

УДК 551.465

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ МИКРОКОНТИНЕНТОВ, ПОГРУЖЕННЫХ ПЛАТО И НЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ В ПРЕДЕЛАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

© 2018 г. Е. П. Дубинин

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Музей Землеведения, Москва, Россия
e-mail: edubin08@rambler.ru*

Поступила в редакцию 24.08.2016 г., после доработки 24.11.2016 г.

В процессе раскола континентальной литосферы нередко происходит частичное или полное отторжение небольших континентальных блоков от материнского континента, приводящее к образованию микроконтинентов или не полностью отторженных погруженных плато, выдвинутых в сторону океана, или не погруженных невулканических островов. Рассмотрены геодинамические обстановки, при которых возможно образование изолированных блоков с континентальной корой, которые в зависимости от термомеханических условий континентального рифтинга могут сохраняться в виде островов, выступая над уровнем моря, либо представлять погруженные под воду блоки континентальной коры.

DOI: 10.7868/S0030157418030115

ВВЕДЕНИЕ

Возможность формирования микроконтинентов и погруженных блоков с утоненной континентальной корой, сформированных в процессе перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу отмечалась многими исследователями [12, 25, 27–29]. В последние годы появляется все больше и больше публикаций, в которых делается попытка систематизировать эти структуры и построить геодинамические модели их образования и эволюции [5, 6, 15, 17, 21–23, 26]. Анализ этих данных показывает, что подобные структуры распространены довольно широко и неравномерно в пределах современных океанов (рис. 1). Значительное их количество располагается в Северной Атлантике и в Индийском океане, гораздо меньше в Центральной и Южной Атлантике и совсем немного в Тихом океане. Относительно Тихого океана это понятно: ведь в нем практически отсутствуют рифтогенные окраины, за исключением крайней юго-западной части в море Амундсена. Что касается неравномерного распределения таких структур в пределах Атлантики, то ответ на этот вопрос, по всей видимости, следует искать в особенностях перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу.

Морфологически эти структуры выражены разнообразно: в виде изометричных поднятий, линейно вытянутых хребтов, обширных погруженных плато или островов вблизи континентальных

окраин. Это также свидетельствует о разнообразии условий их происхождения.

В процессе раскола континентальной литосферы нередко происходит полное или частичное отторжение небольших континентальных блоков от материнского континента. В первом случае образуются микроконтиненты, представляющие собой блоки континентальной коры со всех сторон окруженной океанической корой. Нередко они удалены от родительского материка на сотни и даже тысячи километров. В том случае, если эти блоки не полностью отделены от материка, то они представляют собой выдвинутые в сторону океана погруженные плато, подстилаемые утоненной континентальной корой, или не погруженные острова в пределах переходных зон.

В работе [22], наряду с микроконтинентами, были выделены структуры, которые могли формироваться при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Среди таких структур авторы отмечают **узкие полосы слегка растянутой континентальной коры** (“**continental ribbons**”), расположенные в проксимальной части континентальной окраины. Они отделены от главной континентальной области осадочными бассейнами, ограниченными detachmentами. **Н-блоки** – слабо деформированные висячие блоки, формирующиеся между сопряженными окраинами на ранней стадии рифтинга. В зависимости от различных параметров, таких как структурное

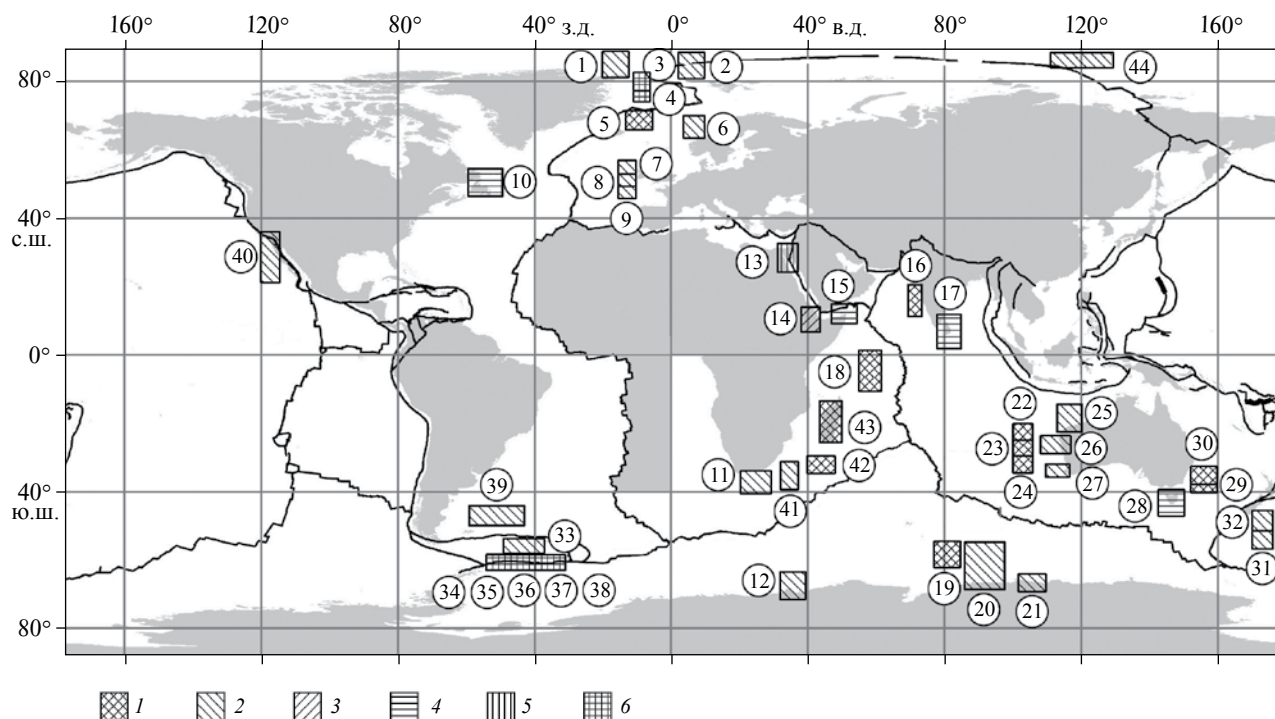


Рис. 1. Распределение микроконтинентов в структуре океанической литосферы и погруженных континентальных плато и островов в пределах переходных зон с учетом данных [5, 6, 12, 13, 15, 17, 21, 24, 25, 26, 30]. 1 – микроконтиненты; 2 – погруженные континентальные плато; 3 – начальный этап формирования погруженных континентальных плато в условиях действия горячей точки (горст Данакиль); 4 – острова в пределах континентальных окраин; 5 – начальный этап формирования микроконтинентов или островов; 6 – микроконтиненты, сформированные в сдвиго-раздвиговых условиях. Цифрами в кружках обозначены: 1 – плато Моррис-Джесуп, 2 – плато Ермак, 3 – хр. Ховгард, 4 – Гренландский хр., 5 – хр. Ян-Майен, 6 – плато Воринг, 7 – банка Хаттон, 8 – банка Роккол, 9 – банка Поркьюпайн, 10 – о. Ньюфаундленд, 11 – плато Агульяс, 12 – хр. Гуннерус, 13 – Синайский п-ов, 14 – блок Данакиль, 15 – о. Сокотра, 16 – хр. Лакшми, 17 – о. Шри Ланка, 18 – Сейшельские о-ва, 19 – банка Элан, 20 – плато Кергелен, 21 – плато Брюс, 22 – банка Зенит, 23 – банка Батавия, 24 – банка Гольден Драк, 25 – плато Эксмут, 26 – плато Валаби, 27 – плато Натуралист, 28 – о. Тасмания, 29 – подводная гора Гильберта, 30 – плато Восточная Тасмания, 31 – Новозеландское плато, 32 – плато Чатем, 33 – плато центральной провинции плиты Скотия, 34–38 – погруженные плато южной границы плиты Скотия: 34 – Террор, 35 – Пири, 36 – Брюса, 37 – Дискавери, 38 – Хердмана; 39 – Фолклендское плато, 40 – Калифорнийский п-ов, 41 – Мозамбикский хребт, 42 – Мадагаскарский хребт, 43 – о. Мадагаскар.

унаследование, скорость растяжения, термическое состояние литосферы, N -блоки могут иметь различную форму, размеры и толщину. **Протяженные аллохтоны**, которые перекрывают эксгумированные блоки коры или мантии в областях с сильно растянутой литосферой. И, наконец, **внешние поднятия**, которые соответствуют топографическим высотам в пределах дистальных частей окраин и ограничивают кору переходной области от типичной океанической коры [22].

В данной работе рассмотрены обстановки, в условиях которых возможно образование частично или полностью изолированных блоков с континентальной корой, которые в зависимости от термомеханических условий континентального рифтинга могут сохраняться в виде островов, выступая над уровнем дна океана, либо представлять погруженные под воду блоки континентальной коры (таблица).

МИКРОКОНТИНЕНТЫ

Микроконтиненты, сформированные под влиянием мантийных плюмов. Концептуальная модель формирования микроконтинентов в результате их полного отделения от материка была рассмотрена в работах [15, 21, 23]. Принципиальным фактором этой модели является наличие мантийного плюма, который начинал функционировать в районе молодой континентальной окраины, после того как уже произошел раскол материка и начался спрединг. Деятельность горячей точки приводила к механическому ослаблению континентальной окраины и перескоку оси спрединга в ее пределы. В результате старый спрединговый хребт отмирает, а новый – набирает силу и отделяет в процессе аккреции своей океанической коры небольшой континентальный блок от окраины материка. В процессе

Геодинамические обстановки и условия формирования микроконтинентов, погруженных континентальных плато и островов в пределах переходных зон

№	Геодинамические условия формирования	Краткая характеристика	Примеры	Ссылки
Микроконтиненты				
1	Микроконтиненты, сформированные под влиянием мантийных плюмов	Действие мантийного плюма на молодой континентальной окраине приводит к механическому ослаблению литосферы, перескоку оси спрединга на край континента и отделению континентального микроблока	Банка Элан, хр. Ян-Майен, поднятия Гольден Драк, Батавия, Сейшельская банка, плато Восточная Тасмания	15, 16, 17, 21, 23, 30
2	Микроконтиненты линейной формы, сформированные вследствие продвижения рифтовой трещины вдоль разломной зоны, расположенной на краю континента	Наличие разломной зоны приводит к механическому ослаблению прочности литосферы и изменению геометрии развивающейся рифтовой трещины	Разлом Сан-Андреас и развитие рифтовой трещины Калифорнийского п-ова (начальная стадия формирования микроконтинента), Левантийский разлом и развитие рифтовой зоны Красного моря	15, 20, 21
3	Микроконтиненты, сформированные при эволюции транзитных сдвиго-раздвиговых зон, соединяющих различные спрединговые хребты	В трансенсивных сдвиго-раздвиговых зонах, соединяющих различные спрединговые хребты, при перескоках осей спрединга формируются микроконтиненты	Хребты Ховгард и Гренландский в Северной Атлантике, поднятия Зенит в северо-восточной части Индийского океана	2, 4, 14, 17
Погруженные континентальные плато				
4	Погруженные континентальные плато, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах гетерогенной континентальной литосферы в условиях сильного растяжения и ограниченного магматизма	Начальный этап формирования спрединговых хребтов континентального заложения и новой океанической коры определяется механизмом раскола континента и прогретостью мантии	Плато Эксмут, Валлаби, терраса Карнарвон в СВ части Индийского океана, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты – в ЮЗ части Индийского океана, плато Воринг, Роккол, Поркьюпайн, Ньюфаундленд, Фолклендское – в Атлантике	17, 24
5	Погруженные континентальные плато, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах гетерогенной континентальной литосферы в условиях сильного растяжения и аномального магматизма	Формируются крупные магматические провинции с корой, утолщенной за счет андеплитинга в окрестности краевого плато с утоненной континентальной корой	Южная провинция плато Кергелен, плато Агульяс, пример начальной стадии – горст Данакиль	11, 26
6	Погруженные блоки континентальной коры, сформированные при ее растяжении в результате миграции астеносферного потока и сдвиговых деформаций		Банка Геттинген и др. в Центральной провинции моря Скотия, поднятия Террор, Протектор, Брюса, Дискавери и др. вдоль Южного хребта Скотия	3, 7, 8, 10, 13, 14, 18, 19

Окончание таблицы

№	Геодинамические условия формирования	Краткая характеристика	Примеры	Ссылки
7	Сопряженные пары погруженных континентальных плато, сформированные при продвижении спредингового хребта в пределы континента		Сопряженные погруженные плато Моррис-Джесуп и Ермак, сформированные при продвижении хр. Гаккеля в сторону Гренландии, сопряженные плато Натуралист и Брюса, сформированные при развитии Юго-восточного Индийского хребта	14
Острова				
8	Не погруженные континентальные блоки, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах гетерогенной континентальной литосферы в амагматических условиях.	Вследствие незначительного растяжения и малой прогретости литосферы эти блоки частично остаются выше уровня моря и выступают в виде островов, расположенных в пределах континентальных окраин. Они формируются, как правило, в условиях амагматического рифтинга.	Острова Шри Ланка, Тасмания, Сокотра, Ньюфаундленд. Пример начальной стадии развития – Синайский п-ов.	9, 24

становления нового спредингового хребта вероятны локальные перескоки его оси (рис. 2).

В структурно-морфологическом плане микроконтиненты представляют полностью отторженные блоки континентальной коры, со всех сторон окруженные океанической корой (рис. 1). Эти блоки могут быть погруженными ниже уровня моря (например, банка Элан в окрестности плато Кергелен, Восточное Тасманово плато, подводные горы Гильберта, хребет Лакшми, Гольден Драк, Батавия в Западно-Австралийской котловине) или оставаться выше уровня моря в виде крупных островов при значительных размерах отторженного блока (например, о. Мадагаскар), или погруженными плато и хребтами с небольшими островными выходами (хребет Ян-Майен в Северной Атлантике, Сейшельская банка и Сейшельские острова). Многие из перечисленных выше погруженных блоков формировались в условиях действия мантийных плюмов или горячих точек, активная деятельность которых проявилась после рифтогенного раскола континента и начала аккреции океанической коры. При этом четко выдерживается последовательный ряд событий (рис. 2) [15, 21]: 1) рифтогенный раскол континента; 2) спрединг и аккреция океанической коры; 3) активная деятельность горячей точки на молодой континентальной окраине, часто сопровождаемая формированием крупных магматических провинций и андеплейтингом; 4) перескок оси спрединга в сторону континентальной окраины, приводящий к отмиранию старой

спрединговой ветви, образованию нового спредингового хребта с асимметричным спредингом и отчленению от материнского континента микроблока, который будет от него удаляться в процессе аккреции новой океанической коры.

Как отмечали эти исследователи, перескок спрединговой оси в пределы молодой континентальной окраины может произойти, если прочность ее литосферы термически (наличие плюма) или механически (наличие разломных зон) существенно ослаблена. Общая эволюционная последовательность событий, приводящих к образованию микроконтинентов предполагает и общую последовательность латерального структурного ряда (рис. 2): 1) материнский континент, 2) пассивная окраина, 3) палеоспрединговый хребет и сформированная на нем океаническая кора, 4) пассивная окраина микроконтинента, 5) микроконтинент, 6) пассивная окраина микроконтинента, 7) новый спрединговый хребет и сформированная на нем молодая океаническая кора, 8) пассивная окраина материнского континента, осложненная плюмовым магматизмом. В зависимости от особенностей континентального рифтинга, строение пассивных окраин может существенно различаться.

Образование микроконтинентов Батавия, Гольден Драк и Элан могло быть результатом действия мантийного плюма, стимулирующего перескок и продвижение к югу молодого спредингового хребта вдоль континентальной окраины Большой Индии, отделяющего небольшие, часто удлиненные фрагменты

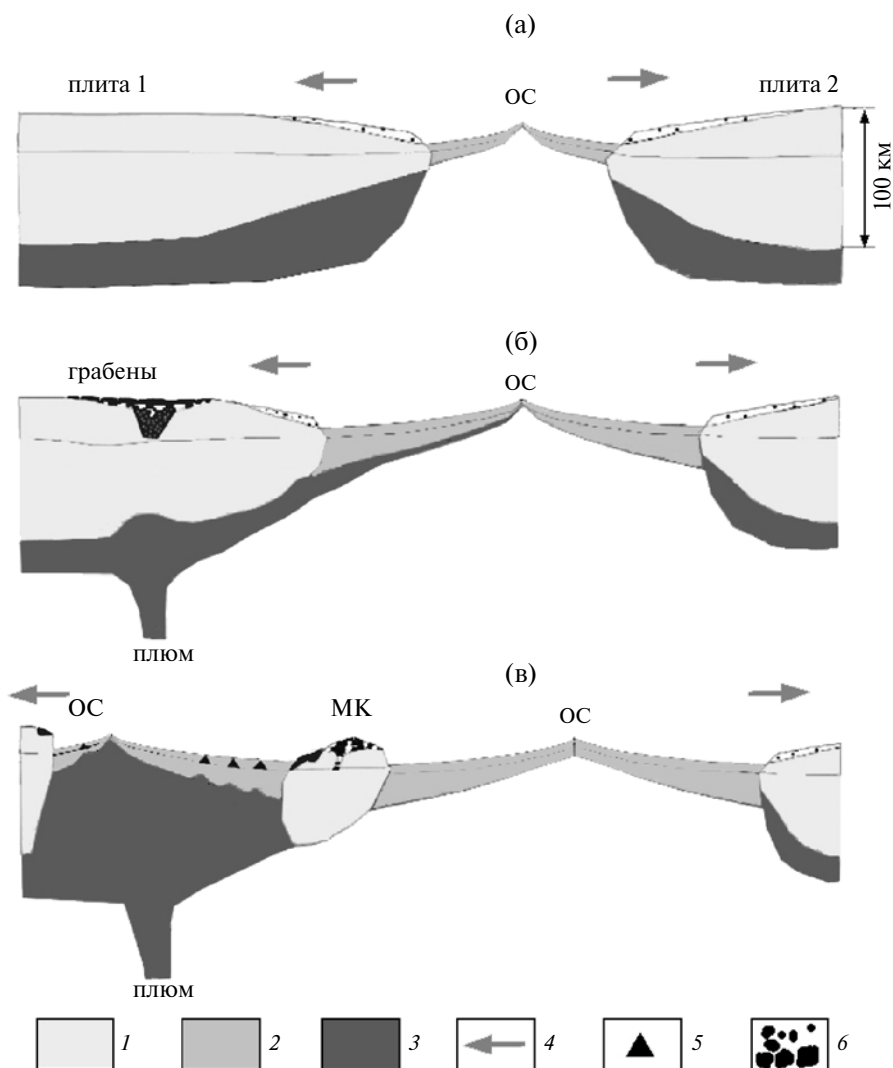


Рис. 2. Концептуальная модель формирования микроконтинента под влиянием плюма, [по 15, 21 с упрощениями]: (а) – формирование океанического бассейна в результате раскола двух континентов; (б) – перемещение молодой пассивной окраины в область существующего плюма; (в) – перескок хребта в сторону плюма, спрединг на новом хребте и изоляция микроконтинента. 1 – континентальная литосфера, 2 – океаническая литосфера, 3 – плюмовый материал астеносферы, 4 – направление движения плит, 5 – оси палеоспрединга, 6 – вулканогенно-осадочный материал.

растянутой и утоненной коры от материнского континента (рис. 3). В такой же геодинамической обстановке, видимо развивался и хребет Ян Майен, также имеющий удлиненную фрагментированную форму [16, 30].

Актуалистический пример такой геодинамической обстановки может представлять блок Данакиль, формирующийся вблизи горячей точки Афар, которая, в свою очередь, влияет на перестройку геометрии рифтовых зон Красного моря и Аденского залива в этом районе. Однако перспектива его развития в качестве микроконтинента будет возможна лишь при наличии разрыва сплошности континентальной коры и новообразованной

океанической коры на юге Красного моря, которая отделит его от Аравийской плиты (рис. 4). В противном случае, что более вероятно, блок Данакиль будет представлять в геологической перспективе погруженное континентальное плато на продолжении аравийского континентального шельфа, отделенное от последнего депрессией рифтогенного типа (авлакогеном), связанной с неразвившимся рифтом южной части Красного моря (см. ниже).

Наличие плюмовой активности, по всей видимости, является важным фактором образования микроконтинентов благодаря термическому и механическому ослаблению литосферы молодой континентальной окраины, которое способствует

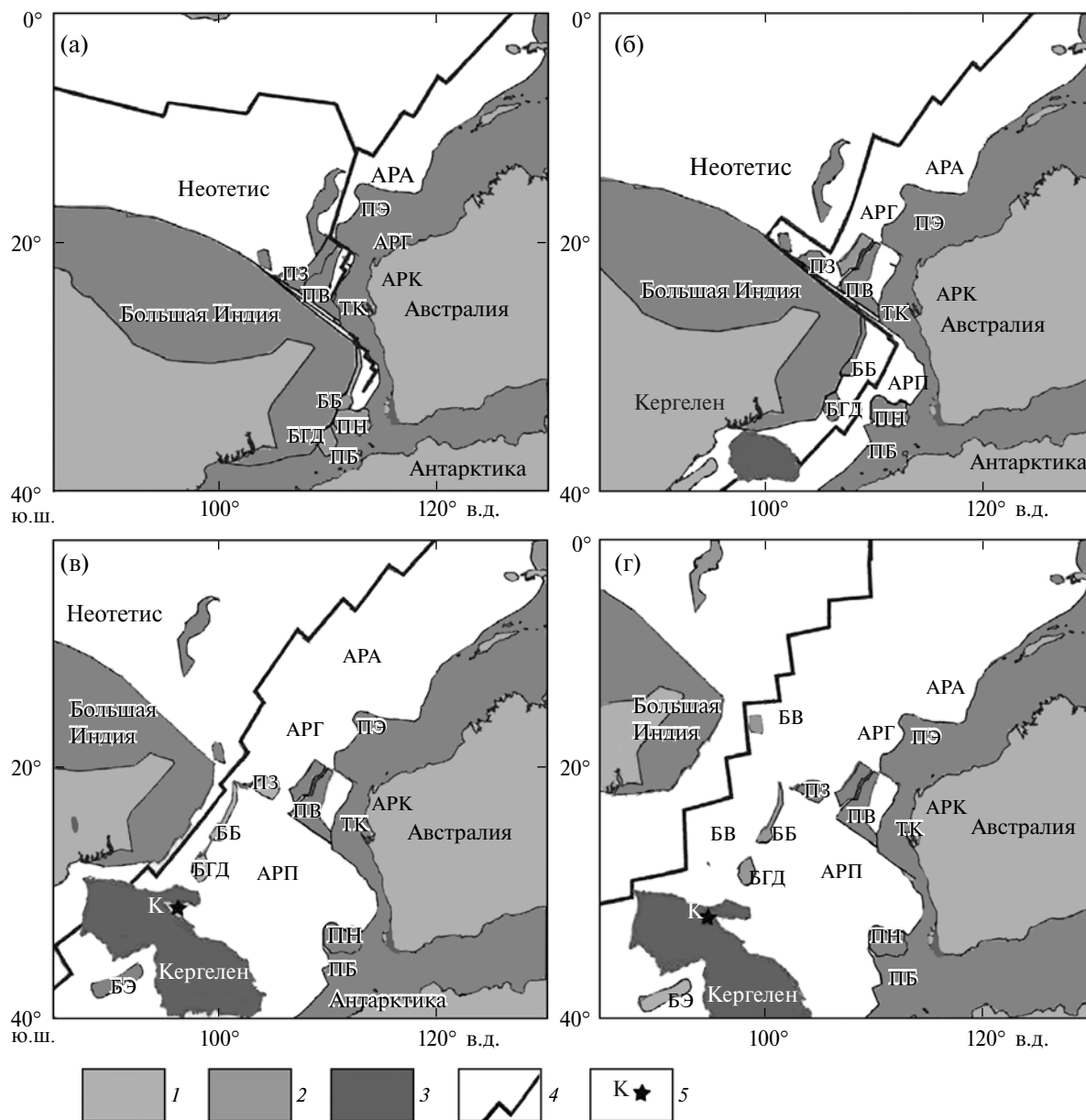


Рис. 3. Схема ранних этапов эволюции восточной части Индийского океана [по 17 с упрощениями]: (а) – 130, (б) – 120, (в) – 100 и (г) – 90 млн лет. АРА – абиссальная равнина Арго, АРГ – абиссальная равнина Гаскойн, АРК – абиссальная равнина Кювье, АРП – абиссальная равнина Перт, БВ – бассейн Вартон, ПЭ – плато Эксмут, ПВ – плато Валлаби, ПЗ – плато Зенит, ПН – плато Натуралист, ПБ – плато Брюса, ТК – терраса Карнарвон, БЭ – банка Элан, БГД – банка Гольден Драк, ББ – банка Батавия. 1 – континентальная кора, 2 – утоненная континентальная кора шельфов, погруженных плато и микроконтинентов (серый, как Большая Индия); 3 – кора магматической провинции Кергелен; 4 – спрединговые хребты и трансформные разломы; 5 – горячая точка Кергелен.

перескоку оси спрединга в сторону континентальной окраины и отделению от нее континентального микроблока.

Микроконтиненты линейной формы, сформированные вследствие продвижения рифтовой трещины вдоль сдвиговой зоны, расположенной на краю континента. Еще одна возможность формирования погруженных или островных микроконтинентов, которая также

отмечалась в работах [15, 21], может быть связана с механическим ослаблением литосферы континентальной окраины, то есть с наличием трансформных разломов или иных разрывных нарушений, вблизи которых происходит формирование новой рифтовой трещины. Наличие таких разрывных нарушений может способствовать изменению простирания или перескоку рифтовой трещины и ее развитию вдоль существующей ослабленной зоны.

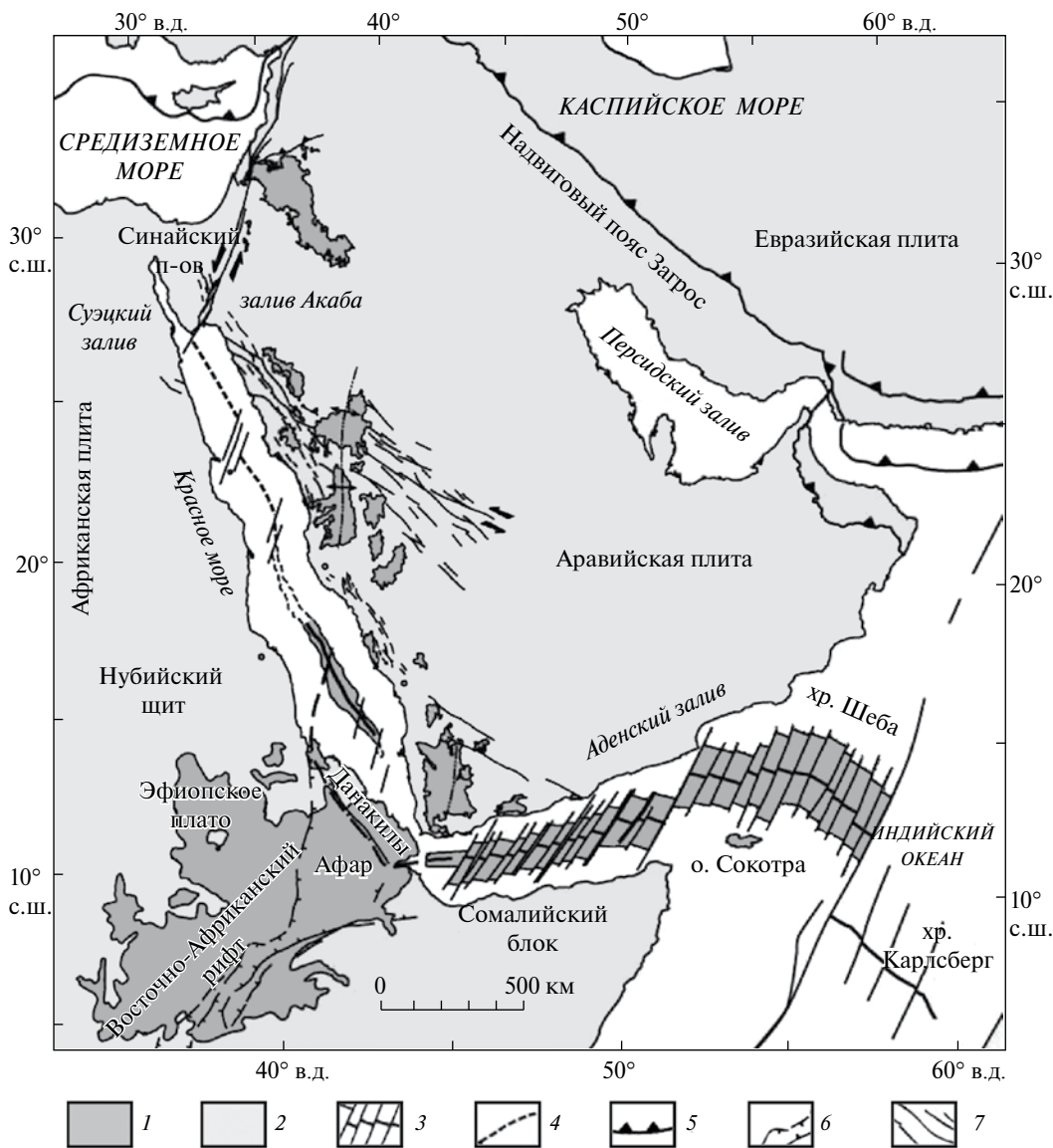


Рис. 4. Структурная схема Красноморско-Аденской рифтовой системы и ее обрамления по [11]. 1 – молодые вулканические породы; 2 – континентальная кора; 3 – ось спрединга и трансформные разломы; 4 – формирующаяся спрединговая система; 5 – конвергентные зоны; 6 – сбросы; 7 – разломы.

Известно несколько актуалистических примеров таких обстановок. Наиболее ярким из них является блок Калифорнийского полуострова, который в настоящее время отделяется от Северо-Американской плиты в результате продвижения рифтовой трещины Восточно-Тихоокеанского поднятия в пределы Калифорнийского залива и далее к северу вдоль трансформного разлома Сан-Андреас. Другим примером может служить рифтовая трещина Красного моря, продвигающаяся к северу вдоль грабена Акаба в пределы Левантйского трансформного разлома (рис. 4). В качестве исторического примера может быть рассмотрен хребет Ломоносова, отделенный от окраины Евразии в результате развития рифтовой трещины хребта Гаккеля вдоль окраины Евразии [20].

Микроконтиненты, сформированные при эволюции транзитных сдвиго-раздвиговых зон, соединяющих различные спрединговые хребты. Следующей геодинамической обстановкой, благоприятной для образования микроконтинентальных блоков могут служить демаркационные (в терминологии Ю.М. Пушаровского) трансформные разломы. Эти зоны разломов формируются при встречном продвижении рифтовых трещин развивающихся спрединговых хребтов, разнесенных друг от друга на значительное (несколько сотен километров) расстояние и встречающихся на своем пути структурно-вещественные неоднородности (“барьеры”) с более прочной континентальной литосферой (например, [1]). Примерами таких обстановок

может служить район Экваториальной Атлантики на ранней стадии своего развития или современная транзитная система, заключенная между хребтами Мона и Гаккеля и включающая хребет Книповича, хребет Моллой и трог Лена. Последняя представляет собой трансенсивную систему, состоящую из нескольких сегментов с явно неустойчивой кинематикой [2, 4]. В процессе развития этой зоны, возможно, были сформированы микроконтинентальные блоки хребта Ховгард и Гренландского хребта (рис. 5) [14].

Еще одним примером развития подобной геодинамической обстановки может служить трансенсивная система Валлаби – Зенит, соединяющая в поздней юре – раннем мелу спрединговую систему, расположенную между блоком Арголэнд и северо-западной Австралией, которая привела к раскрытию бассейнов Арго, Гаскойн и Кювье, и спрединговую систему, расположенную между Большой Индией и Западной Австралией, которая привела к раскрытию бассейна Перт (рис. 3) [17]. В результате развития этой транзитной сдвиговой

зоны были сформированы микроконтинент Зенит и погруженные плато Валлаби и Куокка.

ОСТРОВА В ПРЕДЕЛАХ РИФТОГЕННЫХ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН (НЕУДАВШИЕСЯ МИКРОКОНТИНЕНТЫ)

Островные блоки и погруженные континентальные плато, формирующие выдвинутые в сторону океана континентальные окраины, довольно широко представлены в пределах Атлантического и Индийского океанов, что свидетельствует о сходстве их развития (рис. 1). Как правило, они образуются в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах гетерогенной континентальной литосферы. Продвигающиеся навстречу друг другу рифтовые трещины формируют область перекрытия, которая подвергается латеральному вращению и деформациям. Области перекрытия представляют собой частично отторженные континентальные блоки, которые не полностью отделены от материнского континента. В процессе развития перекрывающихся рифтовых

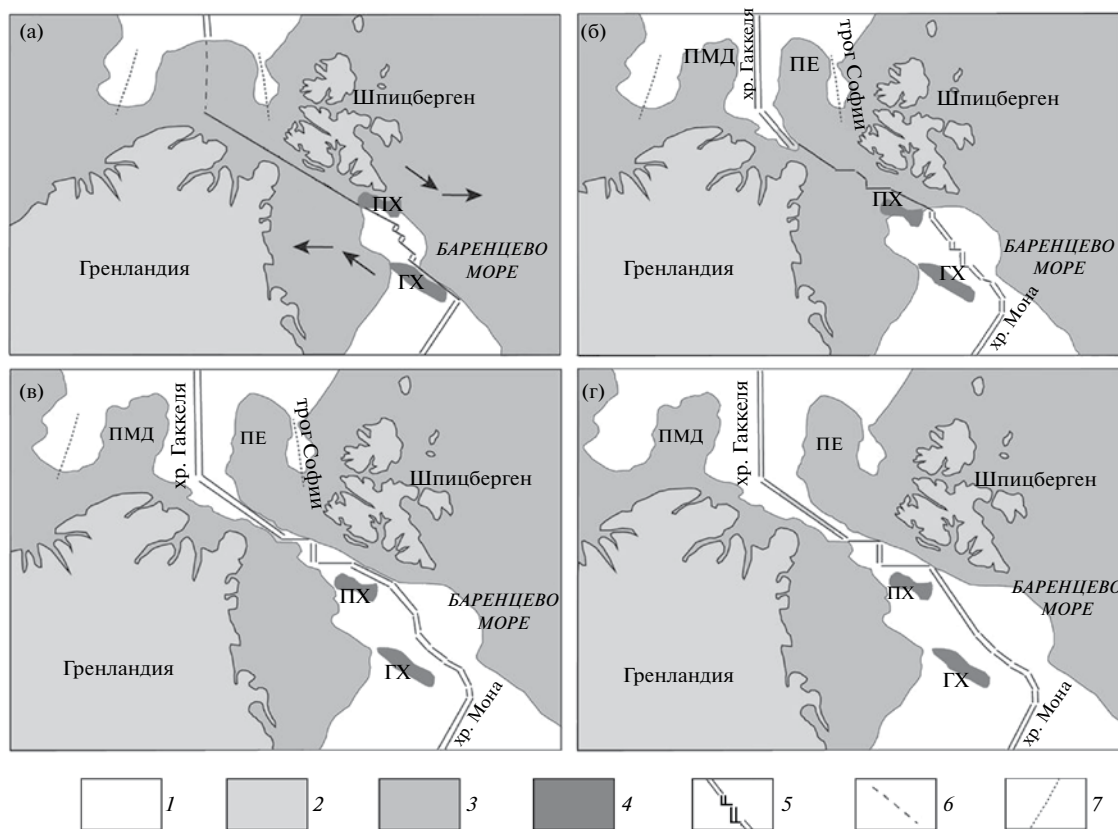


Рис. 5. Формирование микроконтинентов и погруженных плато при эволюции транзитных сдвиго-раздвиговых зон в Северной Атлантике (а, в, д, ж) [по 14, с упрощениями]: (а) – 33–34, (б) – 19–20, (в) – 14, (г) – 7–10 млн лет назад. ПМД – плато Моррис Джесуп, ПЕ – плато Ермак, ПХ – поднятие Ховгард, ГХ – Гренландский хребет. 1 – океаническая кора, 2 – континентальная кора, 3 – шельфовые зоны, 4 – микроконтиненты, 5 – спрединговые хребты и трансформные разломы, 6 – континентальный рифт, 7 – палеорифты.

ветвей одна из них остается активной и вдоль нее происходит утонение и разрыв сплошности континентальной литосферы и последующее формирование новой океанической коры, а вторая рифтовая ветвь постепенно “отмирает” и формирует грабенообразную структуру авлакогена, сопровождаемую остыванием литосферы, погружением фундамента и осадконакоплением.

В зависимости от степени растяжения и утонения континентальной коры эти блоки (бассейны перекрытия) могут быть представлены в виде островов при малой степени растяжения коры (например, острова Шри Ланка, Тасмания, Сокотра, Ньюфаундленд и др.), или, что более распространено, быть выраженными в виде погруженных континентальных плато (например, Эксмут, Воринг, Натуралист, Валлаби, возможно южная часть плато Кергелен, частично плато Агульяс, поднятия Ермак и Моррис Джесуп, плато Роккол и др.) при значительной степени растяжения коры (рис. 1). Очевидно, что вероятность того или иного исхода будет зависеть от особенностей континентального рифтинга, который, свою очередь, будет определяться гетерогенностью геологического строения и реологической стратификацией континентальной коры и литосферы, с одной стороны, и прогреетостью мантии и ее магманасыщенностью, с другой.

По всей видимости, формирование островных структур происходило в условиях небольшого растяжения коры и обедненного магмоснабжения. Об этом свидетельствует актуалистический пример рифтогенеза с двумя перекрывающимися рифтовыми трещинами, ограничивающими блок Синайского полуострова, который является очевидным примером стадии рифтогенного растяжения и трансенсивного сдвига вдоль двух перекрывающихся ветвей – отмирающего рифта Синайского залива и развивающегося рифта Акаба соответственно (рис. 4). В предположении дальнейшего развития этой рифтовой системы по классическим законам тектоники плит Суэцкий рифт должен “отмереть” и сформировать структуру палеорифта – авлакогена, а рифт Акаба вместе с пулл-эпарт бассейном Мертвого моря будет служить областью продвижения и развития спрединговой системы Красного моря. В случае успешного развития океанического бассейна вдоль Левантийской разломной зоны, Синайский полуостров будет ожидать судьба острова, расположенного в пределах переходной зоны Африканской плиты и отделенного от суши проливом с утоненной вследствие рифтогенеза и погруженной континентальной корой. Подобный сценарий развития, видимо, имел место и при формировании о. Шри Ланка, отделенного от материковой Индии рифтогенным проливом, и о. Тасмания.

При рифтогенезе с обедненным магмоснабжением возможна геодинамическая обстановка длительного растяжения континентальной коры, которая сопровождается ее утонением и эксгумацией серпентинизированной континентальной мантии. В этом случае островные блоки могут располагаться в пределах обширных погруженных плато, подстилаемых утоненной континентальной корой. Примером такой обстановки, возможно, может служить Большая банка Ньюфаундленда в Северной Атлантике [24] и о. Сокотра в Аденском заливе (рис. 4) [9].

ПОГРУЖЕННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТО

Погруженные континентальные плато, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах гетерогенной континентальной литосферы в условиях сильного растяжения и аномального магматизма. Если процесс рифтинга континентальной литосферы сопровождается значительными проявлениями магматизма и утонением континентальной коры, то область, заключенная между двумя перекрывающимися рифтовыми ветвями, будет представлять собой изостатически погруженный ниже уровня моря блок континентальной коры, формирующий подводное плато в пределах переходной зоны. Со стороны континента он будет ограничен рифтогенной депрессией (авлакогеном), заполненной осадками. Примерами погруженных плато этого типа могут служить плато Воринг, Флэмиш Кэп и, возможно, восточная часть Китового хребта в Северной и Южной Атлантике соответственно (рис. 1), плато Эксмут и Валлаби, расположенные вблизи западной окраины Австралии (рис. 3).

Если процесс рифтогенеза сопровождается аномально высоким магмоснабжением, то образование погруженных плато может сопровождаться формированием крупных магматических провинций, которые в значительной степени осложняют утоненную за счет растяжения континентальную кору погруженного плато. Аномальный пострифтовый магматизм вносит существенный вклад в структуру и толщину коры за счет андеплейтинга – наращивания океанической коры снизу. По геофизическим характеристикам довольно трудно различить утоненную за счет растяжения структуру континентальной коры и утолщенную за счет андеплейтинга океаническую кору. Примерами подобной ситуации могут служить погруженные плато Агульяс и южная (а возможно, и центральная) провинция плато Кергелен (рис. 1). Структуры палеорифта, отделяющие плато от материка, как правило, характеризуются значительным утонением континентальной коры. Не исключено,

что в подобных структурах может происходить полный разрыв сплошности континентальной коры и в течение некоторого времени будет формироваться новообразованная океаническая кора. Корректность такого заключения должна подтверждаться наличием магнитных аномалий спредингового типа. Вероятными примерами таких развитых рифтовых структур с начальными проявлениями спрединга может служить трог Принцессы Елизаветы, отделяющий южную провинцию Кергелен от Антарктиды, или палеорифт, отделяющий плато Агульяс от Южной Африки. Если это так, то соответствующие погруженные плато можно рассматривать как микроконтиненты.

Сопряженные пары погруженных континентальных плато, сформированные при продвижении спредингового хребта в пределы континентальной окраины или “старой” океанической литосферы. Еще одна возможность формирования погруженных плато континентальных окраин связана с продвижением рифтовой трещины формирующегося спредингового хребта в пределы континентального шельфа. В этом случае попытки проникновения рифтовой трещины в пределы шельфовых зон с мощной континентальной корой могут сформировать серию грабенов (как, например, в случае проникновения спредингового хребта Гаккеля в шельфовую зону моря Лаптевых или в шельфовую зону Гренландии). В случае же продвижения рифтовой трещины далее в пределы континента или ее смещения по транзитной трансективной зоне для соединения с другим рифтом (например, соединение хребта Гаккеля и хребта Мона (рис. 5) могут быть сформированы сопряженные погруженные плато такие, как Моррис Джесуп и Ермак.

Если же рифтовая трещина продвигается с континента в пределы старой океанической литосферы, то также могут быть образованы сопряженные погруженные плато (например, плато Натуралист и плато Брюса, сформированные в результате раскола Австралии и Антарктиды и продвижения рифтовой трещины в пределы океанической литосферы в сторону плато Кергелен) (рис. 1).

Погруженные блоки континентальной коры, сформированные в результате миграции астеносферного потока и сдвиговых деформаций. В отличие от рассмотренных выше типов микроконтинентов и погруженных окраинных плато, сформированных в процессе континентального рифтинга и его перехода в океанический спрединг, погруженные плато и микроконтиненты центральной области и южной границы плиты Скотия представляют собой совершенно иной генетический тип и связаны с неоднократным изменением полей напряжений, приводящих к структурным перестройкам литосферы в процессе эволюции региона. Раскрытие

моря Скотия было связано с разрушением континентального моста в районе пролива Дрейка [7] вследствие продвижения спредингового хребта Западный Скотия, начавшемся 31–33 млн лет назад [8] в северо-восточном направлении. Столкновение спредингового хребта с мощной континентальной литосферой Фолклендского плато привело к прекращению спрединга и растяжению литосферы в центральной области моря Скотия [3].

Особенности строения рельефа дна центральной области моря Скотия выражены в наличии многочисленных континентальных блоков, погруженных на разные глубины и разделенных локальными глубокими депрессиями. Согласно современным представлениям, причиной погружения этих блоков послужило растяжение континентальной коры в этой области, начавшееся в период 20–25 млн лет назад, обусловленное миграцией астеносферного потока в субширотном направлении [3, 19].

В отличие от центральной области моря Скотия, его южное обрамление подвергалось значительным деформациям сжатия и сдвига в процессе эоцен – раннемиоценовой (≈ 25 млн лет) субдукции в северо-западном направлении литосферы моря Уэдделла и последующего левостороннего сдвига, сформировавшего современную южную границу плиты Скотия в среднем миоцене (≈ 12 млн лет). Сдвиговые деформации привели к формированию малых бассейнов спредингового типа, подстилаемых океанической корой (бассейны Пауэлл, Протектор, Доу, Скан), которые отделяют друг от друга погруженные блоки микроконтинентов (Южно-Оркнейский, Террор, Пири, Брюса, Дискавери и др.) [13, 18] (рис. 6). В отличие от погруженных блоков континентального массива центральной области, некоторые из этих микроконтинентов представляют собой самостоятельные блоки, ограниченные современными сдвиговыми желобами и окруженные океанической корой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе раскола континентальной литосферы нередко происходит частичное или полное отторжение небольших континентальных блоков от материнского континента, приводящее к образованию микроконтинентов, или выдвинутых в сторону океана погруженных плато, или не погруженных невулканических островов. Рассмотрены геодинамические особенности перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу, при которых возможно образование различных типов изолированных блоков с континентальной корой, которые в зависимости от термомеханических условий континентального рифтинга могут

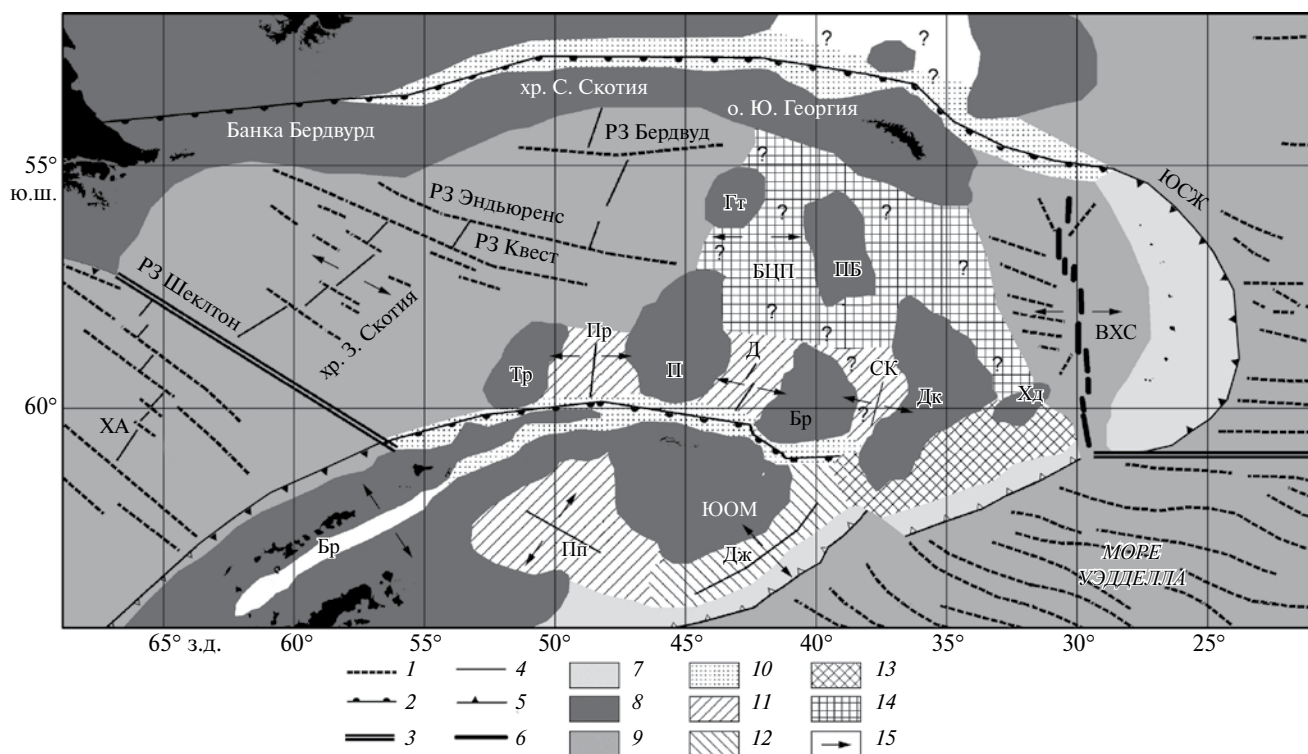


Рис. 6. Погруженные плато и микроконтиненты в структуре коры моря Скотия. Структурная схема построена на основе данных [3, 7, 8, 10, 13, 14, 18]. ХА – хребет Алул, БЦП – бассейн центральной провинции моря Скотия; ВХС – Восточный хребет Скотия; ЮСЖ – Южно-Сандвичев желоб; Бр – задуговой рифт Брансфильд; Дж – задуговой бассейн Джейн; малые бассейны, разделяющие микроконтиненты и погруженные плато: (Пр – Протектор, Д – Дав, Ск – Скан, Пп – Пауэлл); погруженные плато и микроконтиненты центральной провинции и южной сдвиговой границы плиты Скотия (Гт – плато Геттинген, ПБ – Северное плато Брюса, Тр – Террор, П – Пири, Бр – Брюса, Дк – Дискавери, Хд – Хердман, ЮОМ – Южно-Оркнейский микроконтинент. 1 – палеотрансформные разломы, 2 – сдвиговые границы плиты Скотия, 3 – современные трансформные разломы, 4 – ось палеоспреди́нга, 5 – зона субдукции и палеосубдукции, 6 – современные спреди́нговые хребты, 7 – островные дуги, 8 – утоненная континентальная кора погруженных плато и микроконтинентов, 9 – океаническая кора, 10 – кора сдвиговых зон, 11 – малые бассейны с океанической корой вдоль южной границы плиты Скотия, 12 – задуговой бассейн Джейн, 13 – зона диффузного спеди́нга, 14 – бассейн центральной части моря Скотия, 15 – направления современного и палеоспеди́нга.

сохраняться в виде островов, выступая над уровнем моря, либо представлять погруженные под воду блоки континентальной коры. Эти типы включают:

1. Полностью отторженные блоки континентальной коры (микроконтиненты), со всех сторон окруженные океанической корой, сформированные в результате перескока оси спеди́нга в сторону молодой континентальной окраины, подверженной воздействию мантийного плюма. Эти блоки, как правило, погружены ниже уровня моря, но могут иметь отдельные островные образования.

2. Погруженные узкие линейно-вытянутые блоки континентальной коры, сформированные в результате пропегейтинга рифтовой трещины вдоль континентальной окраины. Вероятным механизмом образования микроконтинентов такого типа может быть продвижение рифтовой трещины вдоль уже существующего трансформного разлома с трансенсией (или разломной зоны иного типа).

3. Микроконтиненты, образованные при формировании кинематически неустойчивых транзитных трансформных систем, которые соединяют продвигающиеся навстречу друг другу рифтовые трещины, разнесенные на значительное (несколько сотен километров) расстояние и встречающиеся на своем пути структурно-вещественные неоднородности с более прочной континентальной литосферой.

4. Континентальные блоки, которые не полностью отделены от материнского континента могут быть выражены в виде погруженных континентальных плато, либо оставаться в виде не погруженных островов. В первом случае континентальная кора этих блоков испытала значительное растяжение и утонение, и процесс рифтогенеза сопровождался значительными проявлениями магматизма. Во втором случае, при обедненном магмоснабжении,

степень растяжения и утонения континентальной коры была минимальной.

5. Погруженные блоки континентальной коры, сформированные при ее растяжении в результате миграции астеносферного потока и при наличии сдвиговых деформаций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект № 15-05-03486.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бонатти Э.* Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // *Геотектоника*. 1996. № 6. С. 5–16.
2. *Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Суцеская Н.М.* Срединговые хребты и трансформные разломы // *Мировой океан*. Т. 1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане / Под ред. Лобковского Л.И. М.: Научный Мир. 2013, С. 92–170.
3. *Дубинин Е.П., Кохан А.В., Тетерин Д.Е., и др.* Тектоническое строение и типы рифтогенных бассейнов моря Скотия, Южная Атлантика // *Геотектоника*. 2016. № 1. С. 41–61.
4. *Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С.* Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 744–756.
5. *Пуцаровский Ю.М.* Микроконтиненты в Атлантическом океане // *Геотектоника*. 2013. № 4. С. 3–12.
6. *Пуцаровский Ю.М.* Фрагменты континентальных структур в Индийском океане // *Геотектоника*. 2014. № 1. С. 3–7.
7. *Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др.* Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики // *Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год*. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 66–90.
8. *Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Галиндо-Зальдивар Х., и др.* Начальный этап спрединга срединно-океанического хребта Западный Скотия // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 4. С. 576–581.
9. *Autin J.S., Leroy M.-O., Beslier E. et al.* Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman) // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 180. P. 501–519, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04424.x.
10. *Barker P.F.* Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation // *Earth-Science Reviews*. 2001. V. 55. P. 1–39.
11. *Bosworth W., Huchon P., McClay K.* The Red Sea and Gulf of Aden Basins // *J. African Earth Sciences*. 2005. V. 43. P. 334–378.
12. *Carlson N.L., Christensen N.I., Moore N.P.* Anomalous crustal structures in oceanic basins: continental fragments and oceanic plateaus // *Earth Planet. Science Letters*. 1980. V. 51. P. 171–180.
13. *Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto M.* Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data // *Tectonophysics*. 2012. V. 550. 2012. P. 17–34.
14. *Engen O., Faleide J., Dyreng T.* Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. V. 450. № 1–4. P. 51–69.
15. *Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T.* Microcontinent formation around Australia // *Geological Society of Australia Special Publication*. 2003. V. 22. P. 399–410.
16. *Gaina C., Gernigon L., Ball P.* Paleocene – Recent plate boundaries in the NE Atlantic and the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent // *J. Geol. Society, London*. 2009. V. 166. P. 601–616.
17. *Gibbons A.D., Barckhause U., van den Bogaard P.* Constraining the Jurassic extent of Greater India: Tectonic evolution of the West Australian margin // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. V. 13. Q05W13, doi:10.1029/2011GC003919
18. *Lodolo E., Civile D., Vuan A. et al.* The Scotia–Antarctica plate boundary from 35°W to 45°W // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 293. P. 200–215.
19. *Martos Y.M., Galindo-Zaldivar J., Catalan M.* Asthenospheric Pacific-Atlantic flow barriers and the West Scotia Ridge extinction // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 41. P. 43–49. doi: 10.1002/2013GL058885
20. *Minakov A.N., Podladchikov Yu., Faleide J.I., Huismans R.S.* Rifting assisted by shear heating and formation of the Lomonosov Ridge // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 373. P. 31–40.
21. *Müller R.D., Gaina C., Roest W.R., Lundbek D.* A recipe for microcontinent formation // *Geology*. 2001. V. 29. № 3. P. 203–206.
22. *Peron-Pinvidic G., Manatschal G., Gernigon L., Gaina C.* The formation and evolution of crustal blocks at rifted margins: new insights from the interpretation of the Jan Mayen microcontinent // *II Central & North Atlantic Conjugate margins conference*. Lisbon, 2010. V. P. 231–235.
23. *Peron-Pinvidic G., Gernigon L., Gaina C., Ball P.* Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland Sea – II. Architecture of a microcontinent // *Geophys. Journ. Int.* 2012. V. 191. P. 413–435.
24. *Peron-Pinvidic G., Manatschal G., Osmundsen P.T.* Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts // *Mar. Pet. Geol.* 2013. V. 43. P. 21–47.
25. *Schubert G., Sandwell D.* Crustal volumes of the continents and oceanic and continental submarine

- plateaus // *Earth Planetary Science Letters*. 1989. V. 92. P. 234–246.
26. *Sinha S.T., Nemčok M., Choudhuri M., Sinha N., Rao D.P.* The role of break-up localization in microcontinent separation along a strike-slip margin: the East India–Elan Bank case study // *Geological Society, London, Special Publications*. 2015. V. 431, <http://doi.org/10.1144/SP431.5>
27. *van der Linden W.J.M.* How much continent under ocean? // *Marine Geoph. Res.* 1977. V. 3. P. 209–224.
28. *van der Linden W.J.M.* Walvis Ridge, a piece of Africa // *Geology*. 1980. V. 8. P. 417–421.
29. *Vink G.E., Morgan W.J., and Zhao W.-L.* Preferential rifting of continents: A source of displaced terranes // *J. Geoph. Res.* 1984. V. 89. P. 10072–10076.
30. *Whittaker J.M. et al.* Eastern Indian Ocean microcontinents formation driven by plate motion changes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.019>.

Geodynamic Environments of Formation Microcontinents, Submersible Plateaus and Nonvolcanic Islands in the Continental Margins

E. P. Dubinin

During breakup of continental lithosphere partial or complete separation of small continental blocks from the mainland frequently takes place. It leads to formation of microcontinents or partially separated submerged plateaus advancing towards the ocean or not submerged non-volcanic islands. The geodynamic environments, under which formation of isolated blocks of continental crust is possible, are reviewed in the article. Depending on thermomechanical conditions of continental rifting such blocks may be preserved as islands rising above sea level or as submerged underwater blocks of continental crust.