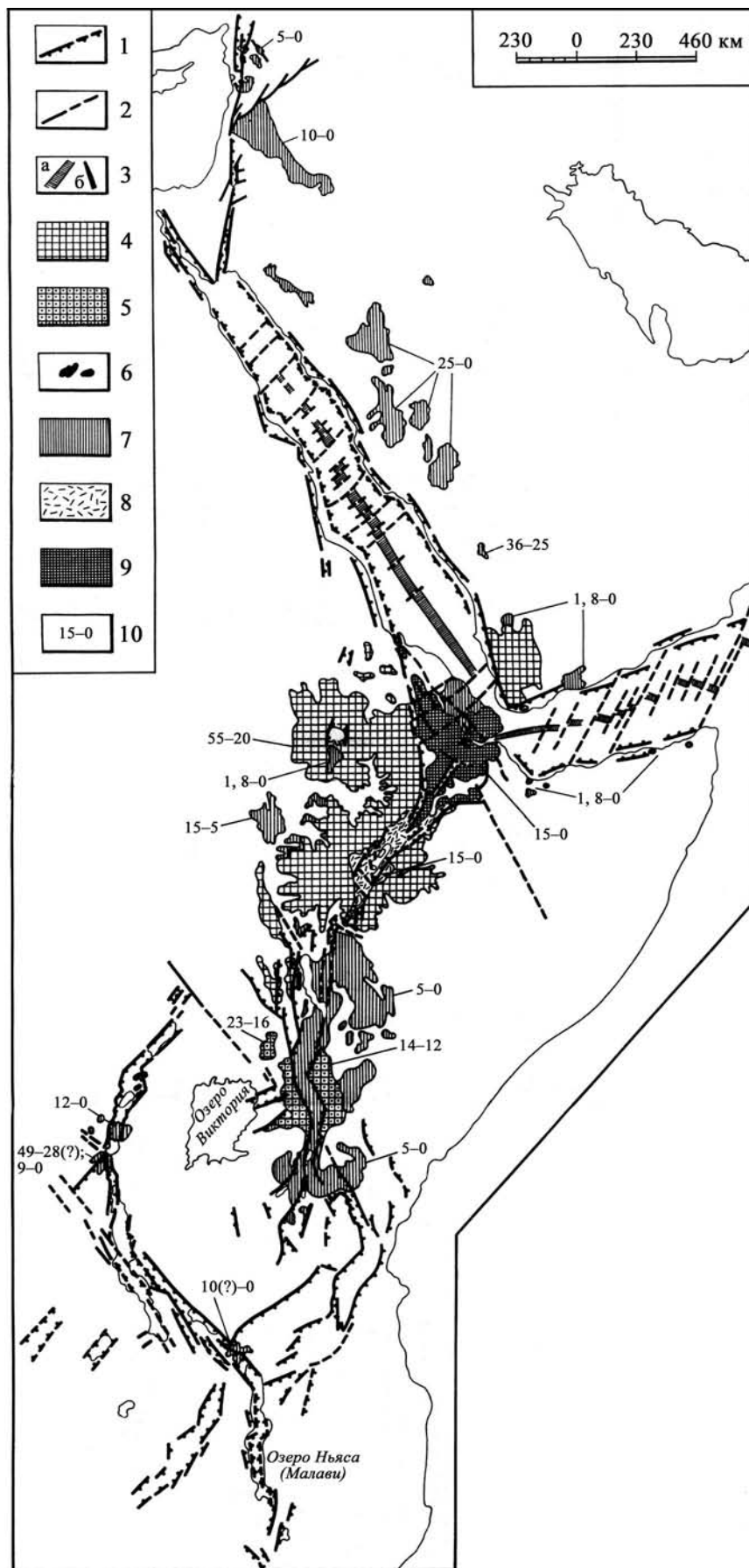


Рис. 13. Распространение кайнозойских вулканических пород в Восточно-Африканской рифтовой системе (Казьмин, 1987).

1 – главные сбросы; 2 – прочие разломы; 3 – осевые зоны: а – Аденского залива и Красного моря (толеитовый вулканизм), б – Афара (базальты промежуточного типа). *Дорифтовые вулканиды*: 4 – толеиты, промежуточные и щелочные базальты, риолиты (Эфиопский ареал); 5 – платофонолиты (Кенийский ареал). *Рифтовые вулканиды*: 6 – повышенной щелочности, 7 – умеренной щелочности, 8 – щелочные риолиты, 9 – базальты промежуточного типа, 10 – возраст, млн лет.

Fig. 13. Distribution of Cenozoic volcanic rocks in the East African rift system (Kaz'min, 1987).

1 – main normal faults; 2 – other faults; 3 – axial zones of: a – Gulf of Aden and Red Sea (tholeiitic volcanism), b – Afar (basalts of intermediate type). *Pre-rift volcanites*: 4 – tholeiites, intermediate and alkaline basalts, rhyolites (Ethiopian range); 5 – platonophonolites (Kenyan range). *Rift volcanites*: 6 – high alkalinity, 7 – moderate alkalinity, 8 – alkaline rhyolites, 9 – basalts of intermediate type, 10 – age, Ma.

для Восточно-Африканской рифтовой системы она составляет от 1200 км в самом широком месте до 500 км в южной части, а для палеорифтовой системы Белого моря – примерно от 600 до 1000 км.

Такие же параметры свойственны области растяжения литосферы западной части Североамериканского континента – рифтовой системе Провинции бассейнов и хребтов. Она представляет собой площадь, по форме близкую к овальной, размером примерно 1000 × 500 км, вытянутую в меридиональном направлении. Рифтовая система состоит из отдельных поясов грабеновых структур, которые в одних местах характеризуются параллельным, а в других кулисообразным расположением (Томпсон, 1970).

В данном случае палеорифтовая система Белого моря по своему строению, размерам и по положению в пределах кратона очень напоминает рифтовую систему Провинции бассейнов и хребтов, хотя причины континентального рифтинга, сформировавшие эти системы, разные. Поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам так же, как рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов, т.е. к структурам литосферного масштаба, сформированным из связанной системы рифтов и грабенов, которые обуславливают растяжение литосферы (Шенгёр, Натальин, 2009).

Сравнительный анализ с рифтовой системой Карру

Наиболее близкой по строению и своему тектоническому положению к палеорифтовой системе Белого моря представляется восточно-африканская рифтовая система Карру позднепалеозойского заложения, образование которой отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента. Как РСБМ протягивается вдоль края Восточно-Европейского кратона, так и асимметричные и односторонние грабены системы Карру простираются параллельно Кенийско-Сомалийскому отрезку побережья Индийского океана (рис. 14). Эти структуры отличаются значительной шириной (100 км и более) и ограничены крупными сбросами с амплитудами смещения до 5–6 км. И грабены, и моноклиналильные блоки относятся к категории рифтовых структур и связаны с растяжением земной коры, ориентированным в СЗ–ЮВ направлении (Казьмин, 1987).

Эволюция этих бассейнов характеризуется тектоническим контролем осадконакопления в условиях непрерывного погружения от позднего карбона до среднего–позднего триаса или ранней юры. Так же, как и в РСБМ, грабены системы Карру выполнены терригенными образованиями с крайне незначительными проявлениями вулканизма. В северной части системы известны лишь небольшие покровы раннеюрских базальтов щелочного состава.

С поперечными разломами Малави (Ньяса)–Южная Танганьика связаны интрузии нижнемеловых карбонатитов. Бассейны Калу–Лувегу, Рухуху и Луангва расположены точно на юго-юго-западном продолжении бассейна Карру прибрежной Кении (и Мадагаскара в его начальном положении) (Казьмин, 1987).

Сходная ситуация наблюдается и в Мезенской ветви РСБМ, которая располагается на продолжении береговой линии Баренцева моря и края платформы. И в том, и в другом случае особенности развития крайних ветвей рифтовых систем отражают раскол суперконтинентов: Мезенская (Баренцевоморская) рифтовая зона – распад Палеопангеи в конце рифея (Piper, 2000), а рифтовая зона Карру прибрежной Кении – распад Гондваны в поздней юре. Внутрикратонная обстановка преобразовалась в перикратонную для РСБМ в позднем рифее, а для рифтовой системы Карру – в ранней юре (рис. 15).

Структурный рисунок Африканского Рога, так же как и РСБМ, обнаруживает сходство с рифтовыми континентальными окраинами атлантического типа, для которых характерно развитие моноклиналильных блоков и асимметричных грабенов, пересеченных системами поперечных, как правило, древних трещин, сопровождающихся узкими впадинами.

На основании сопоставления рифтовых систем можно сделать вывод о том, что палеорифтовая система Белого моря относится, скорее всего, так же, как и система Карру, к рифтам, образующимся при “свободном” расхождении фрагментов крупных континентов. Их развитие сводится к растягиванию и изостатическому погружению утоненной литосферы, а завершается разрывом литосферы и началом спрединга. Континентальный рифтогенез в этом случае не сопровождался сводовым поднятием территории (Казьмин, 1987).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог сопоставлению погребенной палеорифтовой системы Белого моря с современными (кайнозойскими) и позднепалеозойскими рифтовыми системами (а такой сравнительный анализ проведен впервые), можно констатировать, что авлакогены северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы несут в себе все признаки рифтогенных структур, сформировавшихся в условиях трансензионного режима, который возник при расколе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии) и господствовал во второй половине рифея на протяжении длительного периода на пассивной континентальной окраине палеоконтинента Балтика. Несмотря на то что процессы континентального рифтогенеза протекали в разное время и в разных геодинамических обстановках, в конечном счете все сводилось к возникновению на различ-

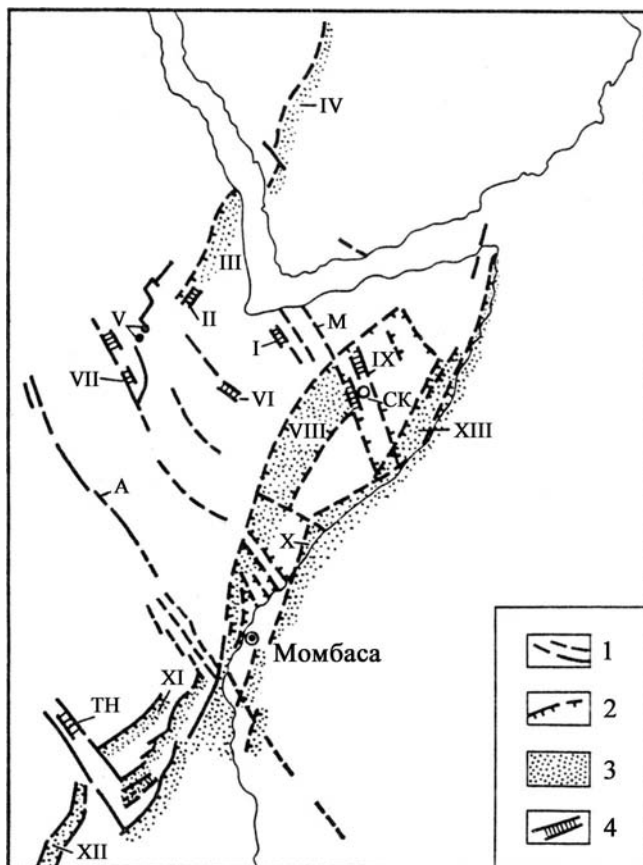


Рис. 14. Распространение позднепалеозойских–триасовых (карруских) отложений в Северо-Восточной Африке, по (Казьмин, 1987).

1 – зоны поперечных разломов, 2 – главные сбросы, 3 – карруские осадки, 4 – узкие грабены вдоль поперечных разломов.

I – грабены в бассейне р. Уайю, II – впадины в долине Голубого Нила, III – прогиб Северной Эфиопии, IV – его продолжение на Аравийском п-ове, V – карруские граниты, VI – грабены в провинции Бале, VII – грабены Юго-Западной Эфиопии, VIII – Огаденский прогиб, IX – грабены в зоне разломов Марда, X – прогиб Кисимайо, XI – односторонние грабены в бассейнах рек Руаха и Руфиджи, XII – грабен Луангва, XIII – зона береговых разломов. СК – глубокая скважина. Поперечные разломы: М – Марда, А – Асва, ТН – Танганьика-Ньяса.

Fig. 14. Distribution of late Paleozoic–Triassic (Jurassic) deposits in North-East Africa, according by (Kaz'min, 1987).

1 – transverse fault zones, 2 – main normal faults, 3 – Karrou sediments, 4 – narrow grabens along transverse faults.

I – grabens in the Uayu River basin, II – depressions in the Blue Nile Valley, III – trough of Northern Ethiopia, IV – its continuation on the Arabian Peninsula, V – Karrou granites, VI – grabens in Bale province, VII – grabens of Southwestern Ethiopia, VIII – Ogaden trough, IX – grabens in the Marda fault zone, X – Kisimayo trough, XI – one-sided grabens in the Ruaha and Rufiji river basins, XII – Luangwa graben, XIII – zone of coastal faults. CK – deep well. Transverse faults: M – Marda, A – Asva, TN – Tanganyika-Nyasa.

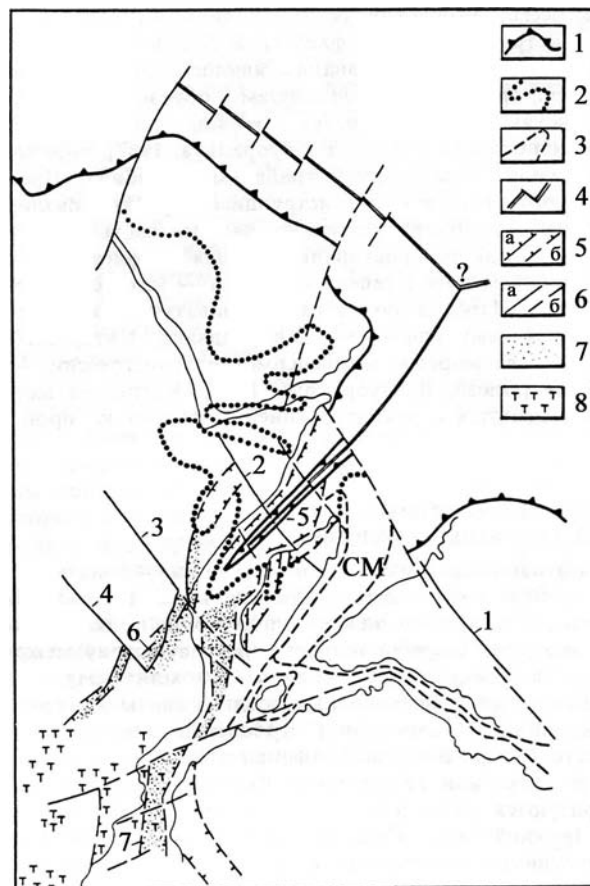


Рис. 15. Реконструкция рифтовой системы Центральной Гондваны на конец триаса–начало юры (210–180 млн лет), по (Казьмин, 1987).

1 – граница океана; 2 – граница эпиконтинентального бассейна; 3 – граница континентальных блоков (по подножию континентальных склонов); 4 – океанский рифт; 5 – нормальные разломы и прогибы: а – достоверные, б – предполагаемые; 6 – океанские поперечные разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – континентальные осадки; 8 – базальты и риолиты.

Поперечные разломы: 1 – Нарбада, 2 – Марда, 3 – Асва, 4 – Танганьика-Ньяса, 5 – зарождающийся океанический рифт между Африкой и Мадагаскаром. Континентальные рифты: 6 – Юго-Восточной Африки, 7 – к востоку от Мозамбика (?). CM – Сейшельско-Маскаренский микроконтинент.

Fig. 15. Reconstruction of the rift system of Central Gondwana at the end of the Triassic–beginning of the Jurassic time (210–180 Ma), according to (Kaz'min, 1987).

1 – ocean boundary; 2 – border of the epicontinental basin; 3 – border of continental blocks (at the foot of the continental slopes); 4 – oceanic rift; 5 – normal faults and flexures: a – reliable, b – inferred; 6 – transverse faults: a – reliable, b – inferred; 7 – continental sediments; 8 – basalts and rhyolites.

Transverse faults: 1 – Narbada, 2 – Marda, 3 – Asva, 4 – Tanganyika-Nyasa, 5 – nascent oceanic rift between Africa and Madagascar. Continental rifts: 6 – Southeast Africa, 7 – east of Mozambique (?). CM – Seychelles-Mascarene microcontinent.

ных участках континентальных плит геодинамических режимов трансенсии и/или транспрессии, которые формировали сходные структурные парагенезы континентального рифтинга.

Таким образом, на основании сравнительного анализа строения и тектонических режимов формирования палеорифтовой системы Белого моря и современных (кайнозойских) континентальных рифтовых систем Земли можно сформулировать следующий вывод.

1. Палеорифтовые системы, так же как и современные рифтовые системы, используют ослабленные зоны коры, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом. Они приурочены к древним тектоническим швам и ослабленным зонам деструкции континентальной коры, часто маркируют древние и современные окраины континентов, подверженные растяжению и деструкции.

2. Сравнительный анализ тектоники палеорифтовой системы Белого моря с современными континентальными рифтовыми системами показал принципиальное сходство их строения: наличие протяженных глубоких трогов; сегментацию грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны; смещение рифта относительно мантийного выступа; существование полого падающего сброса (детачмента) и др., что подтверждает рифтогенную природу авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

3. Рифтовые системы или зоны, образованные под воздействием сдвига-раздвиговых деформаций в литосфере, независимо от причин их возникновения характеризуются сходными структурными парагенезами, выраженными сочетаниями линейных и кольцевых форм и близким по составу магматизмом.

4. Палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтики с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма можно отнести к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

5. Область растяжения литосферы РСБМ вполне соизмерима с областями растяжения литосферы современных рифтовых систем. Поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам, т.е. к структурам литосферного масштаба, сформированным из связанной системы рифтов и грабенов, которые обуславливают растяжение литосферы.

6. Однако существует и отличие в строении земной коры рифейских рифтовых зон от современных, выраженное в отсутствии под древними рифта-

ми выступа аномальной (разуплотненной) мантии – “рифтовой подушки”, существующей под современными рифтами, что объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балуев А.С. (2006) Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона. *Геотектоника*, (3), 23-38.
- Балуев А.С. (2013) Континентальный рифтогенез Севера Восточно-Европейской платформы в Неогее: геология, история развития, сравнительный анализ. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН. 326 с.
- Балуев А.С., Астащенко О.Г., Чернов А.А. (2002) Тектоническая модель Байкальского рифта по данным гравитационной съемки акватории оз. Байкал. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (4), 95-105.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. (2009а) Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря. *Докл. АН*, **427**(3), 348-353.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. (2012) Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к “Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий” масштаба 1 : 1 500 000). М.: ГЕОС, 104 с.
- Балуев А.С., Минеева Д.Н., Фомин В.И. (1999) Тектонические движения в Байкальской рифтовой зоне и вызывающие их причины. *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизм*. Мат-лы XXXII Тектон. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 63-67.
- Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. (2009б) Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море). *Докл. АН*, **425**(2), 199-203.
- Балуев А.С., Терехов Е.Н. (2007) К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам. *Геодинамика формирования подвижных поясов Земли*. Мат-лы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 23-27.
- Божко Н.А. (2006) Гранулито-гнейсовые пояса – зоны периодически постоянной мобильности. *Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли*. Мат-лы XXXIX Тектон. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 29-32.
- Валеев Р.Н. (1978) Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 152 с.
- Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна (2006) (Ред. С.В. Аплоннов, Д.Л. Федоров). СПб.: Наука, 319 с.
- Дельво Д. (1992) Рифтообразование в западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (обзор). *Геотектоника*, (3), 79-89.
- Добрынина М.И. (1992) Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты. *Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР*. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 71-78.
- Долгинов Е.А., Д’Альмейда Ж.А. (2002) Соотношение рифтов позднего фанерозоя со структурами докембрия в Африкано-Аравийском регионе. *Геотектони-*

- ка, (5), 89-96.
- Журавлев В.А. (2007) Структура земной коры Беломорского региона. *Разведка и охрана недр*, (9), 22-26.
- Журавлев В.А., Шипилов Э.В. (2007) Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломорской рифтовой системы. *Докл. АН*, **417**(6), 786-791.
- Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчинсон Д. (1992) Структура Байкальского рифта. *Геотектоника*, (5), 63-77.
- Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. (2006) Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря. *Бурение и нефть*, (2), 26-28.
- Казьмин В.Г. (1987) Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 206 с.
- Колодяжный С.Ю., Балувев А.С., Зыков Д.С. (2019) Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа). *Геотектоника*, (1), 62-86. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>
- Константиновский А.А. (1977) Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы. *Геотектоника*, (3), 38-45.
- Костюченко С.Л., Романюк Т.В. (1997) О природе Мезенского гравитационного максимума. *Физика Земли*, (12), 3-22.
- Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. (1989) Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействие. *Тектонические процессы*. Докл. сов. геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, 1989). М.: Наука, 193-201.
- Леонов Ю.Г. (2001) Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения. *Геотектоника*, (2), 3-16.
- Миц М.В. (2007) Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов). *Геотектоника*, (4), 3-29.
- Николаев В.Г. (2004) К проблеме унаследованности внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов). *Современные проблемы геологии*. (Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской). М.: Наука, 271-290.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1 : 1 500 000. (2010) (Гл. редакторы М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. Отв. редактор А.С. Балувев). М.: ИПП “Куна”.
- Томпсон Дж. А. (1970) Рифтовая система Запада США. *Система рифтов Земли*. М.: Мир, 173-180.
- Цеховский Ю.Г., Балувев А.С., Стукалова И.Е., Корнева Р.Г. (2018) Седиментогенез в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах Центральной Азии. (Отв. ред. А.В. Маслов). *Тр. ГИН РАН*. Вып. 617. М.: ГЕОС, 168 с.
- Шаров Н.В., Бакунович Л.И., Белашев Б.З., Журавлев В.А., Нилов М.Ю. (2020) Геолого-геофизические модели земной коры Беломорья. *Геодинамика и тектонофизика*, **11**(3), 566-582. DOI: 10.5800/GT-2020-11-3-0491
- Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А. (2009) Рифты мира. М.: Геокарт-ГЕОС, 188 с.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. (1996) Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, **268**, 1-21.
- Logachev N.A. (1993) History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system. *BCREDP*, (17), 353-370.
- Piper J.D.A. (2000) The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **176**, 131-146.
- Rosendahl B.R. (1987) Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, **15**, 29-43.

REFERENCES

- the East African rift system (review). *Geotektonika*, (3), 79-89. (In Russ.)
- Dobrynina M.I. (1992) Riftogenesis in the geological history of the Precambrian of the northern part of the Russian plate. *Deep structure and geodynamics of crystalline shields of the European part of the USSR*. Apatity, KSC RAS, 71-78. (In Russ.)
- Dolginov E.A., D'Almeida Zh.A. (2002) Correlation of Late Phanerozoic rifts with Precambrian structures in the African-Arabian region. *Geotektonika*, (5), 89-96. (In Russ.)
- Kazanin G.S., Zhuravlev V.A., Pavlov S.P. (2006) The structure of the sedimentary cover and the prospects for oil and gas content of the White Sea. *Burenie i nef't*, (2), 26-28. (In Russ.)
- Kaz'min V.G. (1987) Rift structures of the East Africa – the split of the continent and the birth of the ocean. Moscow, Nauka Publ., 206 p. (In Russ.)
- Kolodyazhny S.Y., Baluev A.S., Zykov D.S. (2019) Structure and evolution of Belomorian-Severodvinsk shear zone in the Late Proterozoic and Phanerozoic, East-European Platform. *Geotectonics*, **53**(1), 60-83. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86>
- Konstantinovskiy A.A. (1977) Riphean Onega-Kandalaksha graben of the East European platform. *Geotektonika*, (3), 38-45. (In Russ.)
- Kostyuchenko S.L., Romanyuk T.V. (1997) On the nature of the Mezen gravitational maximum. *Fizika Zemli*, (12), 3-22. (In Russ.)
- Kosygin Yu.A., Maslov L.A. (1989) Major types of fragile and ductile geological dislocations and their interrelation. *Tectonic Processes*. Reports of Soviet geologists at the XXVIII session of the International geological Congress (Washington, 1989). Moscow, Nauka Publ., 193-201. (In Russ.)
- Leonov Yu.G. (2001) Continental Rifting: Modern Views, Problems, and Decisions. *Geotektonika*, **35**(2), 3-16. (In Russ.)
- Logatchev N.A. (1993) History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system. *BCREDP*, (17), 353-370.
- Mints M.V. (2007) Paleoproterozoic Supercontinent: Origin and Evolution of Accretionary and Collisional Orogens Exemplified in Northern Cratons. *Geotectonics*, **41**(4), 257-280.
- Nikolaev V.G. (2004) On the problem of inheritance of intracontinental rifts (aulacogens). *Modern problems of geology*. (Resp. ed. Yu.O. Gavrilov, M.D. Khutorskoi). Moscow, Nauka Publ., 271-290. (In Russ.)
- Piper J.D.A. (2000) The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? *Earth Planet. Sci. Lett.*, (176), 131-146.
- Rosendahl B.R. (1987) Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, (15), 29-43.
- Sharov N.V., Bakunovich L.I., Belashev B.Z., Zhuravlev V.A., Nilov M.Yu. (2020) Geological-Geophysical Models of the Crust for the White Sea Region. *Geodynamics & Tectonophysics*, **11**(3), 566-582. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0491>
- Shenger A.M.S., Natal'in B.A. (2009) The rifts of the world. Moscow, Geokart-GEOS Publ., 188 p. (In Russ.)
- The Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas at a Scale of 1 : 1 500 000. (2010) (Editors in Chief M.G. Leonov, G.S. Kazanin; Managing Editor A.S. Baluev). Moscow, IPP "Kuna" Publ. (In Russ.)
- Tompson J.A. (1970) Rift system of the Western United States. *The Rift System of the Earth*. Moscow, Mir Publ., 173-180. (In Russ.)
- Tsekhovskiy Yu.G., Baluev A.S., Stukalova I.E., Korneva R.G. (2018) Sedimentogenesis in the Mesozoic and Cenozoic Rift Depressions of Central Asia. Moscow, GEOS Publ., 168 p. (In Russ.)
- Valeev R.N. (1978) The Aulacogens of the East European Platform. Moscow, Nedra Publ., 152 p. (In Russ.)
- Zhuravlev V.A. (2007) The structure of the earth's crust in the White Sea region. *Razvedka i Okhrana Nedr*, (9), 22-26. (In Russ.)
- Zhuravlev V.A., Shipilov E.V. (2007) New data on the tectonics and structure of the sedimentary cover of the White Sea rift system. *Dokl. Akad. Nauk*, **417**(6), 786-791. (In Russ.)
- Zonenshain L.P., Gol'mshtock A.Ya., Hatchinson D. (1992) The structure of the Baikal rift. *Geotektonika*, (5), 63-77. (In Russ.)