

История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве

Е. П. Дубинин

Московский Государственный Университет им М. В. Ломоносова, Москва, Россия

Н. М. Сущевская

ГЕОХИ им. В. И. Вернадского, Москва, Россия

А. Л. Грохольский

Московский Государственный Университет им М. В. Ломоносова, Москва, Россия

Аннотация. На примере эволюции спрединговых хребтов, соединяющихся в зоне тройного соединения Буве (ТС Буве), показано, что в истории развития Южной Атлантики можно выделить, по крайней мере три временных интервала, когда спрединговые хребты, соединяясь, формировали тройное соединение Буве: 119–122 млн. лет назад ТС Буве 1, 93–105 млн. лет назад ТС Буве 2 и от 30 млн лет назад до настоящего времени, современное ТС Буве 3. Изменения в относительном движении литосферных плит, приводили к нарушению геологической структуры спрединговых хребтов и сопровождалась продвижением и перескоком рифтовых трещин, а также деструкцией и отмиранием спрединговых хребтов. Разнообразие геодинамических обстановок включало: 1) миграцию астеносферных потоков при продвижении континентальных рифтов на этапе раскола гондванских материков и образования Юго-западного индийского хребта (ЮЗИХ) и Южного срединно-атлантического хребта (ЮСАХ; 2) миграцию потоков при продвижении океанических рифтов (западная часть ЮЗИХ) и перескоках спрединговых хребтов (ЮСАХ), вызванных изменениями в относительном движении плит; 3) возмущение астеносферного потока континентальным “барьером” Фолклендского плато на этапе развития ТС Буве 1, приведшее к гигантскому смещению рифтовой оси вдоль Агульяс-Фолклендской трансформной зоны; 4) взаимодействие течений подосевой астеносферы (возможно разной глубинности, температуры и вязкости) в районе крупных трансформных смещений Байн-Принц-Эдуард на ЮЗИХ; и, наконец, 5) “прорыв” астеносферного потока, по каналу между двумя континентальными блоками (Антарктическим п-овом и южной оконечностью Южной Америки), приведший к образованию новой плиты Скотия и трансформно-дивергентной границы плит Американско-антарктического хребта.

Введение

В мировой рифтовой системе существует 4 района, где соединяются три системы спрединговых хребтов, образуя зоны тройных соединений (ТС). Это Галапагосское ТС, ТС Хуан-Фернандес, ТС Род-

ригес и ТС Буве. В локальном плане все эти ТС могут иметь различные современные кинематические конфигурации: хребет-хребет-хребет (XXX), хребет-разлом-разлом (ХРР), хребет-хребет-разлом (ХХР) или формировать микроплиты, как в случае двух первых примеров. Особенности локальной кинематики ТС связаны с геометрией границ плит, скоростями и направлениями спрединга, толщиной литосферы и наличием глубинных мантийных тепловых аномалий, повышающих или понижающих температуры на границе литосферы и астеносферы. Очевидно, что в случае быстроспрединговых хреб-

©1999 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE99018.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 20 июня 1999.

URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJE99018/RJE99018.htm>

тов литосфера в окрестности тройных соединений будет более тонкой и пластичной, а ее хрупкий слой менее прочным и толстым так, что становится возможным формирование небольших микроплит (например, тройные соединения Галапагосское и Хуан-Фернандес), в отличие от зон тройных соединений, в которых сходятся спрединговые хребты с умеренными скоростями спрединга (тройные соединения Родригес и Буве).

В последние годы район ТС Буве привлек к себе внимание значительного числа исследователей, которые провели там детальные батиметрические, сейсмоакустические, гравиметрические и магнитометрические работы и получили уникальную информацию по геолого-геофизическому строению ТС Буве и примыкающих к нему участков Срединно-океанических хребтов (СОХ): Южного Срединно-Атлантического (ЮСАХ), Юго-западного Индийского (ЮЗИХ) и Американско-Антарктического (ААХ) [Пейве и др., 1994; 1995; Мазарович и др., 1995; Булычев и др., 1997; Бонатти и др., 1997; Суцеская и др., 1998; Пуцаровский, 1998; Mitchel, Livermore, 1998]. Однако, остается немало вопросов в связи с историей развития ТС Буве в процессе эволюции литосферы Южной Атлантики и соответствующих спрединговых хребтов. Настоящая работа, посвящена рассмотрению региональных аспектов строения, особенностей магматизма и эволюции СОХ, соединяющихся в зоне ТС Буве в свете истории раскрытия Южного океана.

Кинематическая стабильность ТС Буве

Основные тектонические элементы в зоне ТС Буве были впервые выделены на основании батиметрических и геомагнитных данных в работах [Johnson et al., 1973; Sclater et al., 1976]. Эти же исследователи по распределению линейных магнитных аномалий впервые оценили современные скорости спрединга на всех трех СОХ, сходящихся в зоне современного ТС Буве и построили его кинематические модели.

Изменение во времени кинематической конфигурации тройного соединения во многом зависит от того, устойчиво ли данное ТС плит или нет. Последнее определяется диаграммой скоростей относительных движений плит в окрестности ТС. В соответствие с критериями устойчивости ТС, выдвинутыми Д. Маккензи и В. Морганом [McKenzie, Morgan, 1969], тройное соединение является кинематически стабильным (т.е. его геометрия не изменяется), если 1) векторы относительных скоростей жестких плит формируют замкнутый треугольник скоростей

и либо не меняются со временем, либо изменяются одновременно пропорционально времени, сохраняя замкнутый треугольник; 2) ориентация каждой границы плит остается постоянной относительно двух других границ в зоне ТС в течение некоторого интервала времени.

Кинематическая стабильность и изменение конфигурации ТС Буве исследовались многими авторами. Еще в работах [Johnson et al., 1973; Sclater et al., 1976] на основании анализа батиметрических и магнитных данных было показано, что ТС Буве может находиться в двух кинематически устойчивых конфигурациях. Это конфигурации хребет-разлом-разлом (ХРР) и хребет-хребет-хребет (ХХХ) (рис. 1). Реконструкции эволюции конфигурации ТС Буве до 20 млн. лет назад показали, что ТС Буве периодически изменяет свою конфигурацию от типа ХРР до типа ХХХ, причем в первой конфигурации отрезок ЮСАХ, примыкающий с севера к ТС Буве, удлиняется со скоростью 6 мм/год, по мере того как удлиняются трансформные разломы (ТР), а во второй конфигурации сегмент ЮСАХ отстает (укорачивается) со скоростью 18 мм/год, по мере того как, удлиняются хребты ЮЗИХ и ААХ [Sclater et al., 1976; Patriat, Courtillot, 1984]. Эти авторы также предположили, что в течение последних 20 млн. лет ТС Буве находилось в конфигурации ХРР 15 млн. лет, а в конфигурации ХХХ всего лишь 5 млн. лет. Стабильное ТС типа ХРР изменялось благодаря увеличению длины ТР Буве и ТР Конрад и удлинению ЮСАХ в период от 20 до 10 млн. лет. Геометрия изменилась 10 млн. лет назад, когда ТС Буве либо перескочило к северу и сформировало ТС типа ХРР, либо перестроилось на короткое время в конфигурацию ХХХ. Около 5 млн. лет назад вновь произошел перескок или изменение конфигурации ТС Буве в тип ХРР, которое развивалось до настоящего времени.

В работах [Apotria, Gray, 1985; 1988] было рассмотрено увеличение неустойчивости ТС Буве в конфигурации ХХХ, по мере миграции самого ТС. Используя кинематическую модель относительного движения литосферных плит Дж. Минстера и Т. Джордона [Minster, Jordan, 1978], эти авторы вычислили, что ТС Буве в конфигурации ХХХ должно мигрировать со скоростью 14.7 мм/год к СЗ, а в конфигурации ХРР – к ЮВ со скоростью 5.8 мм/год в абсолютной системе координат, связанной с горячими точками.

Для того, чтобы объяснить длительное существование ТС Буве в конфигурации ХРР М. Клейнрок и Дж. Филпс Морган [Kleinrock, Phipps Morgan, 1988] рассмотрели две концептуальные гипотезы. Первая гипотеза заключается в том, что ось хребта должна формироваться и развиваться, оставаясь ориенти-

рованной перпендикулярно направлению максимальных локальных напряжений растяжения на рифтовой оси [Oldenburg, Brune, 1975] (в окрестности ТС это требование могло быть сильно модифицировано локальной геометрией границ плит). Вторая гипотеза заключается в том, что геометрия границ плит приспособляется к минимуму энергии рассеяния необходимой для сопротивления деформациям на границах плиты [Lachenbruch, Thompson, 1972; Froudevaux, 1973; Stein, 1978]. Обе гипотезы успешно предсказывают наблюдаемую геометрию ХРР несмотря на то, что они отличаются по своим фундаментальным допущениям, касающихся геометрии границ плит. Одна требует, чтобы конфигурация границ была такой, чтобы полная энергия рассеяния была минимизирована, тогда как другая требует, чтобы оси хребтов были бы ориентированы перпендикулярно к направлениям локальных растягивающих напряжений.

Гипотеза максимальных локальных растягивающих напряжений может объяснить изменение конфигурации ТС Буве ХХХ до ХРР (что, по всей видимости, случилось) и предсказывать периодичность пространственного положения конфигураций ХХХ и ХРР вдоль оси. Пространственная периодичность может переходить во временную периодичность. Частота периодов контролируется временем, которое требуется для того, чтобы ТС в конфигурации ХХХ мигрировало на необходимое расстояние в сторону от своего положения в конфигурации ХРР и временем, которое требуется для того, чтобы длины трансформных смещений в конфигурации ХРР выросли до некоторой критической величины. Если ТС имеет конфигурацию ХРР и трансформные разломы пересекают симметрично спрединговый хребет на его дальних концах, как на рис. 1а, то трансформные разломы будут удлиняться на половину величины скорости скольжения краев плит. Так как силы сопротивления пропорциональны длине трансформы, это может быть важно в определении длительности поведения системы. Средняя энергия диссипации на единицу длины вдоль трансформного разлома увеличивается по мере того, как удлиняется разлом. В конце концов, трансформные разломы могут стать настолько длинными, что скольжение вдоль их простирается становится более трудным, чем спрединг вдоль сегмента хребта. В этом случае конфигурация границ плит будет изменяться, чтобы препятствовать дальнейшему увеличению длины трансформных разломов. Существует, по крайней мере, два пути сделать это: перестройка тройного соединения в конфигурацию ХХХ на месте ТС ХРР, или перескок ТС ХРР в новое положение вдоль оси хребта [Kleinrock, Phipps Morgan, 1988]. Перестройка конфигурации ХРР на ХХХ может быть возможна

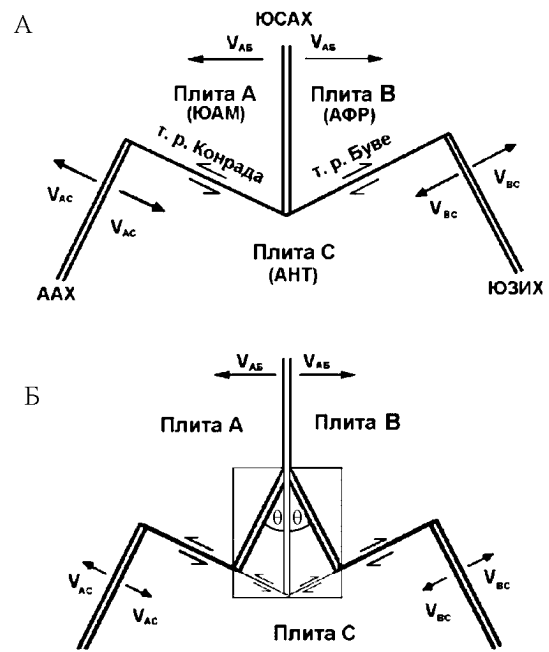


Рис. 1. Два возможных типа кинематической конфигурации ТС Буве в плане: а) конфигурация типа хребет-разлом-разлом; б) конфигурация типа хребет-хребет-хребет [Kleinrock, Phipps Morgan, 1988].

из-за того, что ее будет легче энергетически осуществить, чем продолжать удлинение трансформных разломов в прежней конфигурации ХРР. Промежуток времени существования ТС в этой новой конфигурации должен быть очень мал, так как ТС очень быстро должно мигрировать на короткое расстояние к северу вдоль оси хребта от положения ХРР, и затем может сформировать новое ТС ХРР с первоначально очень короткими трансформами. Они будут удлиняться со временем и процесс будет повторяться.

Альтернативная возможность для ТС ХРР заключается в том, что хребет будет перескакивать на некоторое расстояние вдоль оси хребта, чтобы сформировать новые более короткие трансформы. Этот тип реорганизации должен предполагать создание нового спредингового центра в пределах старой океанической литосферы. Крупные трансформные разломы Конрад и Буве расположенные вблизи ТС Буве, соответственно на ААХ и ЮЗИХ, имеют длину около 200 км. Такая геометрия сопряженных трансформных пар могла быть создана, когда ТС Буве в конфигурации ХРР перестраивалось в конфигурацию ХХХ и мигрировало (или перескакивало к новому положению ХРР) к северу.

Обе рассмотренные гипотезы способны объяснить

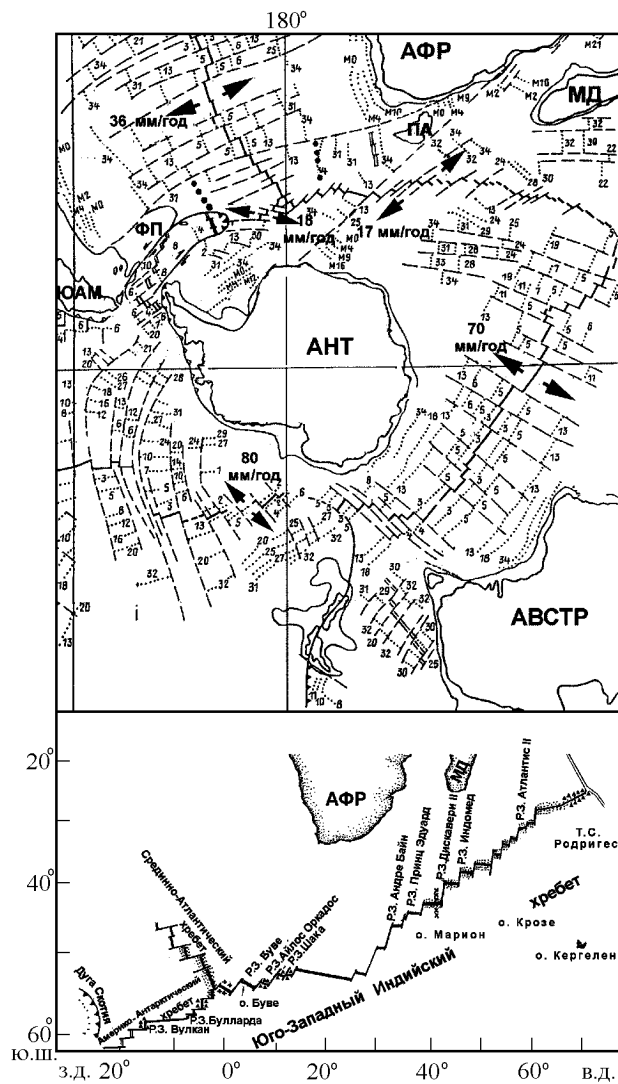


Рис. 2. А. Относительные движения литосферных плит и положение их границ в Южном океане. Б. Спрединговые хребты сходящиеся в зоне ТС Буве. 1 современные рифтовые зоны СОХ; 2 трансформные разломы и их пассивные следы; 3 зоны субдукции; 4 палеоспрединговые хребты; 5 зоны палеосубдукции; 6 шовные зоны, фиксирующие места перескока оси спрединга и заложения новой рифтовой трещины; 7 оси и номера линейных магнитных аномалий; 8 направления и значения скоростей спрединга; 9 Si-TOP; 10 TOP-1; 11 TOP-2; 12 Na-TOP. АНТ Антарктическая плита, АФР Африканская плита, ЮАМ Южноамериканская плита, АВСТР Австралийская плита, МД Мадагаскар, ФП Фолклендское плато, ПА плато Агульяс.

лишь основные черты локальной эволюции ТС Буве. В целом же эволюция и кинематическая реорганизация этого ТС гораздо сложнее, поскольку включает процессы продвижения и перескока спрединговых

осей, формирование микроплит, смещение слоев коры и вращение блоков литосферы, асимметричный спрединг, формирование новых сдвиговых зон, миграцию вдольосевых астеносферных потоков и т.д. Выраженность ТС в рельефе дна и аномальных геофизических полях также зависит от его кинематической конфигурации и скоростей спрединга на образующих его хребтах. Для ТС ХХХ, особенно при значительных скоростях спрединга можно ожидать интенсивный вулканизм с обильными излияниями эффузивов, наличие тонкой малопрочной коры и формирование непосредственно в зоне ТС микроплиты (например, Галапагосское ТС и ТС Хуан Фернандес). В случае ТС ХРР (или даже ХХХ с умеренными скоростями спрединга на формирующих его хребтах) преобладающим эндогенным рельефообразующим фактором, как правило, будет тектоническая деятельность, создающая резкорасчлененный рельеф рифтовых зон и окрестности ТС с редуцированным, преимущественно интрузивным магматизмом (например, ТС Родригес). В любом случае, ТС представляют собой термически и тектонически аномальные области, характеризующиеся ослабленными механическими свойствами литосферы.

Спрединговые хребты, соединяющиеся в зоне ТС Буве

Спрединговые хребты, соединяющиеся в зоне ТС Буве, несмотря на то, что все относятся к медленно-раздвигающимся хребтам, имеют существенные различия в своем строении и истории развития, что, в свою очередь, оказывало непосредственное влияние на эволюцию и особенности структуры ТС Буве (рис. 2).

Юго-западный Индийский хребет (ЮЗИХ) располагается между ТС Буве и ТС Родригес. Полная скорость спрединга вдоль ЮЗИХ 17 мм/год [Johnson et al., 1973; Sclater et al., 1976]. Строение этого хребта сильно изменяется вдоль его простираения. Здесь четко выделяются два мегасегмента: западный (иногда его называют Африкано-Антарктическим хребтом, хотя это название отражает лишь его географическое положение и, как будет показано ниже, не имеет генетического смысла), простирающийся от ТС Буве до 24° в.д. и восточный – от 33° в.д. до ТС Родригес), который будем называть – восточным или индийским. Эти сегменты разделены системой крупных демаркационных (в терминологии Ю. М. Пущаровского) трансформных разломов Дю Тойт, Андре Байн и Принц Эдуард, которые смещают их на расстояние около 1000 км и, видимо, служат мощными структурными барьерами, разделяющими разные геодинамические

провинции спрединговых хребтов, обусловленные различным характером апвеллинга и латерального перемещения подлитосферных мантийных потоков. Подобные структурные барьеры, созданные системой крупных трансформных разломов и разделяющие глубинные провинции с разным характером и пространственно-временным проявлением восходящих и продвигающихся вдоль рифтовых зон СОХ мантийных потоков, можно встретить во всех океанах: это и система разломов экваториальной Атлантики, система разломов Элтанни в Южной части Тихого океана, система разломов Тасманова-Баллени и, по-всей видимости, Агульяс-Фолклендская зона, о которой речь пойдет ниже. Общее простирание западного хребта – субширотное, а простирание отдельных спрединговых сегментов 120° . Он разбит на ряд сегментов крупными трансформными разломами Буве (170 км), Мошеш (113 км), Ай-лос Оркадос (≈ 200 км) и Шака [Spitzak, DeMets, 1996]. Восточная часть Африкано-Антарктического хребта длиной почти 1000 км, расположена между разломами Шака (14° в.д.) и р.з. Дю Тойт (25° в.д.) и практически не нарушена крупными трансформными разломами. В отличие от других хребтов с подобными скоростями спрединга в западной части ЮЗИХ отсутствует глубокая рифтовая долина, а отмечается широкая неглубокая (глубина не превышает 1 км) долина, ограниченная стенками с относительно низким рельефом. По данным новейших исследований в этой области был сделан вывод о наличии в этой части ЮЗИХ мощной коры, вследствие высокой степени магмогенерации, связанной с аномальным плавлением, ответственным, вероятно, и за формирование о. Буве [Ligi et al., 1999, in press]. Подтверждением этого может служить наличие аномальной зоны пониженных скоростей сейсмических волн (зона частичного разуплотнения) на подлитосферном уровне в этой части ЮЗИХ, выделяемой по данным сейсмической томографии [Дзивонский, Вудхауз, 1989].

В отличие от западной, восточная (индийская) часть ЮЗИХ, примыкающая к ТС Родригес, имеет генеральное направление 50° – 70° и разбита трансформными разломами на наибольшие спрединговые сегменты, имеющие почти субширотное простирание. Рельеф этой части ЮЗИХ очень изрезан и характеризуется двумя узкими (шириной около 500 м) V-образными долинами с глубинами достигающими соответственно 5000 м и 4300 м и расположенными на расстоянии нескольких километров друг от друга. Простирание долин в окрестности ТС остается постоянным и имеет Аз.СВ 67° . Борты долин очень крутые (до 45°) и достигают по высоте 3000 м. Ширина всей рифтовой зоны варьирует от 30 до 80 км. Линеаменты (уступы, сбросы) и абиссальные

холмы вытянуты параллельно оси спрединга и создают структурный план коры, сформированной на ЮЗИХ [Mitchell, 1991].

Вдоль простирания всего ЮЗИХ отмечается сильное отклонение от ортогональности системы рифт – разлом, что свидетельствует (в соответствии с концепцией [Lachenbruch, Thompson, 1972] об энергетической оптимальности ортогональной системы) о кинематической неустойчивости ЮЗИХ. В окрестности ЮЗИХ располагается много разновозрастных асейсмичных хребтов и плато, часто симметрично расположенных относительно оси спредингового хребта. Это плато Агульяс и поднятие Мод, расположенные соответственно севернее и южнее хроны 34 и, поэтому, вероятно, имеющие меловой ант-турон возраст. Далее к востоку располагаются другие две сопряженные структуры: Мозамбикский хребет и хр. Астрид. Положение этих хребтов по отношению к аномалии 34, указывает, что их возраст более древний, чем поздний мел, хотя точно не установлено, имеют ли они континентальное или океаническое происхождение. По мнению [Royer et al., 1988], в течение мела ант-турон плато Агульяс было соединено с поднятием Мод, а Мозамбикский хребет соединялся с хребтом Астрид [Bergh, 1987]. Еще далее к востоку располагаются сопряженные структуры – с одной стороны Мадагаскарский хребет, с другой – поднятия Дель Кано и Конрада. Все эти структуры формировались в различные периоды и несомненно осложняли эволюцию ЮЗИХ.

Американо-Антарктический хребет (ААХ) соединяет ТС Буве с тройным соединением Скотия, расположенным на юге дуги Скотия и имеющим конфигурацию разлом-разлом-желоб (рис. 2). Полная скорость спрединга вдоль этого хребта варьирует от 18 до 22 мм/год [Livermore et al., 1991]. Короткие (десятки километров) спрединговые сегменты субмеридионального простирания разбиваются протяженными (сотни километров) трансформными разломами, образуя картину, напоминающую структуры типа pull-apart (структуры локального растяжения при региональном сдвиге), подобно тому, что наблюдается в Калифорнийском заливе. Наиболее крупные из трансформных разломов – это (с востока на запад) Конрада (смещение 195 км), Булларда (529 км), Вулкан (102 км) и самый южный, Южно-Сандвичев разлом (320 км) [Spitzak, DeMets, 1996]. Как правило, эти разломы выражены а рельефе узкими ущельями, глубины которых превышают значения 5500 м. Ущелья обрамляются приразломными хребтами, так что амплитуда рельефа может достигать 3500 м. Средняя глубина дна гребня спрединговых хребтов близка к средней величине для СОХ с подобными скоростями спрединга и составляет при-

близительно 2,5 км. К востоку, по мере приближения хребта к ТС Буве, она несколько уменьшается. Дно рифтовой долины на коротких спрединговых сегментах располагается на 1,5–2,0 км глубже, обрамляющих ее хребтов [Barker, Lawver, 1988].

Южный Срединно-Атлантический хребет (ЮСАХ). В данной работе рассматривается участок ЮСАЗ расположенный между р.з. Агульяс-Фолклендская и ТС Буве, т.е. от 48° ю.ш. до 55° ю.ш. (рис. 2). Скорость спрединга на этом отрезке ЮСАХ 32–36 мм/год. [Johnson et al., 1973; Sclater et al., 1976]. Для этого сегмента ЮСАХ характерна симметричная картина линейных магнитных аномалий. Осевая зона хребта разбита на серию коротких сегментов, смещенных на первые десятки километров небольшими трансформными или нетрансформными структурными неоднородностями [Пейве и др., 1995; Пуцаровский, 1998; Bortoluzzi et al., in press]. Собственно рифтовой зоне отвечает обширная положительная магнитная аномалия [Пейве и др., 1995; Булычев и др., 1997]. По результатам детальных исследований ЮСАХ, особенно его южной части, примыкающей к ТС Буве, эти авторы сделали вывод, что хребет характеризуется строением, свойственным медленно раздвигающимся СОХ атлантического типа. Об этом, в частности, говорит морфология структур, распределение магнитных аномалий, исключительно базальтовый магматизм и молодой возраст базальтов в рифтовой зоне. Однако, имеются и существенные отличия. Как отмечалось в работе [Ligi et al., 1999, in press], осевая зона нулевого возраста на участке ЮСАХ, расположенном к северу от разлома Агульяс, имеет типичные для медленно раздвигающихся СОХ глубины дна в диапазоне 3100–3800 м, в то время как на участке ЮСАХ, расположенном южнее разлома Агульяс отмечается выраженное поднятие осевой зоны до глубин 2300–2500 ниже уровня моря. Это свидетельствует о наличии термической аномалии в подлитосферной мантии, вероятно связанной с воздействием горячих точек Дискавери и Шона. С другой стороны, разлома Агульяс служила явным структурным барьером, разделяющим часть Южной Атлантики, формировавшуюся в результате дрейфа Африки от Южной Америки и развития ЮСАХ, от сложно развивающегося района, расположенного к югу от разлома Агульяс и связанного с раскрытием приантарктических океанов и формированием соответствующих СОХ, включая и участок ЮСАХ, расположенный между ТС Буве и разломом Агульяс [Галушкин и др., 1991].

Локальные термические аномалии в окрестности ТС Буве, связанные с повышенной степенью плавления верхней мантии, можно ожидать на примыкаю-

щих к нему участках ЮСАХ и ЮЗИХ. Здесь они связаны с наличием хр. Шписс и вулканического о. Буве [Mitchell, Livermore, 1998].

Особенности магматизма

Различное тектоническое строение спрединговых хребтов, соединяющихся в зоне ТС Буве, сказалась, в первую очередь, на формирующемся в них магматизме. Несмотря на все еще недостаточное опробование хребтов, особенно отсутствие данных по району крупных трансформных разломов на ЮЗИХ, можно сделать несколько выводов. Главное, что следует из рассмотрения петро-геохимических данных, это излияние различных по петрохимическим данным магм в разных регионах спрединговых зон в пределах ЮЗИХ и ААХ, соотносящимися с различными типами толентов океанических рифтов (ТОР), несущих генетический смысл и позволяющих говорить о более разогретых и более холодных провинциях СОХ [Bonatti et al. 1993; Klein, Langmuir, 1987; Суцеская и др., 1996].

Наиболее контрастен по развитию различных типов магм ЮЗИХ. Хотя в целом под большей его частью генерируются производные типичных для развитых рифтов толентов типа ТОР-2 (интервал плавления 15–7 кбар, степень плавления 12–14%, температура плавления 1270–1250°C) [Суцеская, Цехоня, 1994; Niu, Batiza, 1991], в его пределах выделяются две контрастные петрохимические провинции. Одна на восточном его окончании, вблизи ТС Родригес, отличается развитием здесь магм Na-типа. Пересчитанные на 8% MgO содержания Na, Si, Fe, отражают различия этих компонентов в отделяющихся от мантии расплавов, которые в свою очередь зависят от глубины и степени плавления [Klein, Langmuir, 1987]. Для магм Na-типа характерны следующие значения: $Na_8 > 3$, $Si_8 > 50$, $Fe_8 < 9,5$. Натоленты появляются и в районе 11–14° в.д. ЮЗИХ при приближении к району ТС Буве [Суцеская и др., 1998]. Стекла, драгированные в пределах 13–14° в.д., имеют значения Na_8 от 3,2 до 4 (рис. 3) с варьирующими содержаниями Fe_8 (от 4,6 до 9) и Si_8 (от 49,4 до 50,7). Подобные провинции, в общем случае, связаны с более холодным термическим режимом литосферы, и отмечены, кроме упомянутого, в экваториальной зоне САХ, зоне Австрало-Антарктического несогласия, тропе Кайман [Kinzler, Grove, 1992; Klein et al., 1991; Суцеская., Цехоня, 1994]. Другая провинция развита на западном окончании ЮЗИХ, где отмечается излияние глубоких типов толентов ТОР-1 [Dmitriev et al., 1985]. Они связаны с развитием хребта Шписс и частично сегмента ЮЗИХ вблизи острова Буве. Изливающиеся в этом районе, магмы образованы в ходе дифференциации первичных расплавов, генерирующихся в

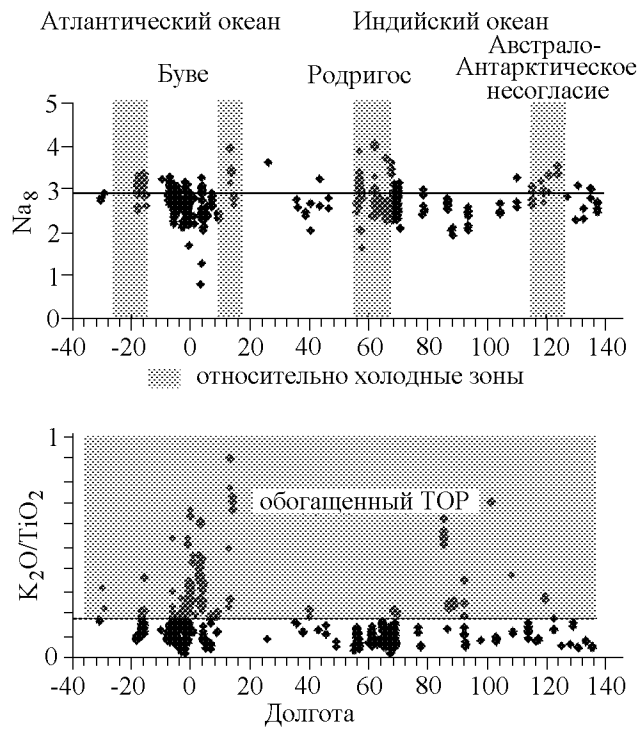


Рис. 3. Вариации Na_8 и K_2O/TiO_2 в стеклах рифтовых зон Южных секторов Атлантического и Индийского океанов.

ходе полибарического фракционного плавления дерцолитовой мантии в интервалах давлений 20–9 кбар, с суммарной степенью плавления 16–18%, в температурном интервале 1350–1300°C. При этом установлено, что кристаллизация расплавов под хребтом Шписс протекала в магматическом очаге, располагающимся на глубинах 6–9 км. Степень фракционирования для крайних дифференциатов достигала 90%.

Рассматривая в целом вариации толеитовых расплавов вдоль всего ЮЗИХ вплоть до ТС Родригос, можно отметить несколько важных особенностей. Первое – выделение вблизи окончаний хребта на востоке и западе относительно более холодных областей, маркируемых распространением толеитов натрового типа. На западе эта зона постепенно сменяется на район хребта с распространением толеитов ТОР-2, а вблизи тройного сочленения Буве рифтовые зоны характеризуются еще более высокотемпературным режимом плавления, в процессе которого генерируются расплавы типа ТОР-1. Это отличает характер глубинной структуры тройных сочленений Буве и Родригос. Второе – приуроченность к районам тройных сочленений геохимических аномалий (рис. 2, рис. 3), подчеркивающих вовлечение в процесс плавления обогащенного источника. И, наконец, последнее – это распространение в центральной

части ЮЗИХ (40° в.д.) толеитов с Si_8 больше 52, по многим характеристикам близкого к траппам и развитого в пределах океанской коры Индийского океана [Суцеская и др., 1996].

К западу от ТС Буве простирается ААХ. В его пределах по петрохимическим характеристикам базальтов также выделяется две провинции. Восточная, примыкающая к ТС Буве, область распространения толеитов ТОР-2 и западная, западнее разлома Булларда, более холодная, сопряженная с распространением толеитов Na-типа (рис. 2). Данные о распространении малоглубинных толеитов, образованных при более низких степенях плавления находят подтверждение в распространении слабо деплетированных гипербазитов, драгированных в разломе Булларда [Dikey et al, 1977]. Это противоположно тому, что было обнаружено для разлома Буве, где было установлено присутствие сильно деплетированных гипербазитов, связанных с более интенсивным режимом плавления. Схематически распространение различных генетических типов расплавов, изливающихся вдоль ЮЗИХ и ААХ показано на рис. 3, построенным по данным [Le Roex et al., 1983; 1985; Le Roex et al., 1983; 1992; Melson et al., 1977].

Магматизм ЮСАХ в интервале 51.3–55.0° ю.ш., соответствует нормальному для Южной Атлантики типу ТОР-2 [Цехоня, Суцеская, 1995]. В тоже время около 2% распространенных на хребте базальтов можно отнести к более глубинному типу ТОР-1. Они встречаются в центральном сегменте и относятся к геохимически обогащенным типам расплавов. Также их излияние отмечается и для самого южного окончания ЮСАХ в рифте юго-восточного простирания. Эта активная спрединговая зона, направлена параллельно хребту Шписс, в отличие от более западного окончания ЮСАХ, сочленяющегося с ААХ. По-видимому, более интенсивными процессами плавления затронута помимо рифтовой области ЮЗИХ и область САХ вблизи ТС Буве. Уровень кристаллизации первичных расплавов для ЮСАХ и ААХ вблизи ТС Буве типичен для медленноспрединговых хребтов и соответствует 9–12 км, при степени дифференцированности первичных расплавов, составляющей максимально около 55% (интервал концентраций MgO 8,5–6,5%). По значениям Na, Si, Fe, пересчитанным на 8% MgO они также типичны для САХ и составляют в среднем 2,8; 50; 9,5 соответственно.

К не менее важной характеристике магматизма района Южных хребтов относится их геохимическая специализация. Хотя причины появления тех или иных геохимических аномалий не столь однозначны, как в случае петрохимических особенностей, тем не менее только с учетом этих данных

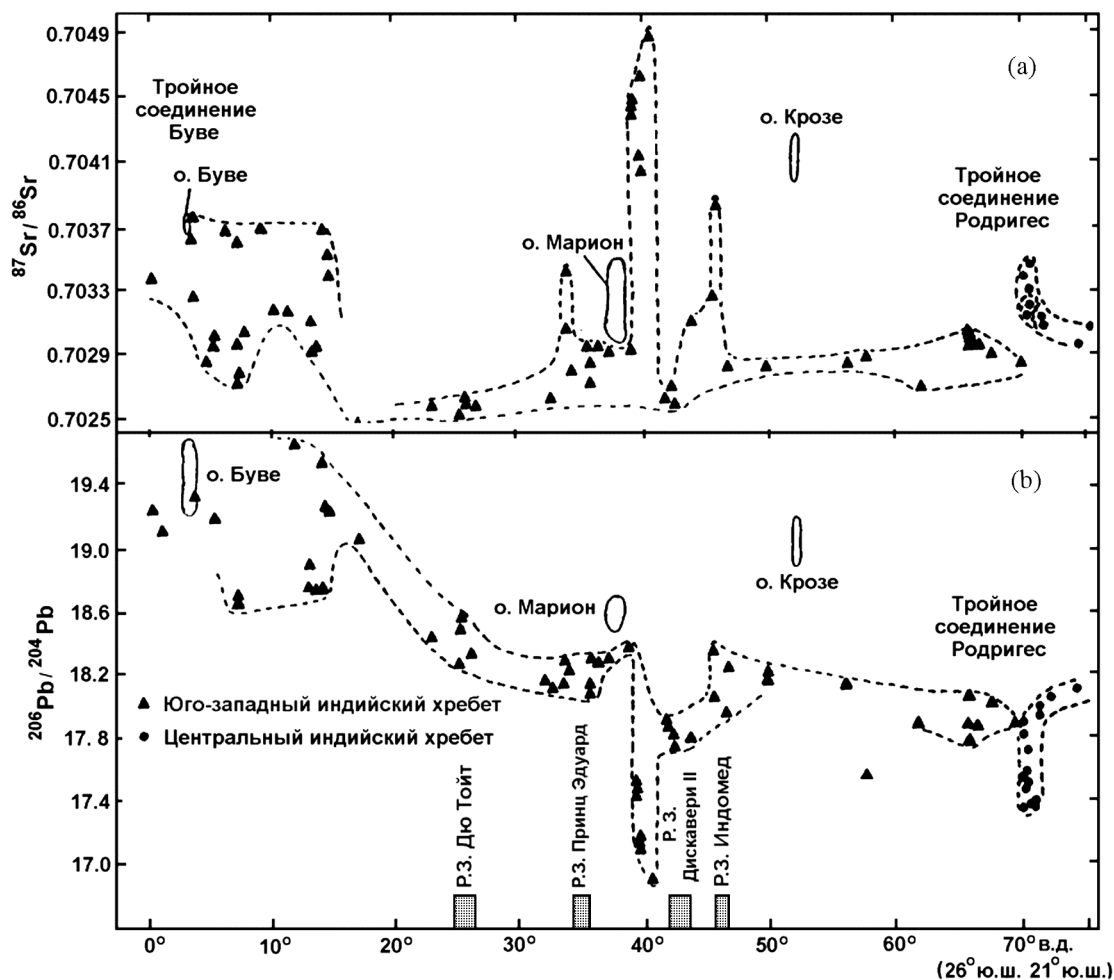


Рис. 4. Вариации изотопных отношений $\text{Sr}^{87/86}$ и $\text{Pb}^{206/204}$ в магмах вдоль Юго-западного индийского хребта и южной части Центрально-индийского хребта (по данным [Mahoney et al., 1989; 1992; Hofmann, 1997]).

возможно решать вопросы глубинных токов вещества для различных участков формирующихся СОХ. Наиболее контрастным в геохимическом плане выступает ЮЗИХ, в пределах которого существуют две протяженные аномалии вблизи ТС Родригес и ТС Буве, отличающиеся по обогащенному примесному компоненту. Если вблизи ТС Родригес расплавы имеют обогащенный источник с низкими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (меньше 17), типичный для Индийского океана [Mahoney et al., 1989; Mahoney et al., 1992], то обогащенные базальты района ТС Буве соотносятся с примесным компонентом EM-2, развитым на многих островах и характеризующимся повышенными значениями радиогенных Pb [Hofmann, 1997]. На рис. 4 четко видны эти отличия, по данным вариаций отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. По характеру распределения изотоп-

ных данных можно, по-видимому, говорить о двух провинциях западной, связанной с отделением Южной Америки (а точнее Фолклендского плато) от Антарктиды, в пределах которой появлялся специфический обогащенный компонент и восточной зоны ЮЗИХ, связанной с отделением Африки от Антарктиды, для которой характерно появление геохимических аномалий, типичных только для Индийского океана. Наиболее обогащенные толеиты в пределах Америко-Антарктического хребта также тяготеют к району ТС Буве, хотя по степени обогащения они меньше, чем для базальтов западного окончания ЮЗИХ. К западу от разлома Буларда распространение обогащенных толеитов ослабевает и практически мы наблюдаем излияние высоко Na, низко K, деплетированных базальтов. По характеру обогащения распространенные в восточной части

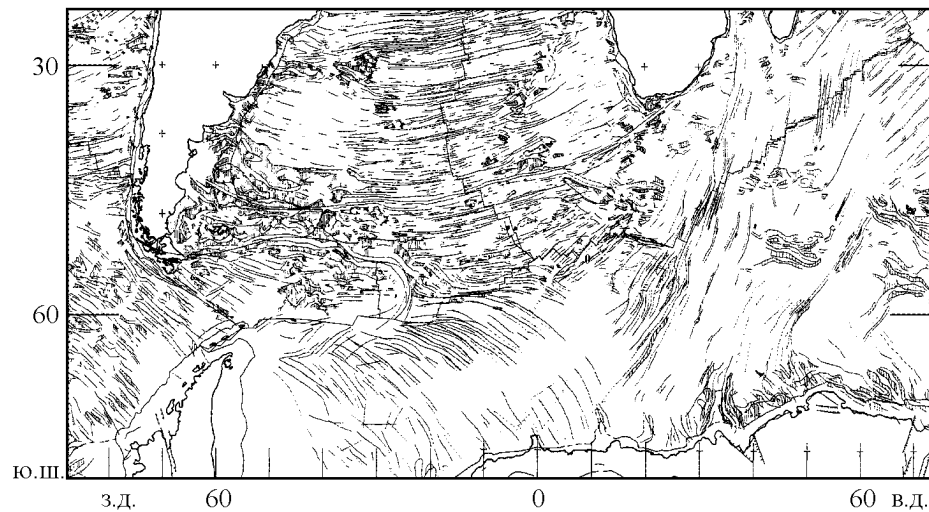


Рис. 5. Линеаменты Южной Атлантики, определенные по данным спутниковой альтиметрии [Gahagan et al., 1988].

толиты близки к примесному компоненту острова Буве. Наиболее трудно вычлнить распространение обогащенных толитов в пределах ЮСАХ вблизи ТС Буве, поскольку спорадически они встречаются практически вдоль всего хребта. В то же время существуют аномалии, связанные с поднятиями Шона и Грейт Метеор. В непосредственной близости в зоне сочленения с ЮЗИХ преимущественно развиты деплетированные разности. Таким образом, геоморфологические, тектонические и петрогеохимические данные свидетельствуют о существенном различии геологической структуры спрединговых хребтов, соединяющихся в современном ТС Буве, что, в свою очередь, предполагает их различную геодинамику и историю развития.

Геодинамическая эволюция спрединговых хребтов, сходящихся в зоне тройного соединения Буве

Региональная эволюция ТС Буве, как системы соединения трех спрединговых хребтов – ЮСАХ, ЮЗИХ и ААХ, была предопределена историей раскрытия Южного океана и распадом гондванских материков и контролировалась условиями формирования, особенностями развития и пространственно-временным положением соответствующих спрединговых хребтов. Формирование спрединговых хребтов, последовавшее вслед за расколом континентальных блоков литосферы, по всей видимости, происходило по механизму распространения бегущей рифтовой трещины и следующего за ней термического фронта, контролируемого направленно

и интенсивностью вдоль осевых подлитосферных мантийных потоков и расположением зон глубинных мантийных плюмов, связанных с горячими точками.

Реконструкция истории раскрытия Южного океана в процессе раскола гондванских материков и восстановления положения спрединговых хребтов осуществлялась многими авторами, главным образом, на основании палеомагнитных линейных аномалий, батиметрии, простираций трансформных разломов, сопоставления геологического строения сопряженных континентальных окраин и, в последнее время, с использованием данных спутниковой альтиметрии [Fisher, Sclater, 1983; Lawer et al., 1985; Martin, Hartnady, 1986; Patriat et al., 1985; Royer et al., 1988]. Тем не менее, остаются еще некоторые дискуссионные вопросы, затрудняющие создание корректной картины развития спрединговых хребтов, участков океанической коры и крупных морфоструктур. Это, прежде всего, касается истории развития моря Уэдделла и моря Росса, положения Антарктического полуострова и неопределенной фрагментарности Западной Антарктиды.

О сложной эволюции литосферы Южной Атлантики свидетельствуют такие факты, как разнонаправленность и нарушение последовательности линейных магнитных аномалий, существование следов трансформных разломов различного простираения и наличие большого количества разновозрастных подводных асейсмичных плато и хребтов. Различия в структурных планах обширных участков океанической коры, сформированных на разных спрединговых хребтах отчетливо фиксируется в аномалиях геоида полученных с помощью спутниковой гравиметрии [Gahagan et al., 1988] (рис. 5). Все это,

предполагает существование нескольких спрединговых систем с отмиранием одних и развитием других спрединговых хребтов, формирующихся в результате перескока оси и продвижения рифтовой трещины.

По всей вероятности, направление развития континентальных рифтовых трещин (и последующих спрединговых хребтов) могло предопределяться расположением горячих точек, в направлении которых происходил их пропегейтинг. Горячая точка Буве, расположенная в районе плато Агульяс предопределила, видимо, раскол Антарктической и Африканской плиты вдоль линии Лембомбо в период предшествовавший формированию самой древней магнитной аномалии М27. Горячая точка Тристан да Кунья, в свою очередь, видимо, способствовала локализации рифтовой системы в Южной Атлантике. Последующие изменения геометрии спрединговых систем и относительного движения плит, вероятно также, не обходились без влияния горячих точек: так реорганизация спрединга, произошедшая 93–100 млн. лет назад, в районе плато Агульяс была связана с горячей точкой Буве [Martin, 1987], реорганизация спрединговой системы в восточной части Индийского океана происходила вблизи горячей точки, связанной с Восточно-Индийским хребтом [Johnson et al., 1980], наконец, горячая точка Шона, видимо способствовала позднемеловой перестройке и локализации нового спредингового сегмента сформированного в результате перескока оси спрединга в области между поднятиями Метеор и Айлос Оркадас [Martin, 1987]. Это всего лишь небольшая часть примеров влияния горячих точек на местоположение и направленность развития спрединговых хребтов в Южном океане. В общем же аспекте развития рифтовых систем (как континентальных, так и океанических), горячие точки (как отмечалось еще в работах [Courtilot, 1982; Martin, 1987]) могли действовать, с одной стороны, как области локализации места зарождения рифтов (и последующих спрединговых хребтов), с другой стороны, как области, в направлении которых происходит продвижение рифтовых трещин, или уже действующих спрединговых хребтов, и соответственно, миграция вдольосевых астеносферных потоков. В связи с важностью процессов продвижения и подосевых астеносферных течений для развития океанических спрединговых систем, сделаем несколько пояснений, касающихся механизма таких течений. Один механизм следует из глобальной модели течений астеносферного слоя [Alvarez, 1982] и важен для развития спрединговых хребтов, формирующихся в результате раскола континентальной литосферы. В рамках этого подхода предполагается, что литосфера движется по маловязкой астеносфере, отделяющей ее от более вяз-

кого слоя, расположенного на глубине 250–300 км [Шеменда, Грохольский, 1986]. Под континентами мощность литосферы велика, а астеносфера может быть мало мощной, либо отсутствовать вовсе [Лобковский, Сорохтин, 1979]. В этом случае перемещение континентов должно приводить к вытеснению астеносферы, зажатой между океанической литосферой и подлитосферным вязким слоем и ее перетеканию по краям континентов. Астеносфера будет выжиматься из зоны повышенного давления и стремиться к зоне пониженного давления, вдоль простираения бегущей трещины. Другой подход для объяснения астеносферных подосевых течений основан на наличии восходящих мантийных потоков (плюмов, горячих точек разных масштабов), которые в астеносферном слое распространяются в разных направлениях, в том числе и вдоль оси рифта. Такие потоки могут генерироваться перепадом давления в астеносфере и следовать вдоль развивающейся рифтовой трещины, создавая в ее окрестностях аномальный температурный фронт. Таким образом, природа астеносферных течений в окрестностях рифтовых зон физически вполне понятна, хотя построение обоснованных количественных моделей астеносферных потоков крайне затруднительно из-за неопределенности граничных условий в задаче о динамике астеносферного слоя [Шеменда, Грохольский, 1986].

Основываясь на имеющихся реконструкциях положения гондванских материков и истории раскрытия Южного океана со средней-поздней юры до настоящего времени [Martin, 1987; Martin, Hartnady, 1986; Lawver et al., 1985; Royer et al., 1988], рассмотрим историю формирования и направленность развития спрединговых хребтов, соединяющихся в зоне ТС Буве, а следовательно, и пространственно-временные изменения положения самого ТС Буве.

Надежные мезозойские магнитные аномалии в Восточной Антарктике вблизи Земли Королевы Мод и вблизи побережья восточной Африки в Мозамбикском и Сомалийском бассейнах, а также простирающиеся следы трансформных разломов и доспрединговые континентальные геологические структуры позволили восстановить начальную историю формирования и развития наиболее древнего ЮЗИХ, действующего между Африкой и Восточной Антарктидой. На рис. 6а представлена дорифтовая реконструкция на время аномалии М22 – М21 (152–145 млн. лет). Южная Америка и Фолклендское плато обрамляли южную Африку, а Мадагаскар располагался вблизи Кении и Сомали. Восточная Антарктида примыкала к восточной Африке в районе Мозамбика. Данная эпоха характеризовалась этапом развитого континентального рифтогенеза, предшествовавшего переходу к спредингу. Реконструкция предполагает относительные движения между За-

падной и Восточной Антарктидой. Начиная с этого времени Мадагаскар и Восточная Антарктида перемещались к югу вдоль трансформного разлома Деви и трансформного разлома Агульяс-Мозамбикского, продолжающегося до восточной окраины Фолклендского плато и плато Агульяс.

В раннем гомериве во время хроны М10 (130 млн. лет) отмечается формирование океанической коры между Антарктидой и восточной Африкой на зарождающемся ЮЗИХ, который, по всей видимости, двигался в юго-западном направлении. Ранняя история спрединга между Африканской и Антарктической плитами была реконструирована с помощью последовательности идентифицированных линейных магнитных аномалий (М22-М0) в Мозамбикском проливе и в окрестности Земли Королевы Мод [Martin, Hartnady, 1986; Bergh 1987]. В это же время началась и самая ранняя генерация океанической коры к северу от Фолклендского плато между Южной Африкой и Южной Америкой на молодом формирующемся ЮСАХ, продвигающемся, по всей видимости, в северном направлении. Ко времени аномалии М0-М2 (119–124 млн. лет) произошло образование замкнутой системы границ трех плит (АНТ, АФР и ЮАМ и формирование первого тройного соединения Буве 1, расположенного вблизи юго-восточной оконечности Фолклендского плато и восточнее плато Агульяс. (Последнее в это время входило в состав Южно-американской плиты) (рис. 6б). Фолклендское плато, сложенное мощной континентальной литосферой, служило структурным барьером, затрудняющим распространение к югу молодого ЮСАХ и миграцию вместе с ним вдольосевого мантийного потока. С другой стороны, Фолклендское плато препятствовало продвижению к северу северной спрединговой ветви ТС Буве 1, расположенной южнее плато. В результате, для кинематического урегулирования этой ситуации, была сформирована крупная Агульяс-Фолклендская трансформная система со смещением около 1300 км, которая с севера и с юга ограничивала Фолклендское плато. ТС Буве 1 соединяло ЮЗИХ, ЮСАХ (через систему трансформных разломов) и спрединговый хребет, уходящий в море Уэдделла (рис. 6б). Модель [LaBrecque, Barker, 1981] датирует последовательность линейных аномалий в море Уэдделла вплоть до аномалии М29.

Возраст аномалий и значения вычисленных скоростей спрединга для моря Уэдделла очень дискуссионны. По модели [LaBrecque, 1977], спрединг в море Уэдделла начался во время аномалии М15 с скоростью 1,5 см/год. П. Баркер и Р. Джан [Barker, Jahn, 1980] предположили, что Южно-Американская и Восточно-Антарктическая плиты раздвигались со скоростью 1,25 см/год. Во всяком случае, можно

с достаточной долей уверенности полагать, что в море Уэдделла в интервале хрон от М1 до М15 или даже до М29 существовал спрединговый хребет, составляющий третью ветвь ТСБ 1 (рис. 6б) и протягивающийся в юго-западном направлении, возможно вплоть до моря Росса, отделяя восточную Антарктиду от западной. Наличие такого хребта в море Уэдделла предполагалось еще на реконструкциях Л. П. Зоненшайна с соавторами [1984] и Я. Голонки и К. Скотиза [Golonka et al., 1994], а в море Росса предполагается по результатам недавних исследований спутниковой альтиметрии [Marks, Stock, 1997].

Реконструкции на период нормальной магнитной полярности более проблематичны из-за меньшей достоверности информации. Тем не менее, можно предположить дальнейшее наращивание океанической коры на СОХ и, в частности, на спрединговом сегменте, расположенном к востоку от Фолклендского плато. Это обстоятельство привело к удалению последнего от Африки и плато Агульяс, и дало возможность спрединговому хребту, составляющему северную ветвь ТС Буве 1, продвигаться к северу в пределы молодой океанической литосферы до его соединения с Фолклендско-Агульяс трансформным разломом. Перестройка в относительном движении плит и изменение геометрии их границ в то время [Martin, Hartnady, 1986; Rabinowitz, LaBrecque, 1979; Ben Avraham et al., 1995] видимо, привели к изменению положения ТС Буве 1, отмиранию прежнего спредингового хребта, расположенного к востоку от Фолклендского плато, продвижению ЮЗИХ к юго-западу и отступанию (реградации) спредингового хребта, протягивающегося в море Уэдделла. Молодой спрединговый хребет, составляющий теперь северную ветвь этого нового ТС Буве 2, ограниченный трансформной системой Фолклендско-Агульяс, генерировал “свою” океаническую кору, “удаляя” Фолклендское плато далее к западу от плато Агульяс и окраины южной Африки (рис. 6в).

Восстановление истории ветви спредингового хребта, уходящего в море Уэдделла, наиболее дискуссионно и связано с развитием Западной Антарктики и южной части Тихого океана. Затруднения в создании корректных реконструкций на эти районы были обусловлены отсутствием морских геолого-геофизических наблюдений в районах ключевых тектонических “узлов”. Прежде всего, это касается района сочленения Юго-Восточного индийского хребта (ЮВИХ) и Тихоокеанско-Антарктического хребта (ТАХ) и развития юго-западной части Тихого океана. Другим принципиально важным районом является район моря Беллинсгаузена, Антарктического полуострова и пролива Дрейка. В последние годы были получены новые магнитные, гравитационные

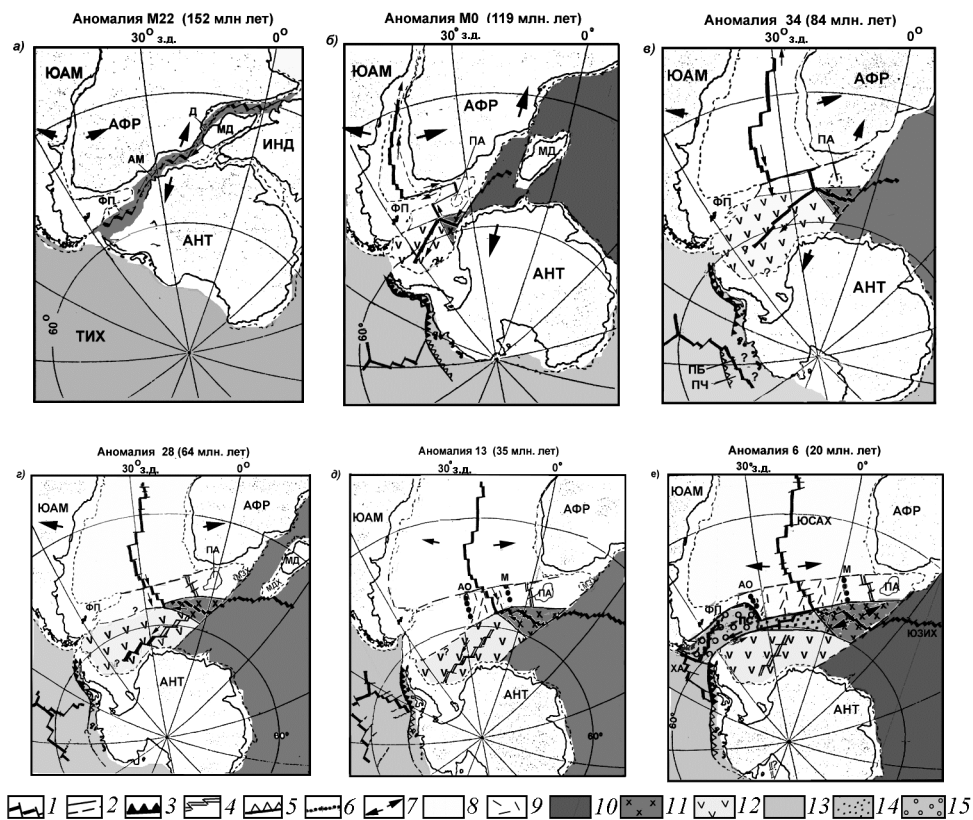


Рис. 6. Изменение положения спрединговых хребтов и ТС Буве в процессе дрейфа гондванских материков и раскрытия южных океанов. На основе реконструкций [Lawver *et al.*, 1985; Martin, Hartnady, 1986 и McCarron, Larter, 1998] с изменениями и добавлениями: а) на время аномалии M22–M19 (152–145 млн. лет); б) на время аномалии M0–M2 (119–124 млн. лет); в) на время аномалии 34 (84 млн. лет); г) на время аномалии 28 (64 млн. лет); д) на время аномалии 13 (35 млн. лет); е) на время аномалии 6 (20 млн. лет). 1 современные рифтовые зоны СОХ; 2 трансформные разломы и их пассивные следы; 3 зоны субдукции; 4 палеоспрединговые хребты; 5 зоны палеосубдукции; 6 шовные зоны, фиксирующие места перескока оси спрединга и заложения новой рифтовой трещины; 7 направления и значения скоростей спрединга; 8 - на ЮСАХ; 9 - на ЮЗИХ; 10 на ЮЗИХ; 11 на западном сегменте ЮЗИХ; 12 на спрединговом хребте моря Уэдделла; 13 на спрединговых хребтах Тихого океана; 14 на ААХ; 15 плита Скотия. АНТ Антарктическая плита, АФР Африканская плита, ЮАМ Южноамериканская плита, МД Мадагаскар, ФП Фолклендское плато, ПА плато Агульяс; МДХ Мадагаскарский хребет; МЗХ Мозамбикский хребет; АО шовная зона Айлос Оркадос; М шовная зона Грейт Метеор.

(включая спутниковую альтиметрию), батиметрические и сейсмические данные в критических областях южной части Тасманова моря [Weaver *et al.*, 1994; Luyendyk, 1995; Marks, Stock, 1997; Cande *et al.*, 1998], моря Росса [Salvini *et al.*, 1997; Cande *et al.*, 1998] и Западной Антарктики [Cande *et al.*, 1982; Barker, Lawver, 1988; Henriot *et al.*, 1992]. Перестройка в относительном движении плит в юго-западной части Тихого океана в меловое время (ант-турон), по-видимому, была связана с отделением Австралии от Антарктиды, сопровождавшимся формированием

нового спредингового Австрало-Антарктического хребта (восточная часть современного ЮВИХ) и перемещением мантийного подосевого астеносферного потока в восточном направлении в сторону Тихого океана. Кроме этого, приближение Феникс-Тихоокеанского спредингового хребта (функционирующего в то время в юго-западной части Тихого океана) к зоне субдукции, расположенной вдоль Тихоокеанской окраины Западной Антарктиды привело к прекращению субдукции и формированию нового Тихоокеанско-Антарктического

спредингового хребта [Luyendyk, 1995; Marks, Stock, 1997]. По мнению [Marks, Stock, 1997], с этими событиями связано прекращение спрединга на хребте, разделяющим Западную и Восточную Антарктиду и действующего до времени аномалии 24 (58 млн. лет). Эта спрединговая структура отделяла континентальные блоки Западной Антарктиды, включающие Землю Мери Берд, Новую Зеландию и Антарктический полуостров от Восточно-антарктического кратона. Реликты ее, возможно, прослеживаются в виде рифта Айзелин в море Росса. Палеомагнитные данные подтверждают, что Земля Мери Берд подвергалась значительному относительному движению на несколько сотен километров по отношению к Восточной Антарктиде за последние 100 млн. лет [DiVenere et al., 1994]. Морские геофизические исследования и спутниковые наблюдения, а также петрохимический анализ меловых изверженных пород из центральной части Земли Мери Берд свидетельствуют о том, что субдукция океанической плиты Феникс под фрагменты литосферных блоков Западной Антарктиды, включающих Новую Зеландию, поднятия Чатам, Кемпбелл и Лорд Хау, а также Землю Мери Берд, прекратилась 110–105 млн. лет назад, после чего последовала коллизия Феникс-Тихоокеанского спредингового хребта с глубоководным желобом, что привело к смене тектонического режима от сжатия к растяжению. Последний фактор обусловил отделение Новой Зеландии и примыкающих к ней поднятий (уже в составе Тихоокеанской плиты) от Западной Антарктиды около 85 млн. лет назад [McCarron, Larter, 1998] в результате формирования Тихоокеанско-Антарктического спредингового хребта [Weaver et al., 1994; Luyendyk, 1995]. В дальнейшем этот хребет продвигался к северо-востоку, по мере того как Феникс-Тихоокеанский хребет сталкивался с желобом вдоль окраины Западной Антарктиды и “заклинивал” субдукцию. Так как время этой перестройки попадает на длительный период нормальной магнитной полярности, то все эти изменения не фиксировались в линейных магнитных аномалиях, лишь самая древняя аномалия 34 (84 млн. лет) обнаружена недалеко от окраины плато Кемпбелл [Weaver et al., 1994]. Реконструкция положения границ плит в Южной Атлантике на время 80 млн. лет была получена совмещением хроны 34, почти везде хорошо идентифицируемой [La Brecque, Hayes, 1979; Bergh, Barret, 1980]. Такое совмещение аномалий 34, расположенных к юго-западу от плато Агульяс обнаруживает их резкий изгиб, связанный с ТС Буве 2 и предполагает значительное изменение в относительном движении плит, приведшее к новой реорганизации их границ, сопровождаемой перескоком, движением и отмиранием соответствующих осей спрединга и формированием современной

геометрии тройного соединения Буве 3. Две ветви изгиба магнитных аномалий, связанные с соответствующими спрединговыми хребтами имели простирание 150° (северо-западная ветвь) и 125° (юго-восточная ветвь), третья ветвь имела юго-западное простирание. Средние скорости раздвижения на двух первых хребтах были определены при допущении ортогональности спрединга и составляли 40 мм/год и 55 мм/год соответственно для Африкано-Антарктического хребта (западная часть ЮЗИХ) и Африкано-Южноамериканского хребта (ЮСАХ). Средние полускорости спрединга на юго-западной ветви спредингового хребта, рассчитанные из треугольника скоростей, составляли 25 мм/год [Bergh, Barret, 1980].

На основании спутниковой альтиметрии, магнитных и батиметрических данных была построена серия реконструкций положения ЮЗИХ и положения Африканской и Антарктической плит для периода от позднего мела (хроны 34) до среднего эоцена (хроны 20) [Royer et al., 1988; Patriat et al., 1985; Lawver et al., 1985]. В этот период происходили почти непрерывные изменения в направлении спрединга на ЮЗИХ. В течение периода от 84 до 66 млн. лет (хроны 34–29) направление спрединга прогрессивно смещалось от ЮЮЗ-ССВ до ЮЮВ-ССЗ, а скорости спрединга падали в три раза [Royer et al., 1988]. Эти изменения в направлении раздвижения происходили одновременно с отмиранием (постепенным прекращением спрединга) спредингового сегмента САХ, фиксируемого в настоящее время в виде палеоспредингового хребта в бассейне Кейп (к западу от плато Агульяс) южнее Фолклендско-Агульяс разломной зоны, и, по всей видимости, были связаны со перескоком оси САХ на 1105 км к западу случившимся в период между хронами 31 и 25 (рис. 6г). Спрединг на отмирающем хребте (палеоСАХ) прекратился во время хроны 27 [La Brecque, Hayes, 1979]. Место заложения нового сегмента САХ, сформированного в результате продвижения активного спредингового хребта ЮСАХ, расположенного к северу от Фолклендско-Агульяс разломной зоны, в южном направлении, фиксируется в настоящее время в асейсмичных хребтах Метеор и Айлос Оркадос, симметрично расположенных относительно оси современного южного сегмента САХ и разделяющих разновозрастные блоки литосферы, сформированные на новом сегменте САХ и старом палеоСАХ (рис. 6г, д). О том, что зарождающаяся рифтовая трещина нового сегмента ЮСАХ продвигалась к югу, свидетельствует диахронный вулканизм на поднятиях Айлос Оркадос и Агульяс, омолаживающийся в южном направлении [Martin, 1987]. На новом сегменте ЮСАХ отмечается полная симметричная последовательность линейных анома-

лий, начиная с хроны 24 (56 млн. лет) до настоящего времени [Cande et al., 1988]. Перестройка положения спрединговых хребтов могла быть стимулирована активностью горячей точки Шона, функционирующей в то же самое время, следы деятельности которой зафиксированы в одноименном поднятии, имеющем субширотное простирание. Геохимический анализ базальтов дает доказательства для обогащенности мантийного источника в окрестности горячей точки Шона, химически отличного от характеристик горячей точки Буве. Более древняя часть следа этой горячей точки располагается в центре южной Африки и с ней вероятно связаны потоки базальтов и кимберлиты [Martin, 1987].

Перескок оси спрединга ЮСАХ привел к продвижению к западу ЮЗИХ и соответственно дальнейшей регрессии (отступанию, или отмиранию) ветви спредингового хребта, протягивающегося в море Уэдделла. Остается неясным вопрос о том, каким путем происходило формирование западной части ЮЗИХ. Это могло быть либо в результате его регрессии к западу (возможно по системе крупного трансформного разлома) в пределы литосферы, сформированной на спрединговом хребте моря Уэдделла, либо в результате деструкции с последующей перестройкой простирания северной части спредингового хребта моря Уэдделла, примыкающей к ТС Буве 2. В то же время южная часть этого спредингового хребта, уходящая в море Уэдделла и разделяющая Западную и Восточную Антарктиду, по-видимому, прекращала свою активную деятельность и постепенно отмирала. Во всяком случае, с большой степенью вероятности можно предположить, что западная часть ЮЗИХ, развивающаяся между отмирающим ТС Буве 2 и образующимся новым современным ТС Буве 3 была сформирована позже, чем восточная часть ЮЗИХ. И, в отличие от последней, которая образовывалась в результате раскола Антарктиды и Восточной Африки, западная часть ЮЗИХ была сформирована, по всей видимости, на океанической литосфере, образованной в результате раскола континентальной литосферы Антарктиды и Фолклендского плато. Эти обстоятельства могут приводить к существенным различиям в характере магматизма западной и восточной частей ЮЗИХ, отмеченным выше и обусловленным, видимо, особенностями унаследованности доспрединговых геодинамических обстановок.

Со времени хроны 29 до 24 (66–56 млн. лет) направление спрединга на ЮЗИХ изменилось обратно на ЮЮЗ-ССВ. В этот период произошло несколько небольших перескоков оси ЮЗИХ в Мозамбикском бассейне. Восточнее 38° в.д. ось сегмента хребта перескочила к югу, а другие два сегмента спредингового хребта, расположенные между Мадага-

скарским хребтом и поднятием Дель Кано, перескочили к северу, формируя крупное трансформное смещение Галлени. Как результат изменения движения плит, сегменты ЮЗИХ, расположенные западнее разлома Принц Эдуард укорачивались, тогда как длина трансформных смещений между сегментами увеличивалась. Ко времени хроны 20 (46 млн. лет.) трансформные смещения срастались, формируя крупную трансформную систему Байн-Принц Эдуард, разделяющую две геодинамически различные провинции ЮЗИХ - восточную и западную. В период с хроны 24 до хроны 20 (56–46 млн. лет) направление и скорость спрединга стали подобны тем, что и в настоящее время. В этот же период на восточном сегменте ЮЗИХ были сформированы крупные трансформные разломы Атлантис 2 и Мелвилл [Royer et al. 1988].

Прекращение спрединга и отмирание Уэддельского спредингового хребта совпадало со значительными изменениям в относительном движении плит на границе мела-палеогена, повлекшими за собой крупные тектонические перестройки в южной части Тихого океана [McCarron, Larter, 1998]. Эти перестройки в кайнозойское время привели: а) к поглощению океанической литосферы плиты Алул (плита Феникс для кайнозойского времени была названа плитой Алул [Herron, Tucholke, 1976], а оставшийся в настоящее время ее фрагмент в проливе Дрейка был назван плитой Дрейка [Barker, 1982]) в зону субдукции активной окраины Земли Элсуэрт и Антарктического полуострова, б) коллизии спредингового хребта Алул с зоной субдукции, приведшей к прекращению спрединга и субдукции и сопровождавшейся перескоком спредингового хребта, связанного с продвижением Тихоокеанско-Антарктического хребта к северо-востоку, в) отделению южной оконечности Южной Америки от Антарктического полуострова, г) формированию плиты Скотия и д) формированию новой границы плит (Американо-Антарктический хребет) соединяющей плиту Скотия с современным ТС Буве (рис 6 г, д, е). Коллизия хребта Алул с желобом вдоль окраины Западной Антарктиды продолжалась с палеоцен-эоцена и почти до настоящего времени, мигрируя с запада на восток [Larter, Barker, 1991]. Последние сегменты палеоспредингового хребта Алул, спрединг на которых прекратился около 3 млн. лет назад, фиксируются в настоящее время в районе пролива Дрейка [Barker, Lawver, 1988; Larter, Barker, 1991; Henriot et al., 1992].

Активное растяжение в задуговом рифтогенном бассейне Брансфильд, а также топографическая выраженность Южно-Шетландского желоба и активная сейсмичность, предполагают продолжение схождения между Южно-Шетландским блоком и остат-

ком плиты Алука со скоростью первые миллиметры в год [Maldonado et al., 1994]. Область соединения Южной Америки и Западной Антарктиды, включая море Скотия, относится к наиболее сложным районам с точки зрения механизма ее образования, эволюции и геологического строения. Для нас она представляет особый интерес в связи с геодинамическими предпосылками формирования Американто-Антарктического хребта, составляющего западную ветвь современного ТС Буве. Существует представление, что котловина моря Скотия и Южно-Сандвичева островная дуга образовались вследствие миграции астеносферного потока с запада на восток в результате разрыва некогда единых континентальных блоков (Южно-Американского материка и Антарктического полуострова) и формирования пролива Дрейка, случившихся в олигоцене около 30 млн. лет назад.

Предположение об астеносферном потоке, перемещающемся со скоростью около 10 см/год вдоль канала, ограниченного корнями континентов в районе пролива Дрейка, впервые было высказано С. Уеда и Г. Канамори [Uyeda, Kanamori, 1979] и несколько позже рассмотрено в работе [Шеменда, Грохольский, 1986] для объяснения развития плиты Скотия на основании численных оценок величины перепада давления между крайними сечениями “канала” – под проливом Дрейка и Южно-Сандвичевой дугой, т.е. вне канала. Эта точка зрения подкрепляется геологическими данными, свидетельствующими о том, что северная и южная границы моря Скотия сформированы из “осколков” соответственно Андийской окраины Южной Америки (изгиб на 90° против часовой стрелки Патагонской ороклинали между 50° ю.ш. и 56° ю.ш. в результате левостороннего сдвига [Cunningham, 1993]) и Кордильер Западной Антарктиды [Dalziel, Elliot, 1982].

Дно всей (или почти всей) котловины моря Скотия подстилается океанической корой, образованной за последние 27–30 млн. лет на нескольких спрединговых хребтах, среди которых самой молодой, расположенный в тылу Южно-Сандвичевой дуги, является активным и сейчас [Barker, Hill, 1981], а самый древний – в западной части моря Скотия, отделенный от остатков палеоспредингового хребта Алука трансформным разломом Шеклтон, имеет северо-западное простирание и действовал с позднего олигоцена (хрона 8) до позднего миоцена (хрона 4) [Гершанович, Живаго, 1993]. В абсолютной системе координат (связанной с горячими точками, которые, как предполагается, неподвижны по отношению к мантии) движения четырех плит (Скотия, Антарктической, Южно-Американской и Сандвичевой) свидетельствуют о том, что плита Скотия смещается к западу по трансформным разломам,

ограничивающим ее с севера и с юга, со скоростью около 2 см/год [Ушаков, Галушкин, 1978; Chase, 1978]. В то же время Сандвичева микроплита движется на восток со скоростью 7–8 см/год, наползая на литосферу Южно-Американской плиты, имеющую возраст около 25 млн лет., и формируя в тылу своей дуги активный окраинный бассейн [Barker, Hill, 1981]. Зона Беньоффа на протяжении всей дуги, начиная с глубины 30 км и ниже, занимает почти вертикальное положение [Frankel, McCann, 1979], что нетипично для условий поддвига молодой и достаточно легкой литосферы. Геодинамической причиной, вызывающей в данном случае растяжение задугового бассейна, может быть повышенное давление в астеносфере с тихоокеанской стороны и генерированный этим давлением астеносферный поток, движущийся в восточном направлении по “каналу”, ограниченному структурно-тектоническими “барьерами”: с севера – Фолклендским плато, а с юга – континентальной литосферой Антарктического полуострова и Оркнейского плато. (рис. 7). Эти “барьеры” контролировали течение потока, заставляя его принимать субширотное направление. Существование перепада давления имеет отражение в рельефе, гравитационном поле рассматриваемого района и в данных сейсмической томографии, свидетельствующих о наличии обширной области пониженных скоростей сейсмических волн (или значительном разуплотнении мантии и наличии термической аномалии) в юго-восточной части Тихого океана на глубинах 50–500 км [Дзивонский, Вудхауз, 1989]. Положительные (до +30 мГал) региональные гравитационные аномалии в свободном воздухе, образуемые гармониками 6-го порядка и выше, отмечаются в районе пролива Дрейка, в то время как отрицательные аномалии (до 10 мГал) фиксируются вне канала, в Аргентинской котловине и море Уэдделла. После отделения Южной Америки от Антарктического полуострова зона повышенного давления в астеносфере распространялась с запада на восток, формируя астеносферный поток. По мере расширения пролива Дрейка и котловины моря Скотия, давление в астеносфере под ними должно значительно падать с одновременным возрастанием расхода астеносферы и увеличением ее скорости через “канал” и, как следствие, активизацией поддвига на восточной границе, случившейся 8 млн. лет назад [Barker, Hill, 1981]. Молодая литосфера плиты Скотия, особенно, входящая в ее состав Сандвичева микроплита, влекомая астеносферным потоком, подминала под себя и загибала более древнюю литосферу Южной Атлантики, делая угол ее пододвигания все более и более крутым [Шеменда, Грохольский, 1986]. Можно предположить, что часть астеносферного потока обтекала пододвигающийся

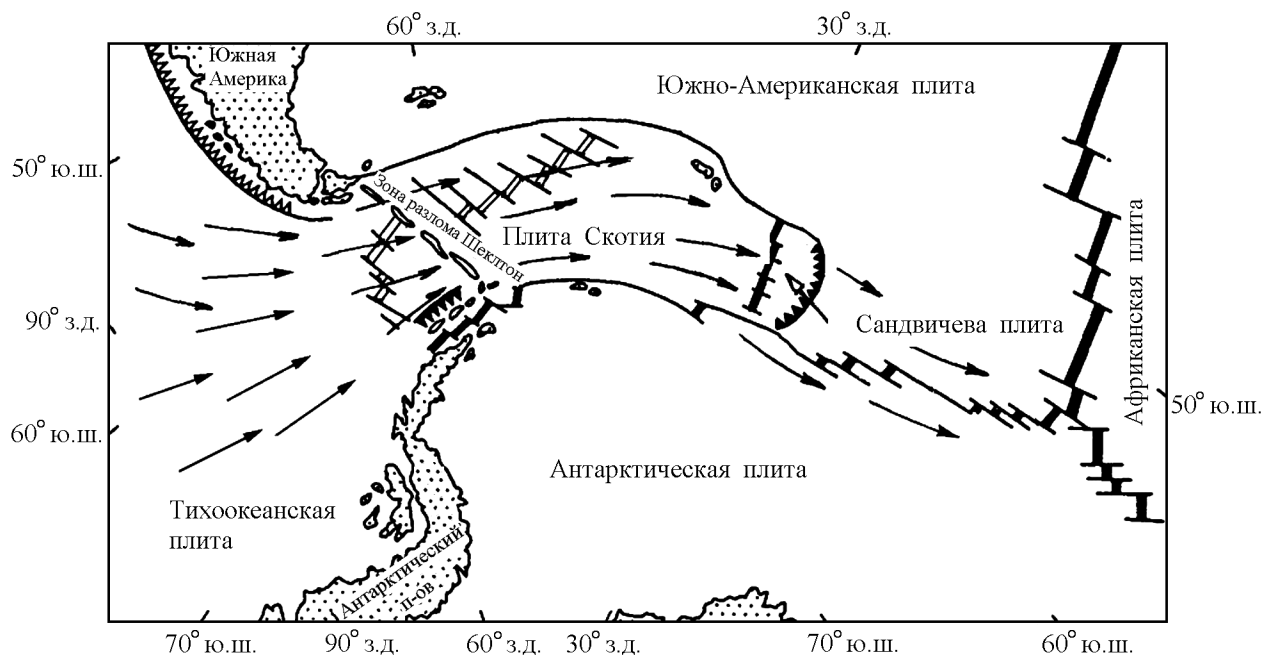


Рис. 7. Схематическая иллюстрация астеносферного потока в районе моря Скотия и Американско-Антарктического хребта с учетом данных [Шемента, Грохольский, 1986]. Условные обозначения см. на рис. 2.

край Южно-Американской плиты, распространяясь далее под литосферу Южно-Американской плиты вплоть до Срединно-Атлантического хребта. Хотя очевидно, что интенсивность потока и градиент давления здесь существенно уменьшаются. Тем не менее, распространение потока могло привести к механическому ослаблению литосферы Южной Атлантики, примыкающей с востока к плите Скотия, и заложению на ней в конце олигоцена-начале миоцена (по крайней мере не позднее хроны 6) новой границы плит Американско-Антарктического хребта, продвигавшегося в восточном направлении, до своего замыкания в районе ТС Буве. Формирующийся хребет, нарушал структурный план и разрывал более древнюю океаническую литосферу, образованную, по всей видимости, на Уэддельском палеосрединговом хребте. Формирование такой границы плит было стимулировано еще тем обстоятельством, что образование новой (хотя и небольшой) плиты Скотия привело к изменению кинематики литосферных плит в этом районе, в частности, к изменению полюса относительного вращения Южно-Американской и Антарктической плит и перераспределению поля напряжений (моделей сил) в литосфере, что потребовало урегулирования условия замкнутости границ плит и привело к формированию новой границы плит вдоль наиболее механически ослабленного участка литосферы. Эта граница располагается на эйлеровой

широте полюса относительного вращения Южно-Американской и Антарктической плит и по своей сути представляет собой трансформный разлом, осложненный компонентом растяжения, ортогональной его простиранию. Рождение этого хребта, как и всей плиты Скотия, носит "случайный" характер, так как является следствием регионального астеносферного потока, вызванного формированием литосферного канала в результате "случайного" отделения Южной Америки от Антарктического полуострова, а не следствием глобальной кинематической перестройки в движении плит, обусловленной изменением конвективных ячеек и глубинных восходящих мантийных потоков. Это обстоятельство подтверждается данными сейсмической томографии [Дзевонски, Вудхауз, 1989], фиксирующими в районе Американско-Антарктического хребта аномалии скоростей сейсмических волн (относительно пониженные значения скоростей) на глубине 50 км (разуплотненная область непосредственно под подошвой литосферы) и относительно повышенные значения скоростей сейсмических волн на глубинах около 250 км. По сути, можно сделать вывод, что мантия под ААХ на этих глубинах находится в относительно холодном состоянии, в то время как мантия на более высоком, подлитосферном уровне относительно более горячая (или менее вязкая), вследствие воздействия "тихоокеанского" астеносферного течения с запада,

ослабляющего прочность хрупкого слоя литосферы и привносящего свои компоненты в астеносферу Южной Атлантики. Характерный для типичных СОХ восходящий мантийный поток и астеносферное поднятие в данном хребте, по-видимому, отсутствуют. Поэтому в геометрии этого “холодного” хребта наблюдаются протяженные трансформные разломы, секущие мощную литосферу и связанные друг с другом короткими спрединговыми сегментами напоминающими структуры типа pull-apart.

Обсуждение и заключение

В локальном плане ТС Буве является кинематически неустойчивой структурой с периодически меняющейся конфигурацией от ХРР до ХХХ, причем первая конфигурация является более предпочтительной. В региональном плане современное ТС Буве представляет собой место соединения двух дивергентных границ плит (ЮЗИХ и ЮСАХ) и одной трансформно-дивергентной границы (ААХ). Все хребты соединяющиеся в зоне ТС Буве, несмотря на медленные скорости раздвижения, имеют различное строение, петрогеохимические особенности и историю развития.

Так, в пределах западного окончания ЮЗИХ обнаруживается наибольшая геохимическая аномалия, пик которой приходится на район вблизи о. Буве и ослабевает в районе хр. Шписс. Близкая по степени обогащения литофильными элементами геохимическая аномалия находится в районе 11–14° в.д. Рифтовые базальты ААХ восточнее разлома Булард имеют схожий с ЮЗИХ примесный обогащенный компонент, но степень его участия значительно меньше, а вблизи непосредственно точки ТС вообще развиты деплетированные толеиты. Схожая картина типична и для ЮСАХ, где вблизи ТС Буве изливались преимущественно деплетированные толеиты, а аномалия приурочена к районам сегментов САХ вблизи г. Шона, Гранд Метеор. Вопрос о различии примесного обогащенного компонента ЮСАХ (г. Шона) и ЮЗИХ (о. Буве) продолжает оставаться дискуссионным, поскольку нуждается во всестороннем их сравнении, но по многим изотопным данным они близки.

ТС Буве, как место соединения трех спрединговых хребтов в Южной Атлантике, претерпевало сложную эволюцию, в соответствии с историей дрейфа гондванских материков и развитием соответствующих дивергентных границ плит. В истории развития Южного океана можно выделить, по крайней мере, три пространственно-временных события, когда спрединговые хребты формировали тройное соединение Буве: 119–122 млн. лет назад ТС Буве

1, 93–105 млн. лет назад - ТС Буве 2 и от 30 млн. лет назад до настоящего времени, современное ТС Буве 3. Причем эти события происходили с одновременным разрушением старого и формированием нового ТС Буве.

Раскол гондванских материков в результате континентального рифтогенеза привел к отделению Антарктиды от восточной Африки и западной Африки от Южной Америки, формированию спрединговых хребтов (ЮЗИХ и ЮСАХ) и образованию здесь первой океанической коры 140–130 млн. лет назад. Молодые спрединговые хребты продвигались в юго-западном и южном направлениях, соответственно, так, что ко времени аномалий М0–М2 (119–124 млн. лет) произошло образование замкнутой системы границ трех плит (АНТ, АФР и ЮАМ) и формирование первого ТС Буве 1, расположенного вблизи юго-восточной оконечности Фолклендского плато и восточнее плато Агульяс. ТС Буве 1 соединяло ЮЗИХ, ЮСАХ (через Агульяс-Фолклендскую систему трансформных разломов) и спрединговый хребет, уходящий в море Уэдделла.

Изменение полюса относительного вращения ЮАМ и АФР в период нормальной магнитной полярности предполагает продвижение северной ветви ТС Буве 1 к северу, отмирание спредингового хребта, расположенного к востоку от Фолклендского плато, дальнейшее продвижение ЮЗИХ к юго-западу и отступление (реградацию) спредингового хребта протягивающегося в море Уэдделла. Это, в свою очередь, привело к формированию нового тройного соединения Буве 2. Северный сегмент этого ТС Буве 2, ограниченный трансформной системой Фолклендско-Агульяс, генерировал молодую океаническую кору, “удаляя” Фолклендское плато далее к западу от плато Агульяс и окраины южной Африки.

Во время хроны 34 (84 млн. лет назад) произошли значительные изменения в относительном движении плит, приведшие к новой реорганизации их границ, сопровождаемой перескоком, продвижением и реградацией соответствующих осей спрединга и формированием, в конечном итоге, современной геометрии тройного соединения Буве 3. Перескок оси ЮСАХ на 1105 км к западу, случившийся между хронами 31 и 26 привел к отмиранию старого спредингового хребта в бассейне Кейп, формированию нового спредингового сегмента ЮСАХ и двух шовных зон Метеор и Айлос Оркадос, фиксирующих место заложения нового хребта и симметрично расположенных относительно его оси. Эти шовные зоны разделяют разновозрастные блоки литосферы, сформированные на новом сегменте ЮСАХ и палеоспрединговом хребте в Капской котловине. Перескок оси спрединга ЮСАХ привел к продвижению к западу ЮЗИХ и соответственно к дальнейшей ре-

градации (отступанию, или отмиранию) ветви спредингового хребта протягивающегося в море Уэдделла. Прекращение спрединга и отмирание Уэдделльского спредингового хребта совпадало со значительными изменениям в относительном движении плит на границе мела-палеогена, повлекшими за собой крупные тектонические перестройки в южной части Тихого океана, следствием которых стали: коллизия спредингового хребта Алук с зоной субдукции, приведшая к прекращению спрединга и субдукции, отделение Южной Америки от Антарктического полуострова, формирование плиты Скотия и формирование новой границы плит (Американо-Антарктический хребет), соединяющей плиту Скотия с современным ТС Буве. Последние два обстоятельства, видимо, стали результатом миграции астеносферного потока с запада на восток в результате разрыва некогда единых континентальных блоков (Южно-Американского материка и Антарктического полуострова) и формирования пролива Дрейка, случившихся в олигоцене около 30 млн. лет назад. Перемещение астеносферного потока со скоростью около 10 см/год вдоль канала, ограниченного корнями континентов, вызвано, по-видимому, перепадом давления между крайними сечениями “канала” - под проливом Дрейка (область астеносферного поднятия на тихоокеанской стороне) и Южно-Сандвичевой дугой и прилегающими котловинами (на атлантической стороне), т.е. вне канала. После отделения Южной Америки от Антарктического полуострова, благодаря наличию астеносферного потока зона повышенного давления в астеносфере распространялась с запада на восток, ограничиваясь с севера и с юга структурно-тектоническими “барьерами” Фолклендского и Оркнейского плато, соответственно. Эти “барьеры” контролировали течение потока, заставляя его принимать субширотное направление. Можно предположить, что часть астеносферного потока обтекала пододвигающийся под Южно-Сандвичев желоб край Южно-Американской плиты, распространяясь далее под литосферу Южной Атлантики вплоть до Срединно-Атлантического хребта. Хотя очевидно, что интенсивность потока и градиент давления здесь существенно уменьшаются. Тем не менее, распространение потока могло привести к механическому ослаблению литосферы Южной Атлантики, примыкающей с востока к плите Скотия, и заложению на ней в конце олигодена-начале миоцена (по крайней мере не позднее хроны 6) новой границы плит Американо-Антарктического хребта, продвигавшегося в восточном направлении до своего замыкания в районе ТС Буве. Формирующийся хребет, нарушал структурный план и разрывал более древнюю океаническую литосферу, образованную,

по всей видимости, на Уэдделльском палеоспрединговом хребте.

Перепад давления в астеносфере имеет отражение в рельефе и в положительных региональных аномалиях гравитационного поля в свободном воздухе в районе пролива Дрейка и в отрицательных аномалиях вне канала (в котловинах). Эта модель подтверждается также результатами сейсмической томографии [Вудхауз, Дзевонский, 1984], фиксирующей аномалии скоростей сейсмических волн (относительно пониженные значения скоростей) непосредственно под подошвой литосферы, что, вероятно, связано с относительным разогревом и разуплотнением литосферы (как следствие уменьшением ее прочности). Следует отметить, что данные сейсмической томографии на более глубоких уровнях, порядка 200–250 км, не отмечают каких-либо понижений скоростей сейсмических волн, а, напротив, свидетельствуют об относительно более холодной мантии на этих глубинах. Это еще раз подтверждает, что образование собственно малой плиты Скотия, ААХ и самого ТСБ, явилось результатом “случайного” подлитосферного астеносферного потока, а не следствием глобальной перестройки, вызванной изменением конвективных ячеек и глубинных мантийных потоков.

Следствием подлитосферного астеносферного течения явилось, видимо не только образование новой малой плиты Скотия, но и изменение положения полюса относительного движения ЮАМ, АНТ и АФР плит что привело к формированию трансформно-дивергентной границы плит между малой плитой Скотия и САХ. Образование ААХ явилось следствием необходимости кинематического урегулирования нарушения условия замкнутости границ литосферных плит, вызванных отмиранием Уэдделльского спредингового хребта и образованием плиты Скотия. Эта граница располагается на эйлеровой широте полюса относительного вращения ЮАМ и АНТ плит и по своей сути представляет собой трансформный разлом, осложненный компонентой растяжения, ортогональной его простиранию.

При формировании, продвижении и перескоке рифтовой оси спрединговых хребтов и сопровождающимся магматизме существенную роль играет миграция подосевых астеносферных потоков, переносящих аномальный термический фронт вслед за бегущей рифтовой трещиной, нарушающей механическую сплошность литосферы. В этой связи эволюция спрединговых хребтов, соединяющихся в зоне ТС Буве не является исключением. Более того, здесь представлены различные геодинамические обстановки, отражающие “потоковую” тектонику во всем ее многообразии: 1) это и миграция потоков при продвижении континентальных рифтов при рас-

коле гондванских материков и образовании ЮЗИХ и ЮСАХ, в процессе которой могли образовываться обогащенные расплавы, часто захороненные в каркасе океанической мантии; 2) это миграция потоков при пропегейтинге океанических рифтов (западная часть ЮЗИХ) и перескоках спрединговых хребтов (ЮСАХ), вызванных изменениями в относительном движении плит, и в ходе которых плавлением могут быть затронуты нижние части ранее образованной океанической литосферы, метасоматизированной расплавами ранних стадий рифтинга; 3) это и столкновение астеносферного потока с континентальным “барьером” Фолклендского плато на этапе развития ТС Буве 1, приведшее к гигантскому смещению рифтовой оси вдоль Агульяс-Фолклендской трансформной системы (аналогом такой ситуации может служить столкновение развивающегося САХ с континентальным “барьером”, обусловленным изгибом береговой линии африканского материка в районе Гвинейского залива); 4) это суперпозиция течений подосевой астеносферы (возможно разной глубинности, температуры и вязкости) в районе крупных трансформных смещений Байн-Принц-Эдуард в ЮЗИХ, служащих разделительной зоной для образования крупных геохимических провинций на этом хребте, проявленных в его разных частях и различающихся в первую очередь изотопами свинца, более низкими в его восточной части (рис. 4б); и, наконец, 5) это “прорыв” астеносферного потока, по каналу между двумя континентальными блоками (Антарктическим п-овом и южной оконечностью Южной Америки), приведший к образованию новой плиты Скотия и трансформно-дивергентной границы плит ААХ. В этом случае образование типично деплетированных толеитов под ААХ вплоть до разлома Булларда может свидетельствовать именно о таком прорыве, когда мощный подлитосферный поток, сформированный под литосферой юго-восточной части Тихого океана и ВТП, не нес в себе обогащенных компонентов и для которого характерен сугубо деплетированный характер.

Очевидно, что без понимания геодинамической природы и создания термомеханических и геофизических моделей глубинных процессов миграции астеносферного вещества будет трудно объяснить в дальнейшем особенности магматизма и тектонического строения таких сложных районов Мирового океана, каким является Южная Атлантика и вся приантарктическая область.

Литература

- Бонатти Э., Булычев А. А., Гилод Л. А. и др. Детальные геомагнитные исследования точки тройственного сочленения литосферных плит в регионе острова Буве. *Океанология*, 37, 6, 1997, с. 897–909.
- Булычев А. А., Гайнанов А. Г., Гилод Л. А., Мазо Е. Л., Шрейдер А. А. Строение литосферы южной Атлантики по данным магнитных и гравитационных исследований. *Океанология*, 4, 1997, с. 588–601.
- Галушкин Ю. И., Дубинин Е. П., Прозоров Ю. И., Ушаков С. А. Строение и развитие литосферы переходных зон Южного океана. *Физика Земли*, 11, ВИНТИ, 1991, 187 с.
- Гершанович Д. Е., Живаго А. В. Глубоководные желоба и разломы Южно-Антийского океанического региона. *Океанология*, 33, 5, 1993, с. 735–751.
- Дзивонски А. М., Вудхауз Дж. Г. Глобальные неоднородности внутреннего строения земли. *Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана*. Ред. Удинцев Г. Б., МОК (ЮНЕСКО), Мингео ССР, АН СССР, ГУГК СССР, Москва, 1989–1990, 149 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет. *Геотектоника*, 3, 1984, с. 3–16.
- Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г. Характер конвективных движений в среде с фазовыми переходами и их связь с гравитационными аномалиями. В кн. *Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика*, М, 1979, с. 108–119.
- Мазарович А. О., Пейве А. А., Зителлини Н. и др. Морфоструктура района острова Буве. *ДАН. сер. Геология*, 342, 3, 1995, с. 354–357.
- Пейве А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Симонов В. А., Турко Н. Н., Разницин Ю. Н. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное соединение Буве). *Геотектоника*, 1, 1995, с. 40–57.
- Пейве А. А., Зителлини Н., Перфильев А. С. и др. Строение Срединно-атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве. *ДАН*, 338, 5, 1994, с. 645–648.
- Пушаровский Ю. М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики. *Геотектоника*, 4, 1998, с. 41–52.
- Сущевская Н. М., Цехоня Т. И. Особенности формирования базальтового магматизма в Приэкваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта. *Геология*, 5, 1994, с. 691–707.
- Сущевская Н. М., Цехоня Т. И., Дубинин Е. П., Мирлин Е. Г., Кононкова Н. Н. Формирование океанической коры в системе срединно-океанических хребтов Индийского океана // *Геология*, 10, 1996, с. 1–13.
- Сущевская Н. М., Цехоня Т. И., Пейве А. А. Специфика магматизма Срединно-Атлантического, Западно-Индийского и Африкано-Антарктического хребтов в районе их сочленения. *Геология*, 3, 1998, с. 250–263.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). ч. 1 Кинематика плит и океаническая литосфера. *Физика Земли*, т. 3, ВИНТИ, 1978, 271 с.
- Цехоня Т. И., Сущевская Н. М. Условия фракционирования толеитовых расплавов в различных тектонических сегментах южной провинции Срединно-Атлантического хребта. *Геология*, 1, 1995, с. 14–28.

Бонатти Э., Булычев А. А., Гилод Л. А. и др. Детальные геомагнитные исследования точки тройственного

- Шеменда А. И., Грохольский А. Л. Геодинамика Южно-английского региона. *Геотектоника*, 1, 1986, с. 84–95.
- Alvarez W. Geological evidence for the geographical patterns of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics. - *J. Geophys. Res.*, 87, B8, 1982.
- Apotria G., Gray N. H. Absolute motion and evolution of the Bouvet triple junction. *Nature*, 316, 1985, p. 623–625.
- Apotria G., Gray N. H. The of the Bouvet triple junction: implications of its absolute motion. *Tectonophysics*, 148, 1988, p. 177–193.
- Barker P. F., Jahn R. A. A marine geophysical reconnaissance of the Weddell Sea. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 63, 1980, p. 271–283.
- Barker P. E. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest trench interactions. *J. Geol. Soc. London*, 139, 1982, p. 787–801.
- Barker P. E., Hill I. A. Back-arc extension in the Scotia Sea. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 300, 1981, p. 249–262.
- Barker P. F., Lawver L. A. South American-Antarctic plate motion over the past 50 Myr, and the evolution of the South American-Antarctic ridge. *Geophys. J.*, 94, 1988, p. 377–386.
- Ben-Avraham Z., Hartnady C. J. H., le Roex A. P. Neotectonic activity on continental fragments in the Southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge. *J. Geoph. Res.*, 100, B4, 1995, p. 6199–6111.
- Bergh H. W. Underlying Fracture Zone Nature of Astrid Ridge off Antarctica's Queen Maud Land. *J. Geophys. Res.*, 92, B1, 1987, p. 475–484.
- Bergh H. W., Barrett D. M. Agulhas Basin magnetic bight. *Nature*, 287, 1980, p. 591–595.
- Bonatti E., Seyler M., Sushevskaya N. A cold suboceanic mantle belt at the Earth's Equator. *Science*, 261, 1993, p. 315–320.
- Cande S. C., Herron E. M., Hall B. R. The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 1982, p. 63–74.
- Cande S. C., et al. New Constraints on Plate Tectonic Puzzle of the SW Pacific. *Eos*, 79, No. 7, 1998, p. 81–82.
- Chase G. G. Extension behind island arcs and motions relative to hot-spots. *J. Geophys. Res.*, 83, 1978, p. 5385–5387.
- Courtillot V. Propagating and continental breakup. *Tectonics*, 1, 1982, p. 239–250.
- Cunningham W. D. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline. *Tectonics*, 12, 1, 1993, p. 169–186.
- Dalziel I. W. D., Elliot D. H. *West Antarctica: problem child of Gondwanaland Tectonics*, v. 1, 1982, p. 3–19.
- Dickey J. S., Frey E. A., Hart S. R., Watson E. B., Thompson G. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction. South Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 1977, p. 1105–1118.
- DiVenere V., Kent D. V., Dalziel I. W. Mid-Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: A test of post-100 Ma relative motion between East and West Antarctica. *J. of Geophys. Res.*, 99, 1994, p. 15115–15139.
- Dmitriev L. V., Sobolev A. V., Sushcheskaya N. M. Zapunny S. A. Abissal glasses, petrological mapping of the oceanic floor and “Geochemical Leg”. In Bougault S. C., Candler S. C., et al. *Init. Repts. DSDP v. 82*, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., 1985, p. 509–518.
- Fisher R. L., Sclater J. G. Tectonic evolution of the southwest Indian Ocean since the mid-Cretaceous: Plate motions and stability of the pole of Antarctica/Africa for at least 80 Myr. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 73, 1983, p. 553–576.
- Frankel A., McCann W. Moderate and large earthquakes in the South Sandwich Arc: Indicators of Tectonic Variation Along a subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 84, 10, 1979, p. 5571–5577.
- Froudevaux C. Energy dissipation and geometric structure at spreading plate boundaries. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 1973, p. 419–424.
- Gahagan L. M., Scotese C. R., Royer J.-Y. et al. Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data. *Tectonophysics*, 155, 1988, p. 1–26.
- Golonka J., Ross M. I., Scotese C. R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. In: Pangea: Global environments and resources. *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir.*, 17, 1994, p. 1–47.
- Hartnady C. J. H., le Roex A. P. Southern Ocean hotspot tracks and Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic, and Southern American plates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 1985, p. 245–257.
- Henriet J. P. et al. Active margin processes along the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 212, 1992, p. 229–253.
- Herron E. M., Tucholke B. E. Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the southeastern Pacific. In: C. D. Hollister, C. Craddock et al. (editors), *Initial Reports DSDP, v. 35*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1976, p. 263–278.
- Hofmann A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 1997, p. 219–289.
- Johnson G. L., Hey R. N., Lowrie A. Marine geology in the environs of Bouvet island and the south Atlantic triple junction. *Marine Geoph. Res.*, 2, 1973, p. 23–36.
- Johnson B. D. et al. Early spreading history in the Indian Ocean between India and Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 1980, p. 131–143.
- Kinzler R. L., Grove T. L. Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 2. Applications. *J. Geophys. Res.*, 97, No. B5, 1992, p. 6907–6926.
- Klein E. M., Langmuir C. H., Staudigel H. Geochemistry of Basalts From the Southeast Indian Ridge, 115°E–138°E. *J. Geophys. Res.*, 96, No. B2, 1991, p. 2089–2107.
- Klein E. M., Langmuir C. H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.*, 92, No. B4, 1987, p. 8089–8115.
- Kleinrock M. C., Phipps Morgan J. Triple Junction Reorganization. *J. Geophys. Res.*, 93, No. B4, 1988, p. 2981–2996.
- LaBrecque J. L., Hayes D. E. Seafloor spreading history of the Agulhas basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 1979, p. 411–428.
- LaBrecque J. L., Barker P. The age of the Weddell Basin. *Nature*, 290, 1981, p. 489–491.

- LaBrecque J. L. A geophysical study of the Indo-Atlantic Basin. *3rd Symposium on Antarctic Geology and Geophysics*, Univ. Wis. Madison, 1977.
- Lachenbruch A. H., Thompson G. A. Oceanic ridges and transform faults: Their intersection angles and resistance to plate motion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15, 1972, p. 116–122.
- Larter R. D., Barker P. F. Effects of ridge crest - trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on young subducting plate. *J. Geophys. Res.*, 96, No. B12, 1991, p. 19583–19607.
- Lawver L. A., Sclater J. G., Meinke L. Mesozoic and Cenozoic reconstruction of the South Atlantic. *Tectonophysics*, 114, 1985, p. 233–254.
- Le Roex A. P., Dick H. J. B., Watkins R.T. Petrogenesis of anomalous K-enriched MORB from the Southwest Indian Ridge: 11°53'E to 14°38'E. *Contribs Mineral. and Petrol.*, 110, 1992, p. 253–268.
- Le Roex A. P., Dick H. J. B., Reid A. M., Frey F. A. and Er-lank A. J. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume.. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 90, 1985, p. 367–380.
- Le Roex A. P., H. J. B. Dick, A. M. Reid, F. A. Frey and Hart S. R. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees East.. *Journal Petrology*, 24, 1983, Pt. 3, p. 267–318.
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Zitellini N., Gilod D., Peyve A., Skolotnev S., Turko N. Bouvet triple Junction in the South Atlantic: geology and evolution. *J. Geoph. Res.*, 1999 (в печати).
- Livermore R. A., Tomlinson J. S., Woolett R. W. Unusual sea-floor fabric near the Bullard fracture zone imaged by GLORIA sidescan sonar. *Nature*, 353, 1991, p. 158–161.
- Luyendyk B. P. Hypothesis for Cretaceous rifting of east Gondwana caused by subducted slab capture. *Geology*, 23, No. 4, 1995, p. 373–376.
- Mahoney J. J., Nathland J. H., White W. M. et al. Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian Ocean spreading centers. *J. Geophys. Res.*, 94 1989, p. 4033–4052.
- Mahoney J. J., le Roex A. P., Peng Z., Fisher R. L., Nathland J. H. Southwestern Limits of Indian Ocean Ridge Mantle and the Origin of Low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Mid-Ocean Ridge Basalts. *J. Geophys. Res.*, 97, No. B13, 1992, p. 19771–19790.
- Maldonado A., Larter R. D., Aldaya F. A. Forearc tectonic evolution of the South Shetland Margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13, No. 6, 1994, p. 1345–1370.
- Marks K. M., Stock J. M. Early Tertiary gravity field reconstructions of the Southwest Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 1997, p. 267–274.
- Martin A. K. Plate reorganisations around Southern Africa, hot-spots and extinctions. *Tectonophysics*, 142, 1987, p. 309–316.
- Martin A. K., Hartnady C. J. H. Plate tectonic development of the south west Indian ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa. *J. Geophys. Res.*, 91, No. B5, 1986, p. 4767–4786.
- Melson W. G., Byerly G. R., Helen J. A., O'Hearn T., Write T. L., Vallier T. A Catalog of the Major Element Chemistry of Abyssal Volcanic Glasses. *Smith. Contribs Earth Sci.*, No. 19, 1977, 100 p.
- McCarron J. J., Larter R. D. Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula. *J. Geol. Soc.*, 155, 1998, p. 255–268.
- McKenzie D. P., Sclater J. R. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 25, 1971, p. 437–528.
- McKenzie D. P., Morgan W. J. Evolution of triple junctions. *Nature*, 216, 1969, p. 1276–1280.
- Mitchell N. C., Livermore R. A. The present configuration of the Bouvet triple junction. *Geology*, 26, No. 3, 1998, p. 267–270.
- Minster J. B., Jordan T. H. Present day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, 1978, p. 5333–5354.
- Mitchell N. C. Distributed extension at the Indian Ocean triple junction. *J. Geophys. Res.*, 96, 1991, p. 8019–8043.
- Niu Y., Batiza R. An empirical method for calculations produced beneath mid ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting. *J. Geophys. Res.*, 96, No. B13, p. 21753–21777.
- Oldenburg D. W., Brune J. N. An explanation for the orthogonality of ocean ridges and transform faults. *J. Geophys. Res.*, 80, 1975, p. 2575–2585.
- Patriat P., Courtillot V. On the stability of triple junctions and its relation to episodicity in spreading. *Tectonics*, 3, No. 3, 1984, p. 317–332.
- Patriat P., Segoufin J., Goslin J., Beuzart P. Relative position of Africa and Antarctica in the Upper Cretaceous: evidence for nonstationary behaviour of fracture zones. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75, 1985, p. 204–214.
- Rabinowitz P. D., LaBrecque J. L. The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, 84, 1979, p. 5973–6002.
- Royer J.-Y., Patriat P., Bergh H. W., Scotese C. R. Evolution of the Southwest Indian Ridge from the Late Cretaceous (anomaly 34) to the Middle Eocene (anomaly 20). *Tectonophysics*, 155, 1988, p. 235–260.
- Salvini F., Brancolini G., Busetti M., Storti F et al. Cenozoic geodynamics of the Ross Sea region, Antarctica: Crustal extension, intraplate strike-slip faulting, and tectonic inheritance. *J. Geophys. Res.*, 102, No. B11, 1997, p. 24669–24696.
- Sclater J. G., et al. The Bouvet Triple Junction. *J. of Geophys. Res.*, 81, No. 11, 1976, p. 1857–1869.
- Spitzak S., DeMets C. Constraints on present-day plate motions south of 300S from satellite altimetry. *Tectonophysics*, 253, 1996, p. 167–208.
- Stein S. A model for the relation between spreading rate and oblique spreading. *Earth Planet. Sci.*, 39, 1978, p. 313–318.
- Uyeda S., Kanamori H. Bark-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, No. B3, 1979, p. 1049–1061.
- Weaver S. D., et al. Antarctica-New Zealand rifting and Marie Byrd Land lithospheric magmatism linked to ridge subduction and mantle plume activity. *Geology*, 22, 1994, p. 811–814.

(Поступила в редакцию 15 мая 1999.)