ГЕОТЕКТОНИКА, 2023, № 3, с. 3–16

УДК 551.242

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ НА РАННИХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА: ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2023 г. Г. Д. Агранов[1, 3, *], Е. П. Дубинин[2], А. Л. Грохольский[2], Г. Л. Лейченков[4, 5]

[1]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия*

[2]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова – Музей землеведения, д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия*

[3]*Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия*

[4]*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), д. 1, Английский пр., 190121 Санкт-Петербург, Россия*

[5]*Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле, д. 7-9, Университетская наб., 199034 Санкт-Петербург, Россия*

******e-mail: Agranovgr@gmail.com*

Поступила в редакцию 21.01.2023 г.
После доработки 23.03.2023 г.
Принята к публикации 16.04.2023 г.

Авторами статьи проведено исследование особенностей структурообразования земной коры в ранний период формирования Юго-Восточного Индийского хребта, связанного с отделением Австралии от Антарктиды и продвижением рифтовой зоны к западу в пределы древней океанической литосферы в сторону крупной магматической провинции Кергелен, сформированной активностью одноименного плюма. Разделение Австралии и Антарктиды, охватывало длительный период континентального рифтогенеза (~160–80 млн лет), который затем перешел в ультрамедленный спрединг (~80–45 млн лет), далее в медленный спрединг (~45–40 млн лет) и затем в современный спрединг со средними скоростями (после 40 млн лет). Продвижение рифтовой зоны в сторону древней океанической литосферы сменилось аккрецией молодой океанической коры на формирующемся Юго-Восточном Индийском срединно-океаническом хребте. Ранние этапы его развития запечатленены в современном структурном плане региона исследования. Продвижение рифтовой зоны от континента в пределы древней океанической литосферы привело к образованию плато Натуралист и банки Брюс вблизи антарктической окраины. Раскол древней океанической литосферы и образование молодой коры на Юго-Восточном Индийском хребте привели к формированию сопряженных шовных зон Диамантина и Лабуан, фиксирующих положение начального рифтогенного раскола. Переход от ультрамедленного спрединга на начальной стадии образования океанической коры современного спрединга со средними скоростями четко зафиксирован в изменении расчлененности новообразованного рельефа. Юго-Восточный Индийский срединно-океанический хребет в результате продвижения на запад столкнулся с крупной магматической провинцией в процессе формирования плато Кергелен и отделил от плато хребет Броукен. Авторами проведено физическое моделирование условий возникновения процессов рифтинга и спрединга, а также структурообразования в регионе Юго-Восточного Индийского хребта.

Ключевые слова: геология, тектоника, магматическая провинция, горячая точка, Юго-Восточный Индийский хребет, плато Кергелен, хребет Броукен, эволюция Индийского океана, физическое моделирование

DOI: 10.31857/S0016853X23030025, **EDN:** XMSHKC

ВВЕДЕНИЕ

Разделение Австралии и Антарктиды началось с рифтогенного растяжения континентальной литосферы около 160 млн лет назад и продолжалось длительное (75–80 млн лет) время, в результате чего возникли чрезвычайно широкие (от 300 до 500 км) сопряженные континентальные окраины [20, 36]. На поздней стадии рифтогенеза произошел разрыв континентальной коры с выходом вещества верхней мантии на поверхность морского дна (мантийное вскрытие), завершившийся океаническим спредингом [6, 9, 10, 37]. Начало

спрединга (а возможно уже и мантийное вскрытие) привело к рифтогенному растяжению внутри более древней океанической плиты, которая сформировалась в неокоме между Индией и Австрало-Антарктическим континентом, и последующего продвижения на запад уже зародившегося Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ) в позднем мелу–раннем палеогене.

На континентальной окраине юго-западной Австралии располагается краевое плато Натуралист, представляющее собой выдвинутый в сторону океана погруженный блок с утоненной континентальной корой, отделенный от материковой Австралии рифтогенным бассейном (рис. 1).

Площадь плато составляет 90 тыс. кв. км, поверхность лежит на глубинах от 2000 до 5000 м. Плато имеет прямоугольную форму, вытянутую в направлении с запада на восток на 400 км и с севера на юг – на 250 км. Оно ограничено с севера и запада абиссальной равниной Перт, с юга – Австрало-Антарктическим бассейном. По проекту DSDP (скважины № 258 и № 264) на плато Натуралист были вскрыты осадочные породы от меловых до миоценовых. Скважины не достигли фундамента, хотя скважиной № 264 были вскрыты меловые вулканокластические конгломераты, перекрывающие акустический фундамент [29].

При проведении драгирования в экспедиционных работах на НИС “Марион Дюфресне II” (г. Гавр, Франция) в 1998 г., на южном склоне плато были обнаружены кембрийские граниты и ортогнейсы [25]. В тектоническом отношении плато Натуралист, представляет собой фрагмент континентальной коры, испытавший рифтогенное растяжение в позднеюрское–раннемеловое время и модифицированный магматическими процессами в конце раннего мела [19]. Фундамент южной части плато Натуралист рассечен большим количеством сбросов и гораздо больше эродирован по сравнению с северной частью [3].

На Антарктической окраине, структурой, сопряженной с плато Натуралист, является погруженная банка Брюс, которая имеет сходство с плато Натуралист по строению и условиям образования. В районе плато Натуралист были драгированы древние метаморфические породы и предполагалось наличие магматических пород мелового возраста [9, 26].

Океанический спрединг между Австралией и Антарктидой на раннем этапе (до хрона полярности C18) происходил в ультамедленном режиме, со скоростями менее 2 см/год, о чем свидетельствует контрастный (высокоамплитудный) рельеф океанического фундамента, а затем увеличился до 5–7 см/год, генерируя сглаженный рельеф магматической коры [6, 9].

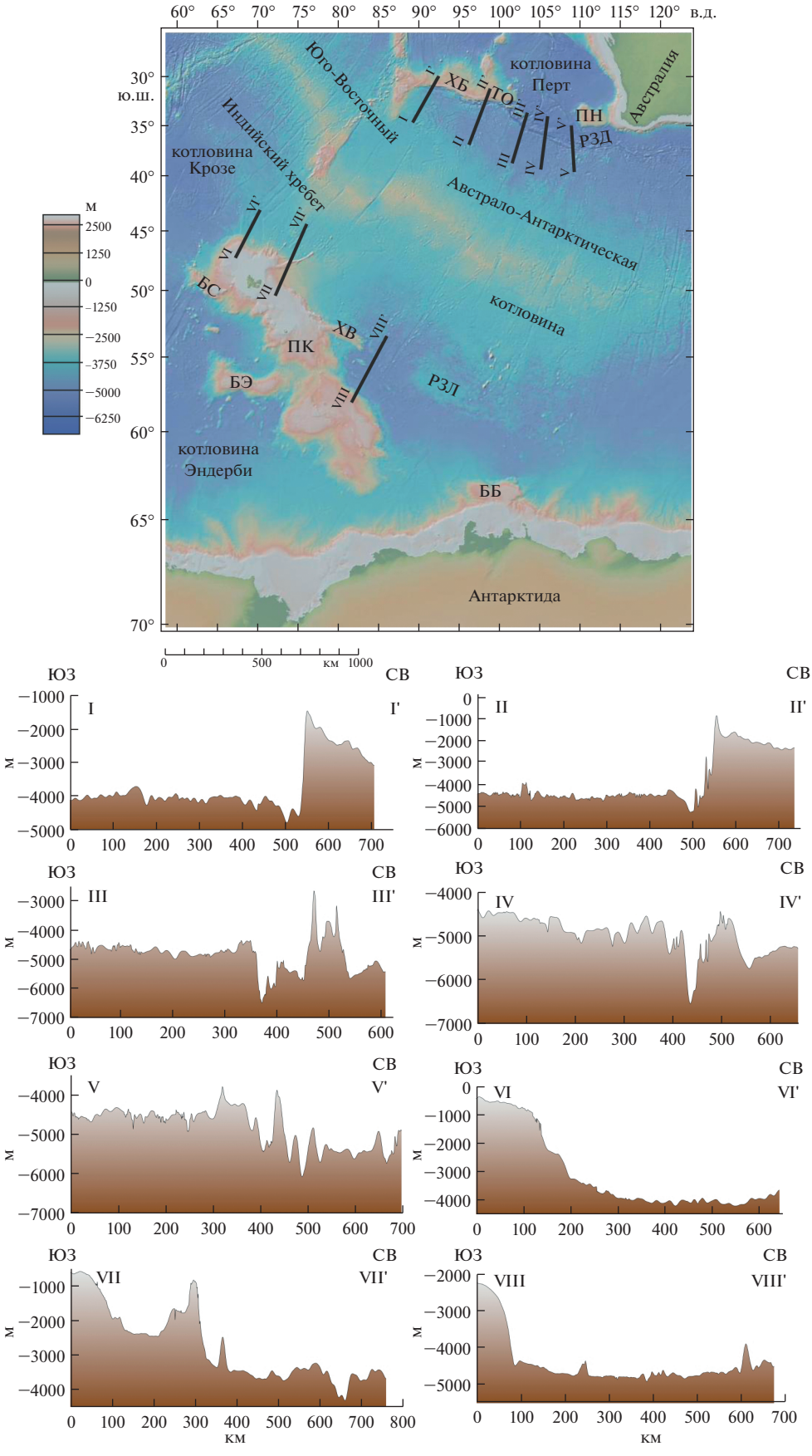
Продвижение рифта и первичный раскол океанической литосферы к западу от сопряженных структур плато Натуралист и банки Брюс маркируется разломными зонами Диамантина и Лабуан, характеризующимися резко расчлененным рельефом и контрастными магнитными и гравитационными аномалиями (см. рис. 1, рис. 2).

Сопряженные линейные структуры Диамантина и Лабуан располагаются в юго-восточной части Индийского океана и представляют собой псевдоразломы или шовные зоны, являющиеся следами зарождения и продвижения к западу нового Юго-Восточного Индийского спредингового хребта в пределы уже существующей более древней океанической литосферы.

Шовная зона Диамантина представляет собой глубинный разлом протяженностью ~2000 км (от хр. Броукен до 120°–125° в.д.), маркирующий место раскола древней океанической литосферы и разделяющий в настоящее время разновозрастные блоки литосферы. Последнее обстоятельство отчетливо отражается в линейных магнитных аномалиях и в различии региональных глубин дна между молодой литосферой Австрало-Антарктической котловины и более древней океанической литосферы котловины Перт. В рельефе дна разлом Диамантина представлен в виде чередования впадин и поднятий с амплитудой >3000 м (см. рис. 1, профили III–III', IV–IV').

На юге шовная зона Лабуан маркирует границу между древней (130–100 млн лет) океанической литосферой бассейна Лабуан, прилегающего к восточной окраине южной провинции плато Кергелен и более молодой литосферой Австрало–Антарктической котловины [33]. Перепад высот в пределах этой шовной зоны достигает 1.2–1.5 км (см. рис. 1, профиль I–I'). Отмечается также разница в мощности осадочного чехла в бассейне Лабуан и Австрало-Антарктическом бассейне [32]. Структуры Диамантина и Лабуан определяют место начального формирования современного Юго-Восточного Индийского хребта,

Рис. 1. Батиметрическая карта региона (по данным [24], с изменениями и дополнениями).
Показаны (линии черным) профили рельефа: I–I' – Юго-Западный склон хр. Броукен; II–II' – Южный склон хр. Броукен; III–III' – Западная часть РЗ Диамантина; IV–IV' – Центральная часть РЗ Диамантина; V–V' – Восточная часть РЗ Диамантина; VI–VI' – Северный склон северной провинции плато Кергелен; VII–VII' – Северо-Восточный склон северной провинции плато Кергелен; VIII–VIII' – Восточный склон южной провинции плато Кергелен.
Обозначено: ПК – плато Кергелен; ХБ – хр. Броукен; ПН – плато Натуралист; КП котловина Перт; РЗД – разломная зона Диамантина; РЗЛ – разломная зона Лабуан; БЭ– банка Элан; БС – банка Скифа; ХВ – хр. Вильямс; ТО – трог Обь; ББ – банка Брюс.


60° 65° 70° 75° 80° 85° 90° 95° 100° 105° 110° 115° 120° в.д.
30° ю.ш.
35°
40°
45°
50°
55°
60°
65°
70°
м
2500
1250
0
−1250
−2500
−3750
−5000
−6250
Юго-Восточный
Индийский хребет
котловина Крозе
котловина Перт
Австралия
ХБ
ТО
ПН
РЗД
Австрало-Антарктическая
котловина
БС
ПК
ХВ
БЭ
РЗЛ
котловина Эндерби
ББ
Антарктида
0 500 км 1000
ЮЗ
СВ
I
I'
II
II'
III
III'
IV
IV'
V
V'
VI
VI'
VII
VII'
VIII
VIII'
км

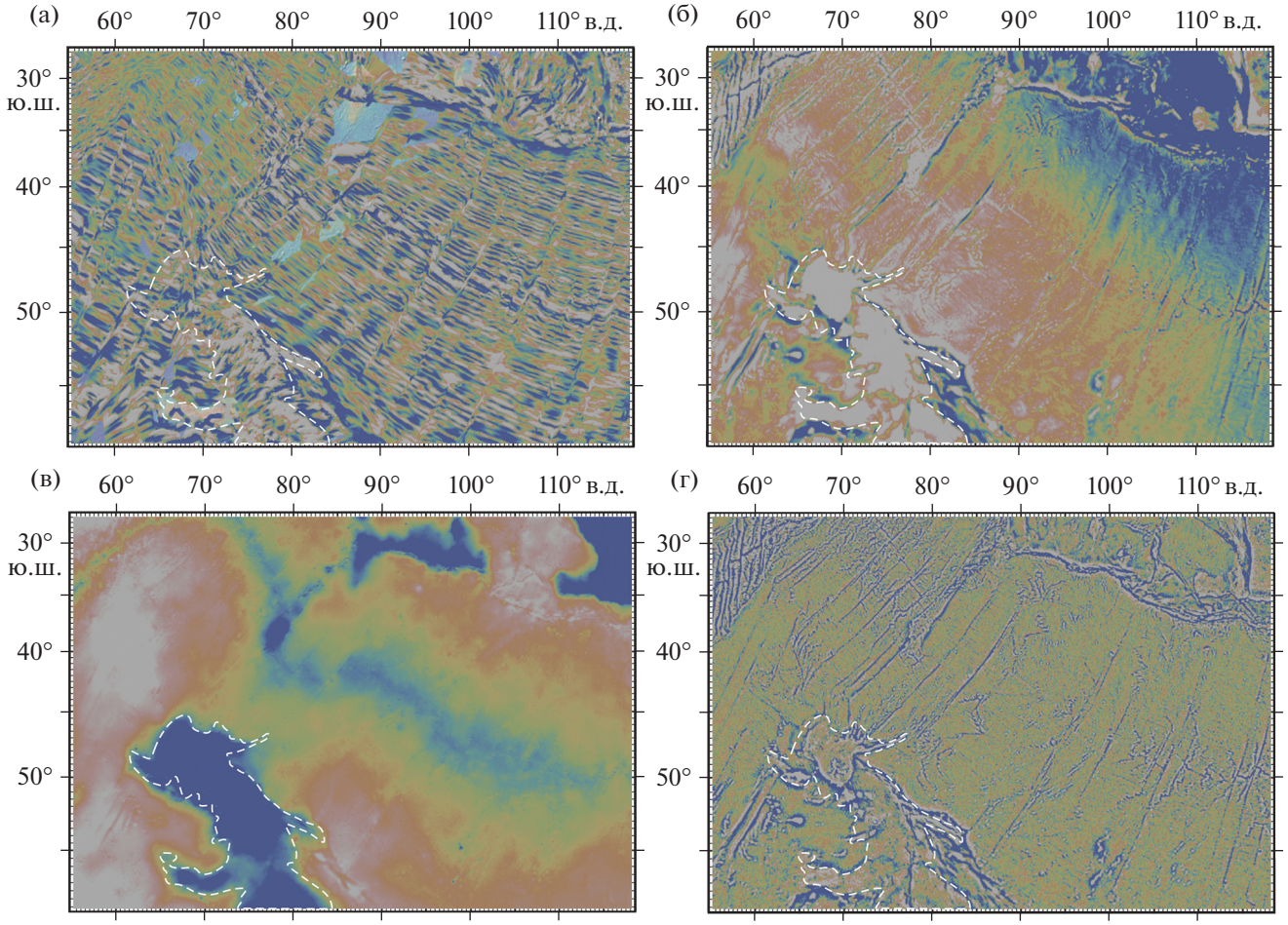


Рис. 2. Геофизические характеристики региона исследования.
(а) – магнитное поле, (по [28]); (б) – гравитационные аномалии в свободном воздухе, (по [34]), (в) – гравитационные аномалии Буге, (по [18]); (г) – вертикальный гравитационный градиент, по [34].
Показан контур (штрих-линия белым) плато Кергелен, выделенный по батиметрическим данным, (по [24]).

разделяющего сейчас Индо-Австралийскую и Антарктическую плиты.

Современное плато Кергелен простирается от окраины Восточной Антарктиды в северо-западном направлении более чем на 2000 км, а по ширине изменяется от 500 до 1000 км. Плато возвышается над окружающим океаническим дном на 2–4 км (см. рис. 1, профили VI–VI', VII–VII', VIII–VIII'), местами выходит выше уровня моря в виде вулканических островов Кергелен, Макдональд и Хьорд.

С запада, севера и востока к плато Кергелен примыкают разновозрастные океанические котловины Эндерби, Крозе и Австрало-Антарктическая, а с юга плато отделяется от Антарктиды трогом Принцессы Елизаветы (см. рис. 1).

В пределах вулканического плато Кергелен выделяются северная, центральная и южная провинции, а также провинция банки Элан [9, 16]. Северная и центральная провинции сложены утолщенной океанической корой, а южная провинция и провинция банки Элан подстилаются утоненной корой континентального типа [3, 7, 10, 17, 19]. Провинции проявляются на картах гравитационных аномалий в различных редукциях (см. рис. 2, б–г).

Плато Кергелен и хр. Броукен также отчетливо проявляются в аномальном магнитном поле в виде хаотичного распределения аномалий, контрастирующего с упорядоченной картиной линейных аномалий прилегающих котловин (см. рис. 2, а).

Хребет Броукен протягивается примерно на 1200 км в широтном направлении от южного окончания Восточно-Индийского хребта к юго-западной части Австралии (см. рис. 1). Хребет достигает ширины 400 км. Гребень хребта находится на глубине ~1000 м. Крутой южный склон хребта возвышается над ложем океана на 3000–5000 м (см. рис. 1, профиль I–I'), северный склон – пологий. На юге хребет ограничен крутым 3000-метровым уступом – трогом Обь

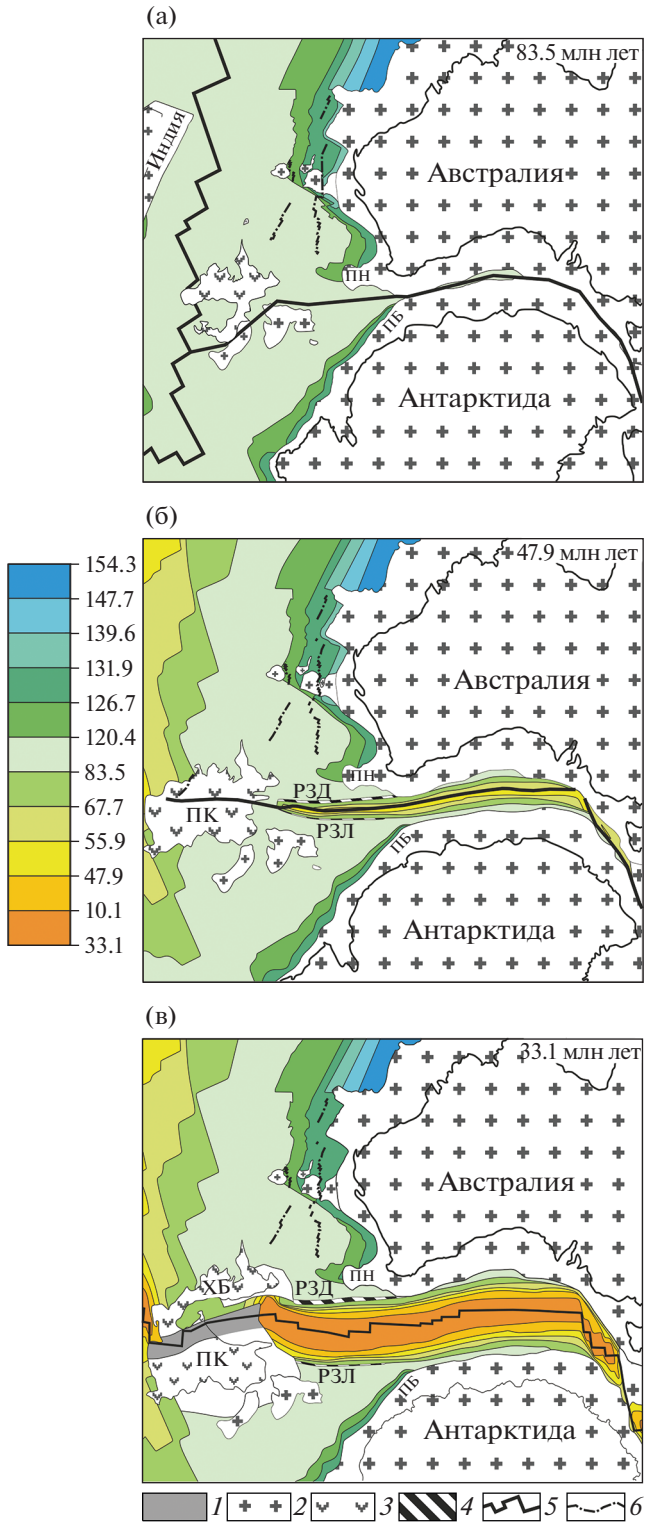


Рис. 3. Эволюция Юго-Восточного Индийского хребта (по данным [31], с дополнениями).
(а) – переход от рифтинга к океаническому спредингу между Австралией и Антарктидой и продвижение спредингового хребта к западу; (б) – столкновение спредингового хребта с плато Кергелен; (в) – продвижение хребта дальше на запад и отделение хр. Броукен от плато Кергелен.
1 – сильно измененная океаническая кора под воздействием плюма Кергелен; *2* – континентальная кора; *3* – магматические структуры; *4* – сопряженные шовные зоны Диамантина-Лабуан; *5–6* – ось: *5* – спрединга, *6* – палеоспрединга

(см. рис. 1, профиль II–II'), переходящим далее на восток в разломную зону Диамантина.

В позднемеловое–раннепалеогеновое время плато Кергелен и хребет Броукен составляли единую крупную магматическую провинцию, которая формировалась под действием мантийного плюма Кергелен. Толщина коры плато Кергелен и хр. Броукен оценивается в 20–25 км, что значительно превышает толщину нормальной океанической коры (~7 км). Данная крупная магматическая провинция возвышается на 2–4 км над окружающими океаническими котловинами [22].

Целью статьи является детальное изучение особенностей формирования и эволюции Индо–Австрало–Антарктического сектора Индийского океана с использованием метода физического моделирования.

РАННИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Реконструкция Антарктиды и Австралии на начало океанического раскрытия между континентами в верхнем меловом периоде (83.5 млн лет) показывает, что первоначально спрединг начался в центральной части будущей океанической котловины [30] (рис. 3).

В раннем эоцене (~43 млн лет назад) произошло столкновение Юго-Восточного Индийского хребта с меловой вулканической провинцией, следствием чего стало ее разделение на две асимметричные части: плато Кергелен и хребет Броукен, расположенный в настоящее время к северо-востоку от Юго-Восточного Индийского хребта [17, 19] (табл. 1; см. рис. 3, а).

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Экспериментальные исследования проводились в лаборатории физического моделирования геодинамических процессов Музея Землеведения МГУ (г. Москва, Россия) в соответствии с методиками, описанными в работах [1, 5, 22, 35]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Вещество отвечает критерию подобия по модулю сдвига,

$$F = \tau_s / \rho g h = \text{const}, \qquad (1)$$

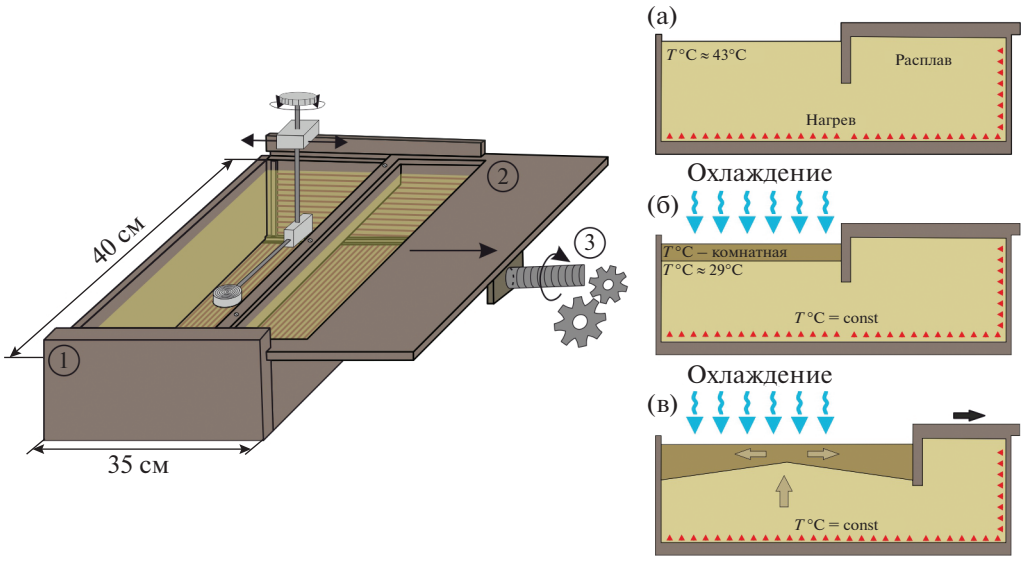


Рис. 4. Экспериментальная установка (слева), подготовка модели в разрезе (справа).
(а) – нагрев и расплав модельного вещества; (б) – поддержание температуры и создание модельной литосферы; (в) – запуск двигателя и начало растяжения.
Обозначено: 1 – ванна из текстолита; 2 – рамка с поршнем; 3 – электромеханический привод.

где τ_s – характерные надгидростатические напряжения; ρ, H – соответственно плотность и толщина литосферы; g – ускорение свободного падения [14]. Для его выполнения требуется, чтобы отношение надгидростатических напряжений в литосфере, вызывающих ее деформации, к гидростатическим напряжениям в плите, в природе и модели было одинаковым.

Экспериментальная установка представляет собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода (рис. 4).

Равномерное температурное поле модельного вещества создается благодаря нагревательному контуру, расположенному вдоль стенок и дна установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты (см. рис. 4).

Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального, или косого растяжения модельной плиты. Изменение длительности ее охлаждения при подготовке обеспечивает различное соотношение ее хрупкого и пластичного слоев [5].

Таблица 1. Основные этапы развития Юго-Восточного Индийского хребта.

№№	Этапы рифтогенеза	Характеристика
1	160 млн лет	Начало рифтогенеза на Австрало–Индо–Антарктической плите, (по [20, 36])
2	83.5–90 млн лет	Переход от континентального рифтинга к океаническому спредингу между Австралией и Антарктидой → начало формирования Австрало-Антарктического (Юго-Восточного Индийского) хребта, (по [31])
3	67.7–56 млн лет	Продвижение рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта на запад и раскол древней океанической литосферы, (по [31])
4	55.9–47.9 млн лет	Ультрамедленный спрединг Юго-Восточного Индийского хребта → → формирование шовных зон Диамантина и Лабуан, (по [31])
5	43.8–40.1 млн лет	Столкновение Юго-Восточного Индийского хребта с плато Кергелен и разделение его на плато Кергелен и хребет Броукен и формирование трога Обь и хребта Вильямс, (по [17, 19, 40])
6	33 млн лет–настоящее время	Увеличение скорости спрединга Юго-Восточного Индийского хребта и формирование океанической коры между хр. Броукен и плато Кергелен, (по [31])

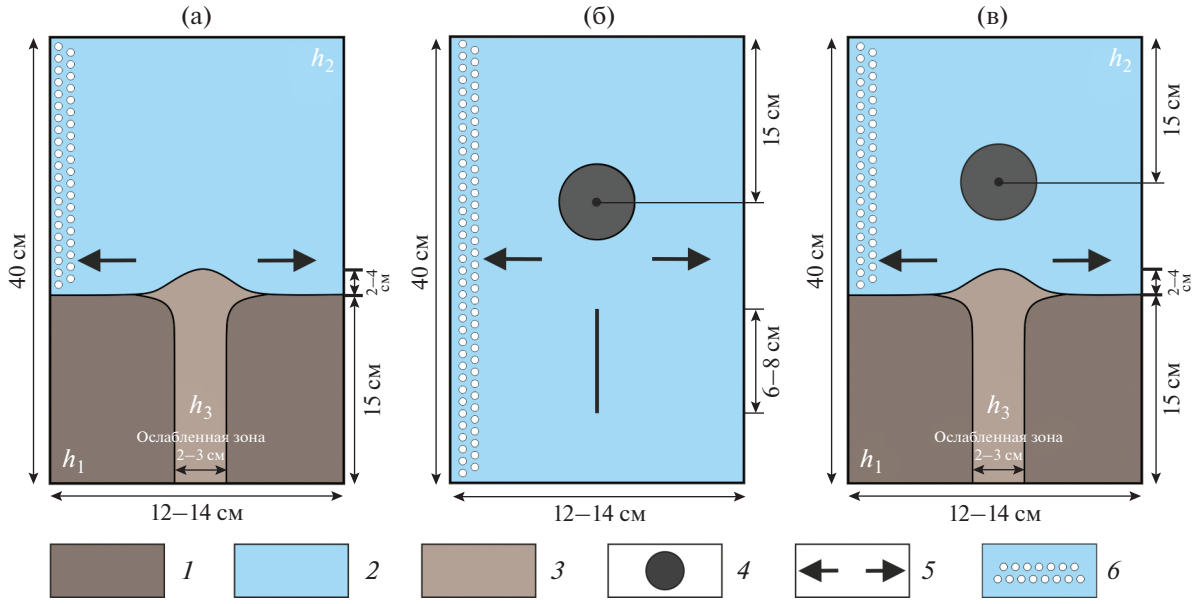


Рис. 5. Схемы и геометрические параметры серий №№ 1–3 экспериментов.
(а) – серия № 1 по формированию краевых плато Натуралист и Брюс и сопряженных шовных зон Диамантина-Лабуан; (б) – серия № 2 по расколу магматической провинции; (в) – серия № 3 (комбинированная), включающая стадии континентального рифтогенеза и океанического спрединга;
1–3 – литосфера: *1* – континентальная, *2* – древняя океаническая, *3* – растянутая, утоненная континентальная; *4* – зона влияния локального источника нагрева (ЛИН); *5* – направление растяжения; *6* – локальное охлаждение водой поверхности модели

При подготовке эксперимента вещество нагревается в установке до определенной температуры, при условии поддержания фиксированного температурного режима в лаборатории (см. рис. 4). Затем начинается процесс охлаждения расплавленного модельного вещества – образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны (см. рис. 4).

После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины (*H* в описании экспериментов), начинается ее горизонтальное растяжение. При необходимости создания ослабленной или более прочной зоны часть плиты вырезалась или дополнительно охлаждалась.

В данном исследовании в ряде опытов использовался локальный источник нагрева (ЛИН), который на этапе подготовки экспериментов помещался в модельную астеносферу в нужной локации и включался в необходимый момент в процессе проведения эксперимента. ЛИН представляет собой устройство, позволяющее имитировать деятельность горячей точки путем локального повышения температуры и увеличения степени плавления модельного вещества.

В моделировании были проведены три экспериментальные серии (рис. 5).

• Формирование краевого плато Натуралист и банки Брюс при продвижении рифтовой зоны с континентальной коры в пределы океанической при наличии криволинейной границы континент–океан вследствие выступа (краевого плато) континентальной коры (см. рис. 5, а). При этом происходит формирование шовных зон Диамантина и Лабуан в результате раскола древней океанической литосферы и аккреции более молодой океанической коры на Юго-Восточном Индийском хребте в результате спрединга с переменными скоростями.

• Столкновение Юго-Восточного Индийского спредингового хребта с крупной магматической провинцией плато Кергелен и отделение от него хребта Броукен (см. рис. 5, б).

• Комбинированная серия, объединяющая раскол континентальной литосферы, раскол океанической литосферы и спрединг на новом спрединговом хребте, раскол крупной магматической провинции плато Кергелен на два блока: Кергелен и Броукен (см. рис. 5, в).

СЕРИИ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Серия № 1 – формирование краевого плато Натуралист и банки Брюс

Процесс формирования происходит при продвижении рифтовой трещины с континентальной коры в океаническую при наличии криволинейной границы континент–океан.

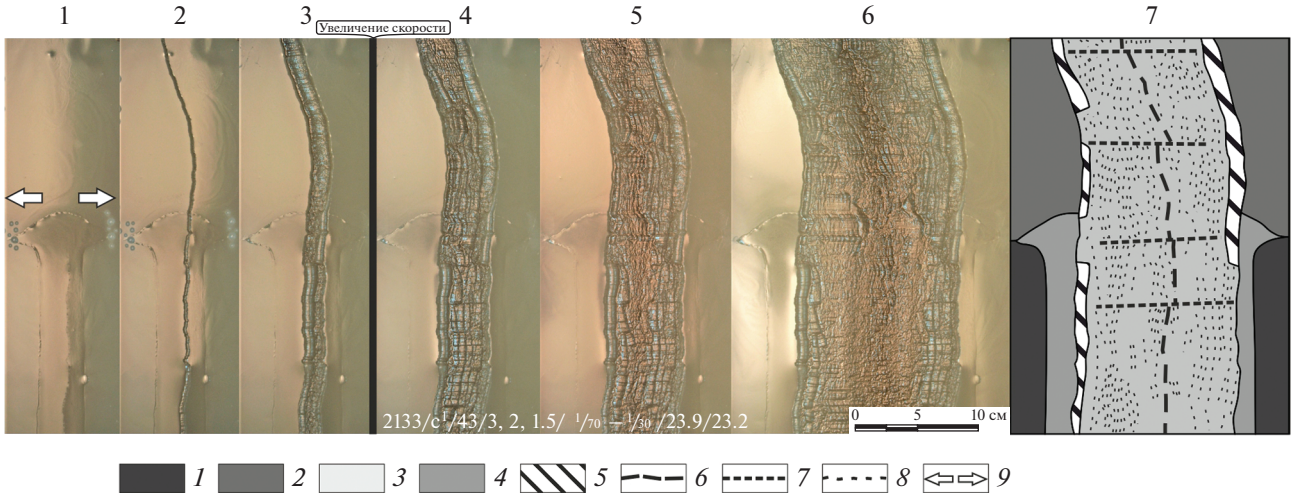


Рис. 6. Продвижение трещины с континента в древнюю океаническую литосферу.
Эксперимент № 2133: $h_1 = 2 \times 10^{-3}$ м; $h_2 = 3 \times 10^{-3}$ м; $h_3 = 1.5 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с; $V_2 = 5 \times 10^{-5}$ м/с.
Показано (арабские цифры): 1–6 – стадии эксперимента (вид сверху); 7 – структурная схема по результатам эксперимента.
1–3 – литосфера: *1* – континентальная; *2* –океаническая древняя, *3* – океаническая новообразованная; *4* – ослабленная зона растяжения в континентальной литосфере; *5* – зона эксгумации мантии; *6* – действующая ось спрединга; *7* – зоны поперечных смещений; *8* – границы между аккреционными валами; *9* – направление растяжения

В этой серии экспериментов первоначально задавалась неровная граница между мощной континентальной (толщиной h_1) и более тонкой древней океанической литосферой (толщиной h_2) (см. рис. 5, а). Предположительно, именно благодаря неровности границы сформировались такие структуры, как плато Натуралист и банка Брюс на сопряженных окраинах Австралии и Антарктиды.

Далее в пределах континентальной литосферы задавалась ослабленная зона, которая соответствовала утоненной континентальной литосфере на этапе рифтинга. Ослабленная зона толщиной h_3 служила местом локализации хрупких деформаций в осевой зоне рифта. В итоге соотношение мощностей различных участков модели было следующее – $h_1 > h_2 > h_3$. Затем включался электродвигатель и начиналось растяжение с небольшими скоростями, соответствующее очень медленному спредингу. После аккреции первого крупного вала скорость увеличивалась. В итоге, после увеличения скорости, происходили перескоки оси спрединга, которые так же создавали асимметрию первых валов, разбивая их на части. После перескоков и формирования единой оси начиналась стационарная аккреция с формированием мало амплитудного рельефа.

Эксперимент № 2133. Детализация данного процесса приведена на фотографиях стадий эксперимента № 2133 (рис. 6, стадии 1–7):

– на стадии 1 первоначальная трещина зародилась в пределах утоненной континентальной литосферы, после чего начала развиваться в сторону древней океанической литосферы;

– на стадии 2 трещина раскалывает модельную литосферу окончательно и вдоль нее начинает формироваться первый аккреционный вал;

– на стадии 3 была увеличена скорость растяжения с 2.15×10^{-5} м/с до 5×10^{-5} м/с;

– на стадии 4 (см. рис. 6, 4) видно, как после изменения скорости растяжения произошел ряд перескоков спрединговой оси и начал формироваться малоамплитудный рельеф модельной коры;

– на стадии 5 продолжилось наращивание молодой коры – начало изменения рельефа;

– на стадии 6 – итог длительной аккреции, максимально приближенный к природной картине;

– на стадии 7 в результате наращивания молодой коры образовались два краевых плато, сформировавшихся вследствие прохождения рифтовой трещины через искривленную границу континент–океан.

В процессе продвижения рифтовой трещины от континента в пределы древней океанической литосферы и последующий ультрамедленный спрединг привели к формированию сопряженных шовных зон Диамантина–Лабуан.

Серия № 2 – раскол крупной вулканической провинции с разделением плато Кергелен и хребта Броукен

В серии № 2 экспериментов моделировалось формирование крупной магматической провинции Кергелен и последующий ее раскол в результате

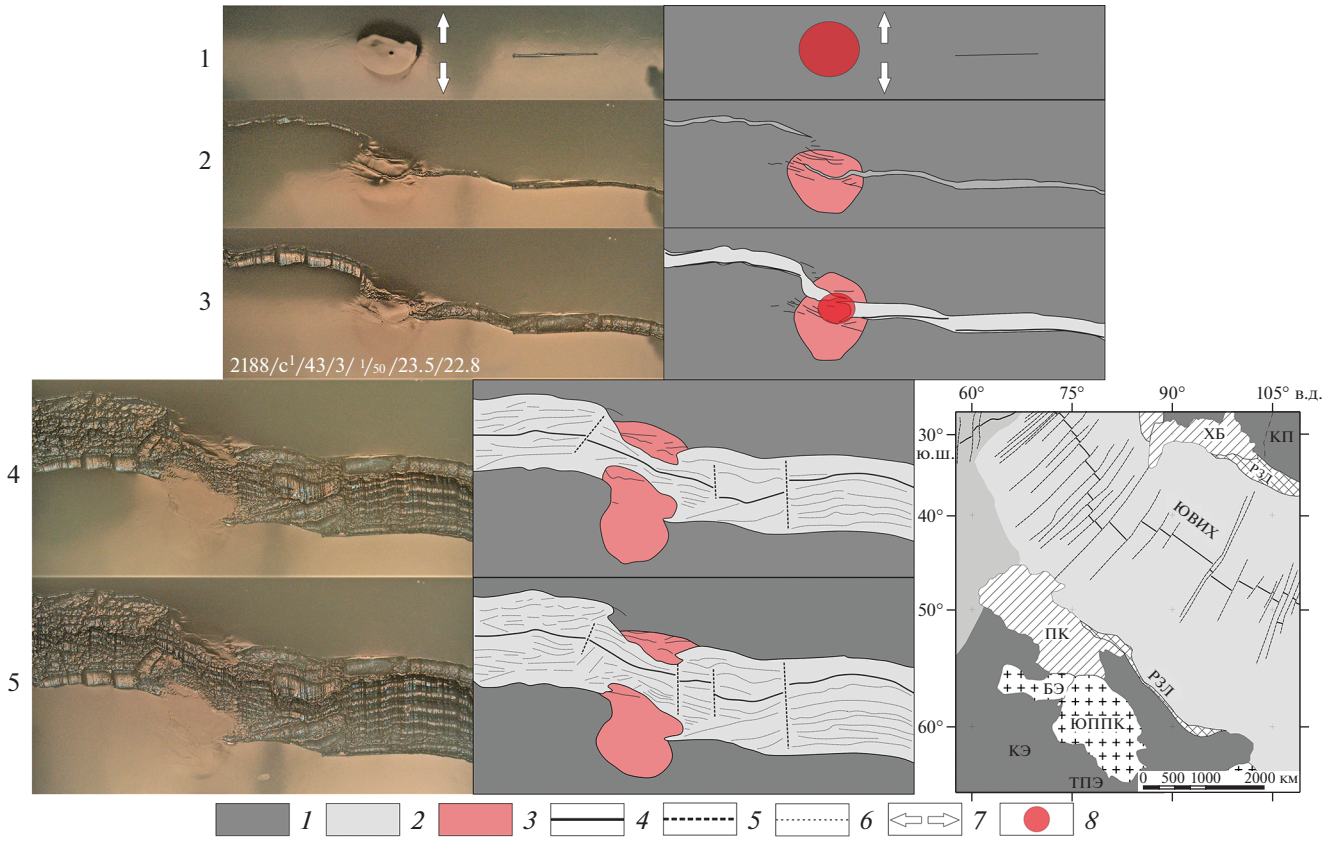


Рис. 7. Взаимодействие спрединговой хребта с крупной магматической провинцией и отделение магматического хребта.
Эксперимент № 2188: $h_1 = 2 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с).
Показано (арабские цифры): 1–5 – стадии эксперимента (слева) и соответствующие стадиям структурные схемы (справа); 6 – структурная схема региона исследований.
Геологические структуры: ПК – плато Кергелен; ЮППК – Южная провинция плато Кергелен; ХБ – хр. Броукен; КП – котловина Перт; РЗД – разломная зона Диамантина; РЗЛ – разломная зона Лабуан; БЭ – банка Элан, КЭ – котловина Эндерби; ТПЭ – трог принцессы Елизаветы.
1–2 – литосфера: *1* – океаническая древняя, *2* – океаническая новообразованная; *3* – магматическая провинция; *4* – действующая ось спрединга; *5* – зоны поперечных смещений; *6* – границы между аккреционными валами; *7* – направление растяжения; *8* – горячая точка

столкновения со спрединговым хребтом. Термическая аномалия, связанная с активностью горячей точки, создавалась локальным источником нагрева (ЛИН), который приводил к повышенному плавлению модельного (в природе – астеносферного) вещества и излиянию расплава на поверхность модели, т.е. формированию магматической провинции (см. рис. 5, б).

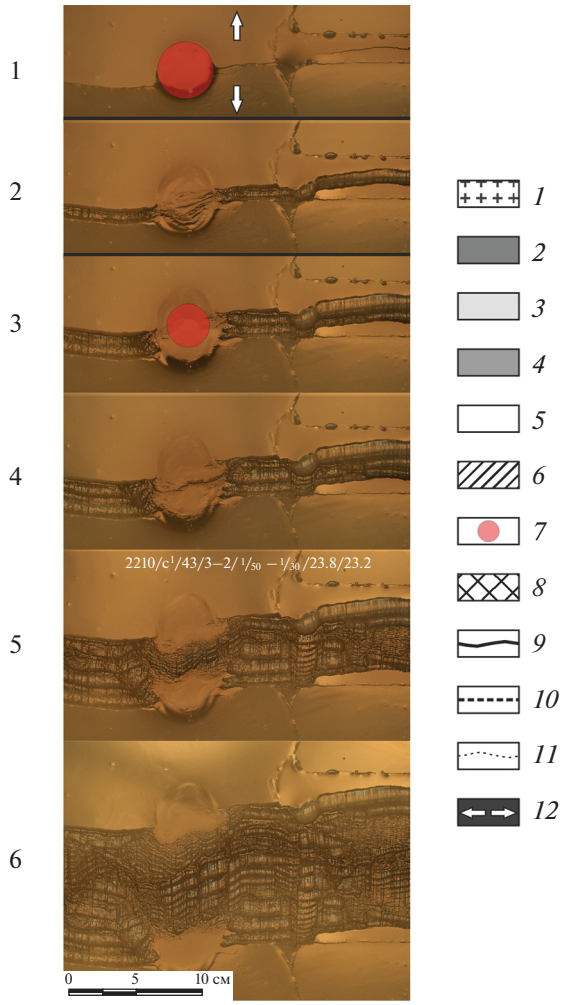
Интенсивность термической аномалии и, следовательно, размеры магматической провинции в экспериментах можно варьировать. В процессе растяжения и продвижения рифтовой трещины спрединговой хребта в пределы этой новообразованной провинции она разделялась на две части.

Эксперимент № 2188. При подготовке эксперимента в первоначальной модельной литосфере задавали разрез (центр зарождения трещины) (см. рис. 5, б). Далее включали ЛИН, имитирующий горячую точку и формирующий магматическую провинцию (после ее формирования ЛИН выключали) (рис. 7, стадия 1).

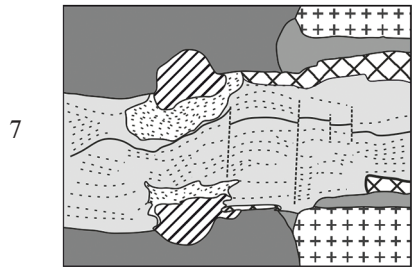
Затем в модели началось растяжение. Трещины начали продвигаться из разреза в обе стороны, к боковой стенке установки и к магматической провинции. Когда трещина достигла области магматической провинции, навстречу ей, с другой стороны, начала развиваться другая трещина. Затем первая трещина расколола магматическую провинцию и соединилась со второй (см. рис. 7, стадия 2).

После этого был повторно включен ЛИН с меньшей интенсивностью нагрева (см. рис. 7, стадия 3).

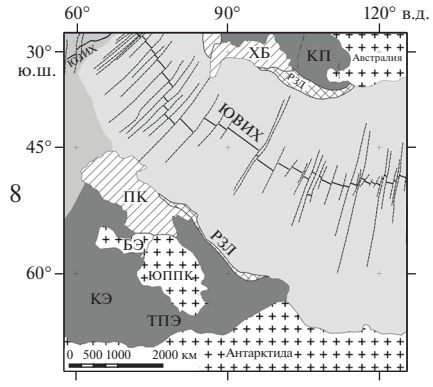
Повторное включение ЛИН имитирует периодичность активности плюма Кергелен. Нагрев изменил в модели геометрию рифтовой трещины



Структурные схемы
По результатам эксперимента



По геолого-геофизическим данным



и после выключения ЛИН от магматической провинции откололся узкий вытянутый фрагмент, который в природе соответствует хребту Броукен (см. рис. 7, стадия 4).

Далее в модели вдоль единой оси спрединга формировалась новая океаническая кора, разделяющая хр. Броукен и плато Кергелен. Амплитуда формирующегося рельефа и его размах при этом уменьшились аналогично изменению рельефа при увеличении скорости растяжения (см. рис. 7, стадии 4, 5).

Этот эксперимент демонстрирует сложность длительного взаимодействия срединно-океанического хребта с крупной магматической провинцией и эволюцию подобного процесса на примере Юго-Восточного Индийского хребта и плато Кергелен при периодической плюмовой активности.

Серия № 3 – комбинированная

Эксперимент № 2210. В этой серии задавалась как ослабленная зона и изогнутая граница континент–океан, так и горячая точка (см. рис. 5, в). Изучалось зарождение и развитие рифтовых трещин в процессе раскола континентальной и океанической литосферы, а также магматической провинции (рис. 8).

Ослабленная зона необходима для локализации зоны растяжения. Она соответствует зоне сильного утонения континентальной литосферы. Перед началом растяжения включался локальный источник нагрева, имитирующий горячую точку. Затем начиналось растяжение модели (см. рис. 8).

Рис. 8. Модель развития рифтовой трещины в процессе ее продвижения с континента в пределы древней океанической литосферы при действии горячей точки с дальнейшим расколом магматической провинции.
Эксперимент № 2210: $h_1 = 2 \times 10^{-3}$ м; $h_2 = 3 \times 10^{-3}$ м; $h_3 = 1.5 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с; $V_2 = 5 \times 10^{-5}$ м/с.
Геологические структуры: ПК – плато Кергелен; ЮППК – Южная провинция плато Кергелен; ХБ – хребет Броукен; КП – котловина Перт; РЗД – разломная зона Диамантина; РЗЛ – разломная зона Лабуан; БЭ – банка Элан; КЭ – котловина Эндерби; ТПЭ – трог принцессы Елизаветы.
Показано (арабские цифры): 1–6 – стадии эксперимента; 7–8 – структурные схемы: 7 – по результатам эксперимента, 8 – по геолого-геофизическим данным.
1–3 – литосфера: *1* – континентальная, *2* – океаническая древняя, *3* – океаническая новообразованная; *4* – ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; *5–8* – зона: *5* – интенсивного влияния горячей точки при аккреции, *6* – излияния горячей точки, *7* – действия горячей точки, *8* – эксгумации мантии; *9* – действующая ось спрединга; *10* – зоны поперечных смещений; *11* – границы между аккреционными валами; *12* – направление растяжения

На стадии 1 показано, как трещина зародилась в пределах ослабленной зоны, и, продвигаясь, преодолела модельную искривленную границу континент–океан, достигла магматической провинции и прошла через нее (см. рис. 8, стадия 1). Эти процессы возникли сразу после первоначального разрушения модельной литосферы и образования рифтовой трещины.

На стадии 2 образовалась единая ось растяжения, в том числе в пределах магматической провинции (см. рис. 8, стадия 2). Вдоль нее началось наращивание модельной литосферы. Так же была увеличена скорость растяжения, которая соответствовала этапу более быстрого спрединга.

Между стадиями 2 и 3 была повторно включена горячая точка, с меньшей интенсивностью нагрева, чем в начале эксперимента (см. рис. 8, стадии 2, 3).

На стадии 4 в области действия горячей точки сформировалась ось спрединга (см. рис. 8, стадия 4).

При сравнении стадии 4 со стадией 2 наблюдается, как горячая точка создает неоднородность в литосфере, притягивая к себе рифтовую зону и изменяя геометрию спрединговой оси. Показано, что аккреционные валы в пределах действия ЛИН меньше по сравнению с валами, образующимися в условиях стационарного спрединга вдали от горячей точки. Это связано с уменьшением толщины и прочности литосферы в окрестности функционирования горячей точки.

На стадии 5 в модели произошло полное отделение хребта Броукен от плато Кергелен (см. рис. 8, стадия 5). Переход от модельных поднятий Кергелен и Броукен к новообразованной океанической коре фиксируется грубым расчлененным рельефом, аналогом которого в природе являются хребет Вильямс (см. рис. 1, профили VII–VII', VIII–VIII') и трог Обь (рис. 1, профили I–I', II–II'), соответственно. Рельеф новообразованной коры на Юго-Восточного Индийского хребта характеризуется слабой изрезанностью (см. рис. 8, стадии 6, 8).

На стадии 6 показано, что ось спрединга постепенно стремится выпрямиться, а трансформные разломы изменяют свою длину вследствие разнонаправленных локальных перескоков спрединговой оси.

Результаты проведенного физического моделирования показывают хорошее соответствие со структурной схемой, построенной по геолого-геофизическим данным, и с этапами формирования исследуемых структур (см. рис. 6, см. рис. 7, см. рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурный план и распределение аномальных геофизических полей Австрало-Антарктического сектора Индийского океана отражает сложную картину строения дна и эволюции литосферы. В результате проведенного нами физического моделирования получена непротиворечивая модель формирования основных структур региона исследования. Разработанная физическая модель эволюции структур Юго-Восточного сектора Индийского океана отражает несколько стадий развития структур региона, которые запечатлены в современном морфоструктурном плане.

• 1-ая стадия включает длительное гипер-растяжение и раскол единого Австрало–Антарктического блока континентальной литосферы и продвижение рифтовой трещины на запад в направлении к океану. Данная модель развития рифтовой зоны подтверждается результатами современных исследований магнитных линейных аномалий [38] и проведенной нами серии экспериментов, в рамках которой трещина зарождалась на континенте и продвигалась в сторону океана.

• 2-ая стадия определяется влиянием горячей точки, приведшему к формированию крупной магматической провинции, в которую входят плато Кергелен и хребет Броукен. В экспериментальной модели в качестве горячей точки использовался локальный источник нагрева, позволяющий варьировать температуру и степень плавления астеносферного вещества.

• 3-я стадия определяется продвижением рифтовой зоны в сторону древней океанической литосферы, образованной при отделении Индии от Австрало–Антарктического континента. Как показало проведенное моделирование, в условиях границы континент–океан это могло привести к формированию сопряженных краевых структур плато Натуралист и банки Брюс.

• 4-ая стадия характеризуется рифтогенным разрушением древней океанической литосферы и формированием нового Юго-Восточного Индийского срединно-океанического хребта с ультрамедленными скоростями спрединга. Место заложения этого хребта фиксируется в резко расчлененном рельефе и сложной системе поднятий и впадин, характеризующих разломные зоны Диамантина и Лабуан, а время начала спрединга запечатлено в картине линейных магнитных аномалий.

• 5-ая стадия эволюции определяется пересечением спредингового хребта с крупной магматической провинцией, в результате чего она была разделена на две части, представленные структурами плато Кергелен и хребта Броукен. Граница раскола плато Кергелен фиксируются трогом Обь, ограничивающим с юга хребет Броукен и сопряженной ему системой морфоструктур Вильямс-Лабуан на северо-восточной окраине плато Кергелен.

• 6-ая стадия эволюции связана с аккрецией коры на Юго-Восточном Индийском хребте и удалении друг от друга фрагментов, единой магматической провинции.

Объединение результатов моделирования и условий формирования отдельных структур в рамках единой эволюционной картины позволило получить общую экспериментальную модель формирования основных структур региона исследования, соответствующую имеющимся геолого-геофизическим данным.

ВЫВОДЫ

На основании геолого-геофизических данных авторами разработана модель эволюции Индо-Австрало-Антарктического сектора Индийского океана, в которой формирование региона исследования разделено на основные структуры и проведено физическое моделирование процесса их образования.

1. Для выделенных структур были определены основные факторы, необходимые для их формирования:

– сопряженные структуры Диамантина–Лабуан сформировались в результате перерыва в процессе растяжения;

– сопряженные плато Натуралист и Брюс отражают первоначальную неровность границы континент–океан;

– взаимодействие развивающегося срединно-океанического хребта с магматической провинцией отделяет хребет Броукен от плато Кергелен.

2. Проведенное физическое моделирование процесса формирования структур основано на структурообразующих факторах. На выделенных стадиях показаны этапы эволюции исследуемого региона. Комплексное изучение раскрытия и эволюции Юго-Восточного сектора Индийского океана объединило проведенные эксперименты и показало хорошее соответствие предлагаемой модели эволюции региона.

Благодарности. Авторы благодарят рецензента д.г.-м.н. А.А. Пейеве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимного рецензента за конструктивные замечания и редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.* Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2022. № 5. С. 19–27.
2. *Артамонов А.В., Золотарев Б.П.* Вулканизм плато Кергелен (Индийский океан): состав, эволюция, источники // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 425–448.
3. *Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П.* Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 15–35.
4. *Булычев А.А., Гилод Д.А., Соколова Т.Б.* Анализ гравитационного и магнитного полей и данных сейсмотомографии Юго-Западного сектора Индийского океана // Геофизика. 2011. № 4. С. 44–56
5. *Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
6. *Дубинин Е.П., Лейченков Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., Агранов Г.Д.* Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. 2019. № 2. С. 76–91.
7. *Дубинин Е.П., Шайхуллина А.А., Булычев А.А., Лейченков Г.Л., Максимова А.А.* Строение тектоносферы краевых зон плато Кергелен по геолого-геофизическим данным // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 3. С. 12–24.
8. *Илларионов В.К., Бойко А.Н., Борисова А.Ю., Ильинский Д.А.* Природа плато Кергелен и его место в структурном плане южного сектора Индийского океана // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 3. С. 91–117.
9. *Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В.* Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
10. *Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д.* Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.
11. *Пущаровский Ю.М.* Сравнительная тектоника глубоководных впадин Атлантического, Тихого и Индийского океанов // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 90–93.
12. *Пущаровский Ю.М.* Тектонические типы глубоководных впадин Индийского океана // Геотектоника. 2007. № 5. С. 23–37.
13. *Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Кузьмин Д.В., Бычкова Я.В.* Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) – результат влияния мантийного плюма Кергелен // Геохимия. 2014. № 12. С. 1079–1098.
14. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.

15. *Шрейдер Ал. А., Шрейдер А.А., Кашинцев Г.Л.* Австрало-Антарктический сегмент Гондваны // Океанология. 2012. Т. 52. № 3. С. 449–461.

16. *Anahita A. Tikku, Steven C. Cande.* On the fit of Broken Ridge and Kerguelen plateau // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. No.180. P. 117–132.

17. *Bénard F., Callot J.–P., Vially R., Schmitz J., Roest W.R., Patriat M., Loubrieu B.* The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent // Marin. Petrol. Geol. 2010. Vol. 27. No. 3. P. 33–49.

18. *Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M.* World Gravity Map. – (Commission for the Geological Map of the World — BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris. France. 2012).

19. *Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R., Coffin M., Symonds P.A.* Geological Framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins // Geosci. Australia Rec. 2002. No. 5. PP. 177.

20. *Bradshaw B.E., Ryan D.J., Nicholson C.J., O'Leary R.P.D., Boreham C.J., Hardy B.B., Howe R.W., Kroh F., Mitchell C., Monteil E.* Geology and petroleum potential of the Bremer Sub-basin // Geosci. Australia. 2005. P. 118.

21. *Dubinin E.P., Grokholsky A.L.* Specific features of structure formation during the development of the lithosphere of the Gulf of Aden (physical modeling) // Geodynam. Tectonophys. 2020. Vol. 11. No. 3. P. 522–547.
https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0489

22. *Frey F.A., Weis D., Yang H.-J., Nicolaysen K., Leyrit H., Giret A.* Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: Evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume // Chem. Geol. 2000. No. 164. P. 61–80.

23. *Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T., Ivanov S.* Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica // Geophys. J. Int. 2007. No. 170. P. 151–169.

24. GEBCO_08 grid. ver. 20090202, http://www.gebco.net.

25. *Halpin J.A., Crawford A.J., Direen N.G., Coffin M.F., Forbes C.J., Borissova I.* Naturaliste Plateau, offshore Western Australia: A submarine window into Gondwana assembly and breakup Jacqueline // Geology. 2008. Vol. 36. No. 10. P. 807–810.

26. *Halpin J.A., Daczko N.R., Direen N.G., Mulder J.A., Murphy R.C., Ishihara T.* Provenance of rifted continental crust at the nexus of East Gondwana breakup // Lithos. 2020. Vol. 354–355.

27. *Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozena J. Childers V., Dostaler F., Fairhead J., Finn C., von Frese R., Gaina C., Golynsky A., Kucks R., Luehr H., Milligan P., Mogren S. Müller D., Olesen O., Pilkington M., Tontini C.* EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. Vol. 10. No. 8. P. 1–12.

28. *Meyer B., Saltus R., Chulliat A.* EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). – Vers. 3. – NOAA National Centers for Environmental Information. 2017.
https://doi.org/10.7289/V5H70CVX.

29. *Mayer L.A., Theyer F., Barron J.A., Dunn D.A., Handyside T., Hills S., Jarvis I., Nagrini C.A., Pisias N.G., Pujos A., Saito T., Stout P., Thomas E., Weinreich N., Wilkens R.H.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – U.S. Government Printing Office. 1985. Vol. 85. P. 1–1021.

30. *Munschy M., Dyment J., Boulanger M.O., Boulanger D., Tissot J.D., Schlich R., Rotstein Y., Coffin M.F.* Breakup and seafloor spreading between the Kerguelen plateau-Labuan basin and the Broken ridge – Diamantina zone.– Proceedings of the Ocean Drilling Program // Sci. Results. 1992. No. 120. P. 931–944.

31. *Müller R.D., Gaina C., Clark S.* Seafloor spreading around Australia. – In: *Billion-Year Earth History of Australia and Neighbours in Gondwanaland (2000)* – BYEHA – Ed.by J. Veevers, (School of Geosci. Building F05, Univ. of Sydney NSW. 2006). PP. 23.

32. *Picard K., Brooke B.P., Harris P.T., Siwabessy P.J.W., Coffin M.F., Tran M., Spinoccia M., Weales J., Macmillan-Lawler M., Sullivan J.* Malaysia Airlines flight MH370 search data reveal geomorphology and seafloor processes in the remote southeast Indian Ocean // Marin. Geol. 2018. No. 395. P. 301–319.

33. *Rotstein Y., Munschy M., Schlich R., Hill P.J.* Structure and early history of the Labuan Basin, southern Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1991. No. 96. P. 3887–3904.

34. *Sandwell D., Müller D., Smith W., Garcia E., Francis R.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. No. 346. P. 65–67.

35. *Shemenda A.I., Grocholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 9137–9153.

36. *Sinha S.T., Nemčok M., Choudhuri M., Sinha N., Rao D.P.* The role of break-up localization in microcontinent separation along a strike-slip margin: The East India–Elan Bank case study // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2016. Vol. 431. P. 1–53.

37. *Stagg H.M.J., Colwel J.B., Direen N.G., O'Brien P.E., Bernardel G., Borissova I., Brown B.J., Ishirara T.* Geology of the continental margin of Enderby and Mac. Robertson Lands, East Antarctica: Insights from a regional data set // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 170. P. 151–169.

38. *Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D.* Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // AGU Bull. 2013. Vol. 14. No. 20.

39. *Whittaker J.M., Williams S.E., Halpin J.A., Wild T.J., Stilwell J.D., Jourdan F., Daczko N.R.* Eastern Indian Ocean microcontinent formation driven by plate motion changes // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. No. 454. P. 203–212.

40. *Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D.* Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. Vol. 14. P. 1–14.

Structure Formation of the Southeast Indian Ridge at the Early Stages of Development: Physical Modeling

G. D. Agranov[a, c, *], E. P. Dubinin[b], A. L. Grokholsky[b], G. L. Leichenkov[d, e]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991 Moscow, Russia*

[b] *Lomonosov Moscow State University, Museum of Geography, 119991 Moscow, Russia*

[c] *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia*

[d] *I.S. Gramberg All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia), 190121 St. Petersburg, Russia*

[e] *St. Petersburg State University – Institute of Earth Sciences, 199034 St. Petersburg, Russia*

**e-mail: Agranovgr@gmail.com*

The authors of the article studied the features of the structure formation of the earth's crust in the early period of the formation of the Southeast Indian Ridge, associated with the separation of Australia from Antarctica and the advancement of the rift zone to the west within the ancient oceanic lithosphere towards the large magmatic province of Kerguelen, formed by the activity of the plume of the same name. The separation of Australia and Antarctica covered a long period of continental rifting (~160–80 Ma), which then turned into ultra-slow spreading (~80–45 Ma), then into slow spreading (~45–40 Ma) and then into stationary spreading at average rates (after 40 Ma). The advance of the rift zone towards the ancient oceanic lithosphere gave way to the accretion of young oceanic crust on the emerging Southeast Indian spreading ridge. The early stages of development of the young spreading ridge are captured in the modern structural plan of the study region. The advance of the rift zone from the continent into the boundaries of the ancient oceanic lithosphere led to the formation of the Naturalist Plateau and the Bruce Bank near the Antarctic margin. The split of the ancient oceanic lithosphere and the formation of a young crust on the Southeast Indian Ridge led to the formation of conjugated Diamantina and Labuan suture zones, fixing the position of the initial rift split. The transition from ultraslow spreading at the initial stage of oceanic crust formation to stationary spreading with medium velocities is clearly recorded in the change in the irregularity of the accretionary relief. The Southeast Indian Spreading Range westward collided with a large igneous province during the formation of the Kerguelen Plateau and separated the Broken Range from the plateau. The authors carried out physical modeling of the conditions for the occurrence of rifting and spreading processes, as well as structure formation in the region of the Southeast Indian Ridge.

Keywords: geology, tectonics, igneous province, hotspot, Southeast Indian Ridge, Kerguelen Plateau, Broken Ridge, Indian Ocean evolution, physical modeling