

УДК 551.242.23

## ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В РАННИЙ ПЕРИОД РАЗДЕЛЕНИЯ АВСТРАЛИИ И АНТАРКТИДЫ НА ОСНОВЕ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2019 г. Е. П. Дубинин<sup>1\*</sup>, Г. Л. Лейченков<sup>2,3</sup>, А. Л. Грохольский<sup>1</sup>,  
В. М. Сергеева<sup>2,3</sup>, Г. Д. Агранов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: edubinin08@rambler.ru

Поступила в редакцию 31.07.2017 г.

Принята в печать 28.05.2018 г.

Рассматриваются особенности структурообразования земной коры Австрало-Антарктической котловины в ранний период разделения Австралии и Антарктиды, охватывающий длительный рифтогенез (~160–80 млн лет), ультрамедленный спрединг (~80–45 млн лет) с формированием протоокеанической, преимущественно ультраосновной коры, медленный спрединг (~45–40 млн лет) и стационарный спрединг со средними скоростями (после 40 млн лет). Различные этапы океанического раскрытия отчетливо проявляются в изменении морфологии фундамента (кровли второго океанического слоя) на сейсмических профилях. Физическое моделирование позволило выявить особенности морфологии поверхности океанической (магматической) коры, развивавшейся в условиях перехода от ультрамедленного, к медленному и среднему спредингу. В результате выполненных экспериментов установлено: 1) наличие более прочного блока в дораскольной модельной литосфере на пути продвигающейся рифтовой трещины может существенно влиять на геометрию оси спрединга в его окрестности, приводить к развитию поперечных структур и сильно изрезанного рельефа; 2) в условиях ультрамедленной океанической аккреции происходят многочисленные перескоки осей спрединга; 3) временное прекращение спрединга приводит к развитию линейных высокоамплитудных поднятий, которые в природных условиях представляют собой амагматические хребты.

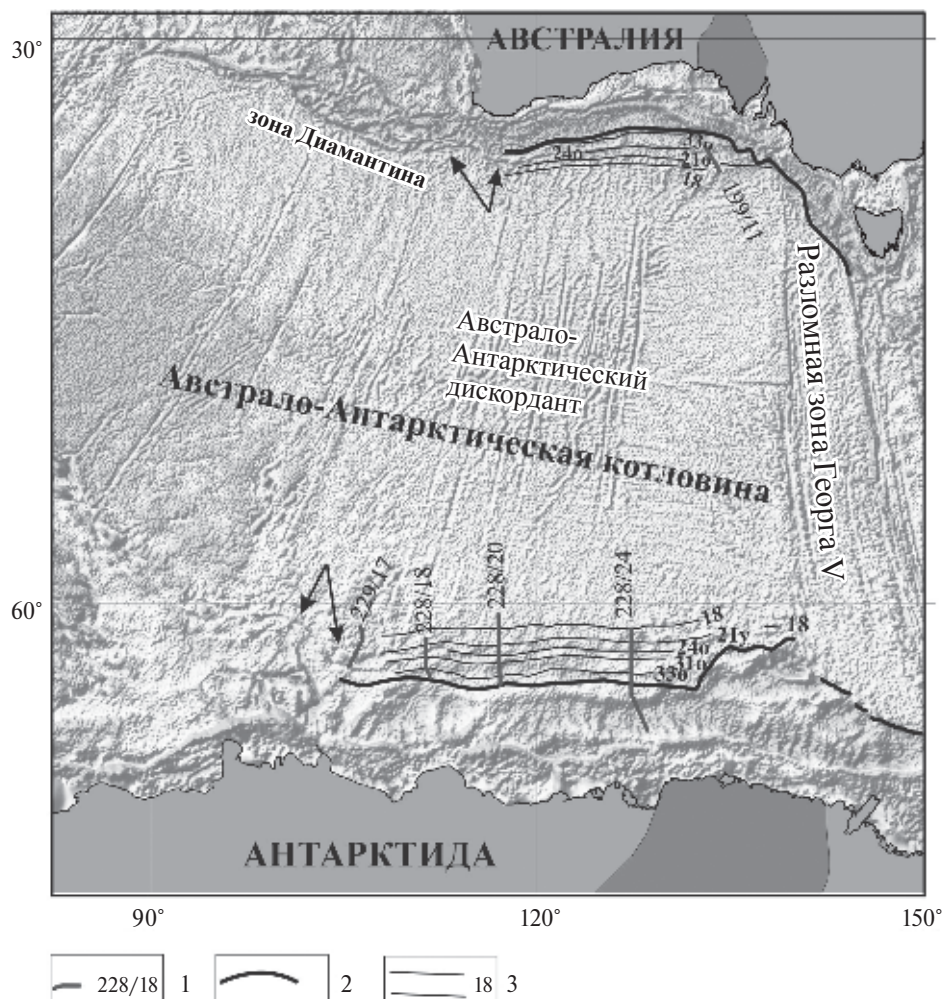
*Ключевые слова:* Антарктида, море Моусона, пассивная окраина, океан, ультрамедленный спрединг, структура земной коры, физическое моделирование

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019276-91>

### ВВЕДЕНИЕ

Разделение Австралии и Антарктиды началось с рифтогенного растяжения континентальной литосферы около 160 млн лет назад на западе тогда еще единого материка и 150 млн лет назад – на востоке [Sayers et al., 2001; Stagg et al., 2005; Bradshaw et al., 2005]. Растяжение продолжалось длительное (75–80 млн лет) время, в результате чего возникли чрезвычайно широкие (от 300 до 500 км) сопряженные окраины (рис. 1; рис. 2). На поздней стадии рифтогенеза произошел разрыв земной коры с выходом вещества верхней мантии на поверхность (мантийное вскрытие) [Stagg et al., 2005; Лейченков и др., 2014]. Зона мантийного вскрытия

(в современном разрезе мантийное вещество, серпентинизированное в результате взаимодействия с морской водой, непосредственно подстилает осадочный чехол рифтогенного бассейна) отчетливо проявлена в поле силы тяжести и аномальном магнитном поле положительными длинноволновыми аномалиями амплитудой около 10–15 мГал (рис. 1) и 100–150 нТл, соответственно. Магнитная аномалия связана с серпентинизацией мантийного вещества, сопровождавшейся образованием магнитных минералов, а гравитационная аномалия связана с его повышенной плотностью, по отношению к вмещающим блокам коры [Лейченков и др., 2014].



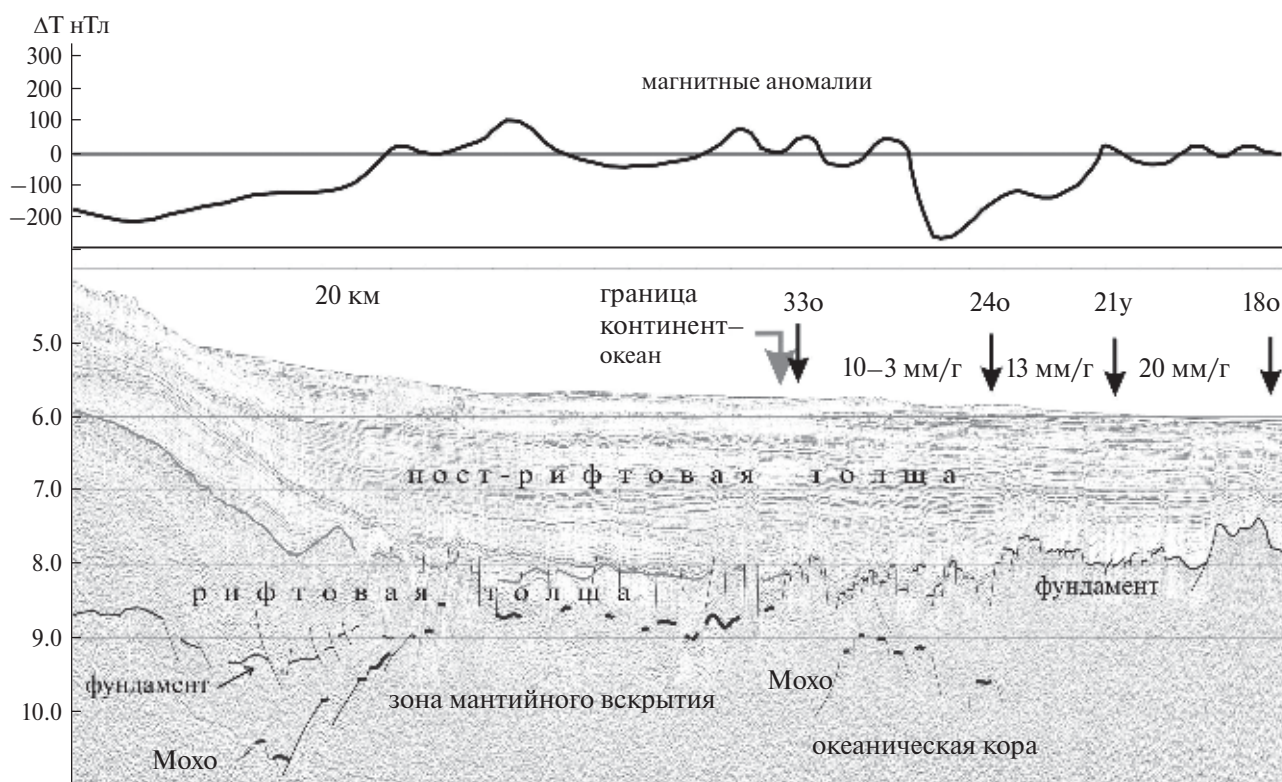
**Рис. 1.** Австрало-Антарктическая котловина с некоторыми структурно-тектоническими элементами на карте аномального гравитационного поля в редукции в свободном воздухе по [Smith, Sandwell, 1997]: 1 – положение профилей, показанных на рис. 4; 2 – граница между окраинным рифтом и океанической котловиной (граница континент–океан [Лейченко и др., 2014]; 3 – линейные (спрединговые) магнитные аномалии (по [Tikku, Cande, 1999]). Стрелками показаны линейные поднятия кристаллического фундамента, интерпретируемые в качестве амагматических хребтов. Темно-серым цветом на континентах показаны архейско-раннепротерозойские кратоны (по [Vogel, 2010; Grikurov, Leuschenkov, 2012]), которые до раскола Австралии и Антарктиды составляли единый кратон Моусона. Длиннопериодная аномалия поля силы тяжести, хорошо проявленная на окраине Антарктиды к югу от границы континент–океан, маркирует зону мантийного вскрытия.

Океаническая кора древних участков Австрало-Антарктической котловины характеризуется последовательностью отчетливых линейных (спрединговых) магнитных аномалий [Golynsky et al., 2013]. Линейность местами нарушается, что, вероятно, связано с недостаточно плотной системой наблюдений и/или сложным, нестабильным раскрытием океана на раннем этапе [Tikku, Cande, 1999; Golynsky et al., 2013].

Согласно данным моделирования магнитных аномалий, океаническое раскрытие между Австралийской и Антарктической плитами, с образованием Австрало-Антарктической котловины, происходило последовательно с запада

на восток в сторону Тихого океана примерно от 80–83 млн лет (между 103° и 130° в. д.) до 69–65 млн лет (между 130° и 140° в. д.), рис. 1. Задержка в продвижении (пропагации) континентального рифтогенеза, а затем и раскола литосферы, вероятно, была связана с изменением реологического состояния литосферы на границе протерозойского подвижного пояса и архейско-раннепротерозойского кратона (известного в литературе как кратон Моусона, рис. 3), [Vogel, 2010]. Спрединг океанического дна на раннем этапе происходил в ультрамедленном, медленном и среднем режиме и составлял, соответственно, 10–13 мм/год между аномалиями





**Рис. 2.** Интерпретированный сейсмический разрез (профиль GA228-24) через континентальную окраину Антарктиды и южную часть Австрало-Антарктической котловины, показывающий основные структурно-тектонические зоны (положение разреза показано на рис. 1). Сверху приведен профиль с аномалиями магнитного поля. На разрезе показаны номера магнитных аномалий и скорость полуспрединга (по [Tikku, Cande, 1999]). Исходный сейсмический разрез получен из Библиотеки сейсмических данных по Антарктике (SDLS).

33о и 21у; 20 мм/год между аномалиями 21у и 18о; 40 мм/год после аномалии 18о [Tikku, Cande, 1999; Лейченков и др., 2014]. Новые исследования, выполненные в юго-западной части Австрало-Антарктической котловины, показывают, что средняя скорость спрединга между аномалиями 33 и 21 существенно уменьшается и составляет от 6 до менее 1.0 мм/год (рис. 1). Такие низкие значения, вероятно, отражают нестабильность океанического раскрытия с остановками и возобновлением процесса аккреции коры [Лейченков и др., 2015].

Реконструкции Австралийской и Антарктической плит на момент раскола литосферы около 80 млн лет, предложенные различными специалистами, не позволяют добиться идеального совпадения границ (рис. 3) [Williams et al., 2011; Powell et al., 1988; и др.]. Наибольшие расхождения с зазором возникают в центральной части зарождавшейся Австрало-Антарктической котловины (рис. 3). Это может быть связано с неправильным определением положения границы континент–океан или наиболее древних магнитных аномалий. На ранней стадии океанического

раскрытия могли происходить перескоки оси хребта, трудно выявляемые в условиях ультра-медленного режима спрединга. Возможность неустойчивого характера спрединга ранее указывалась в ряде работ [Tikku, Cande, 1999; Stagg et al., 2005; Лейченков и др., 2015].

Сейсмические данные, полученные в российских и австралийских антарктических экспедициях [Stagg et al., 2005; Лейченков и др. 2015] в пределах Австрало-Антарктической котловины и сопряженных переходных зонах, демонстрируют общий подъем и отчетливое изменение морфологии фундамента по мере его омоложения (рис. 2, рис. 4). Между аномалиями 33 и 21 фундамент обычно характеризуется относительно длиннопериодным рельефом, а после аномалии 21 – короткопериодным и малоамплитудным (особенно отчетливо такая закономерность отмечается в западной части района исследований). Это изменение совпадает с заметным (почти в два раза) увеличением скорости спрединга (рис. 1, рис. 4). Сейсмические исследования показывают, что ранняя океаническая кора Австрало-Антарктической котловины между



**Рис. 3.** Реконструкция Австралии и Антарктиды 80–83 млн лет назад перед началом океанического спрединга (по [Williams et al., 2011, с дополнениями]); положение архейских кратонов (по [Boger, 2010; Grikurov, Leychenkov 2012]): 1 – континенты (*a* – архейско-раннепротерозойские кратоны, *b* – среднепротерозойско-раннепалеозойские подвижные пояса); 2 – континентальные окраины; 3 – океаны.

33 и 21 аномалиями, развивавшаяся в условиях ультрамедленного спрединга (определяемая нами как протоокеаническая кора) характеризуется развитием сбросов, которые формируют полуграбены растяжения в кровле фундамента (второго океанического слоя) и проникают до границы Мохо, а также значительными вариациями мощности (от 7 до 2 км, рис. 2). Это, вероятно, связано с развитием тектонических срывов (детачментов) и выходом пород нижней коры и серпентинизированной мантии на поверхность («*core complexes*» в зарубежной литературе).

Наиболее контрастные поднятия амплитудой до 2.5 км и более прослеживаются к западу от 110° в.д., где им отвечает цепочка изолированных овальных аномалий поля силы тяжести амплитудой 30–40 мГал (рис. 1). Эта цепочка прослеживается вдоль южного края Австрало-Антарктической котловины до северо-восточной границы котловины Лабуан, расположенной между южным блоком плато Кергелен и Австрало-Антарктической котловиной (рис. 1). На противоположной окраине Австрало-Антарктической котловины, сопряженной с бассейном моря Моусона, развита очень похожая по морфологии и протяженности структура, известная как разломная зона Диамантина [Vorissova et al., 2002]. Выявленные поднятия представляют собой высоко поднятые амагматические сегменты палеохребтов, сложенные габбро и/или в различной

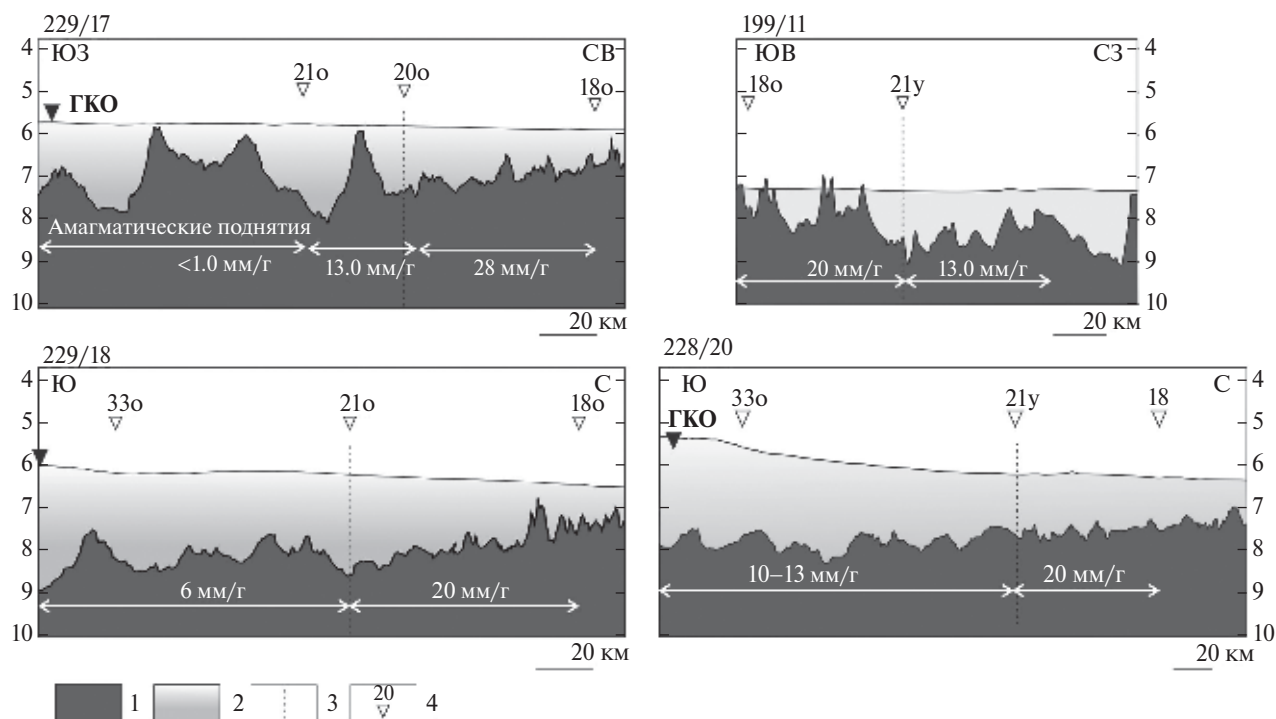
степени серпентинизированными перидотитами [Leitchenkov et al., 2007]. Такие породы драгированы в восточной части разломной зоны Диамантина, расположенной в северной части Австрало-Антарктической котловины [Vorissova et al., 2002]. В районе этих поднятий предполагаются крайне низкие (менее 1.0 мм/год) средние скорости ультрамедленного спрединга.

Таким образом, геолого-геофизические исследования позволили выявить зональные особенности строения земной коры с ее характерными деформациями на сопряженных континентальных окраинах Австралии и Антарктиды и древних сегментах Австрало-Антарктической котловины [Sayers et al., 2001; Direen et al., 2011; Лейченко и др., 2015; Gillard et al., 2015].

Выделяются следующие зоны с преобладанием тех или иных тектонических, метаморфических или магматических процессов (рис. 1, рис. 2):

1) широкая зона растяжения континентальной коры с мантийными породами под осадочным чехлом на ее периферии;

2) зона протоокеанической коры (между аномалиями 33 и 21), развивавшейся в условиях ультрамедленного спрединга и характеризующаяся контрастным рельефом, многочисленным сбросовыми нарушениями, которые могли служить каналами для магмоснабжения и экструдирования подушечных базальтов на дно (в этой зоне



**Рис. 4.** Сейсмические разрезы, демонстрирующие изменения морфологии поверхности кристаллического фундамента, сформированного на ранних стадиях раскрытия Австрало-Антарктической котловины (положение разрезов показано на рис. 1) [Stagg et al., 2005; Sayers et al., 2003]: 1 – кристаллический фундамент; 2 – осадочный чехол; 3 – граница заметных изменений скорости спрединга и морфологии фундамента; 4 – номера линейных магнитных аномалий (по [Tikku, Cande, 1999]) для профилей 119–11, 228/20 и по новым данным для профилей 229/17, 228/20; ГКО – граница континент–океан (по [Лейченко и др., 2014]). Вертикальные шкалы – в секундах двойного времени пробега сейсмических волн.

фундамент может слагаться породами нижней коры и серпентинитами верхней мантии); в западной части зоны протоокеанической коры с крайне низкими скоростями спрединга развиты линейные поднятия (амагматические хребты);

3) зона медленного спрединга между аномалиями 21 и 18 с менее контрастным рельефом;

4) зона стационарного спрединга после аномалии 18 со стабильной аккрецией океанической коры, сложенная нормальной последовательностью магматических комплексов (базальты–долериты–габбро).

Целью настоящего исследования являлось изучение особенностей структурообразования на раннем этапе разделения Австралии и Антарктиды с использованием физического моделирования и сравнение полученных результатов с данными геофизических исследований.

Моделирование имитировало различные геодинамические режимы: 1) континентальный рифтогенез; 2) ультрамедленный спрединг, ответственный за формирование протокоры, и переход к медленным и средним значениями

скоростей спрединга с характерным изменением рельефа фундамента и геометрии оси; 3) остановку спрединга и образование высокоамплитудных линейных поднятий; 4) геометрическую нестабильность и перескоки осей спрединга; 5) продвижение рифта в гетерогенной литосфере с различной прочностью.

В природе континентальный рифтогенез осуществляется через сочетание «активного» и «пассивного» механизмов рифтинга. Оба механизма действуют одновременно, но характеризуются различным пространственным и временным масштабом. Обширные прогретые районы с утоненной литосферой формируются по «активному» механизму с характерным подъемом под рифтовой зоной аномально разогретой астеносферы с вероятным участием мантийной конвекции. Характерные масштабы их ~ 1000 км и 100 млн лет (характерное время перестроек конвекции в мантии). Однако формирование отдельных рифтов в пределах этих прогретых регионов идет по механизму «пассивного» рифтинга, обусловленного региональным растяжением литосферы. Характерная ширина этих структур



порядка 100 км, а время жизни несколько десятков миллионов лет. Особенности структурообразования в процессе формирования и развития рифтовых зон, представленные в данной статье, исследуются в рамках модели «пассивного» рифтинга, который имитируется в проводимом нами физическом моделировании [Malkin, Shemenda, 1991; Shemenda, Grokholsky, 1994].

### МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Моделирование процессов формирования Австрало-Антарктической котловины было выполнено в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [Шеменда, 1983; Grokholskii, Dubinin, 2006]. Установка представляет собой прямоугольную текстолитовую ванну размером  $40 \times 30 \times 8$  см, в верхней части которой имеются пазы, по которым движется рамка с поршнем. Движение поршня задает растяжение, сдвиг или сжатие, реализуемое в модельном веществе, заполняющем весь объем установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты. Модельное вещество представляет собой смесь твердых (парафиновый ряд) и жидких (минеральные масла) углеводородов, чьи физические характеристики удовлетворяют критерию подобия, лежащему в основе метода [Шеменда, 1983; Grokholskii, Dubinin, 2006; Грохольский, Дубинин, 2010]. Равномерное температурное поле модельного вещества обеспечивают обогреватели, расположенные внутри установки. При подготовке эксперимента вещество нагревается в установке до определенной температуры ( $\approx 43$  °C), при условии поддержания фиксированного температурного режима в лаборатории ( $22.5\text{--}25.5$  °C). Затем начинается процесс охлаждения равномерно расплавленного модельного вещества, в результате чего на его поверхности образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны. После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины ( $H$ ), начинается ее горизонтальное растяжение. При необходимости заложения ослабленной рифтовой зоны с утоненной литосферой или более прочной зоны – часть модельной плиты в нужном месте вырезалась и убиралась. При дальнейшем охлаждении литосфера в этой области модели имела меньшую толщину за счет

меньшего времени охлаждения соответственно [Grokholskii, Dubinin, 2006].

Изменение длительности охлаждения при подготовке модельной плиты обеспечивает различное соотношение толщин ее хрупкого и пластичного слоев [Grokholskii, Dubinin, 2006].

Принцип физического подобия экспериментальных и природных тектонических процессов лежит в основе выбора модельного вещества и условий проведения эксперимента. В проведенных экспериментах подобие модели и оригинала определялось критерием

$$\tau_s / \rho g H = \text{const},$$

где:  $\tau_s$  – предел текучести на сдвиг,  $\rho$  – плотность слоя,  $H$  – толщина слоя,  $g$  – ускорение свободного падения [Шеменда, 1983]. При соблюдении этого условия подобия и учитывая реальные возможности лабораторных экспериментов, требуется применение для моделирования литосферы очень малопрочных материалов, так как уменьшение масштаба процесса в модели приводит к уменьшению прочности используемых материалов [Шеменда, 1983].

Используемая методика позволяет создавать двухслойную модель литосферы, состоящую из верхнего хрупкого и нижнего пластичного слоев, которые в вещественном составе являются идентичными друг другу. Модельная литосфера в структурном отношении является однородным слоем. Метод позволяет варьировать значениями толщины верхнего хрупкого слоя модели и создавать участки, имитирующие утоненную литосферу. Модель не претендует на выполнение условий подобия по термическому режиму. Она воспроизводит в общих чертах реологическое поведение литосферы в осевой зоне рифта, определяющее картину образования разломов и трещин, приводящих к формированию структур в осевой зоне рифта шириной десятки километров.

### ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Нами были выполнены следующие серии экспериментов, реконструирующие геотектонические процессы, связанные с раскрытием океана между Австралией и Антарктидой:

1. Моделирование структурообразования в переходных зонах от континентальной литосферы к океанической при различных значениях скоростей растяжения.

2. Моделирование рифтинга и спрединга при наличии в области растяжения структурного барьера с более прочной и холодной модельной литосферой имитирующей кратон Моусон.

3. Моделирование структурообразования в процессе дискретно-непрерывного растяжения, характеризующегося периодами растяжения и периодами прекращения растяжения.

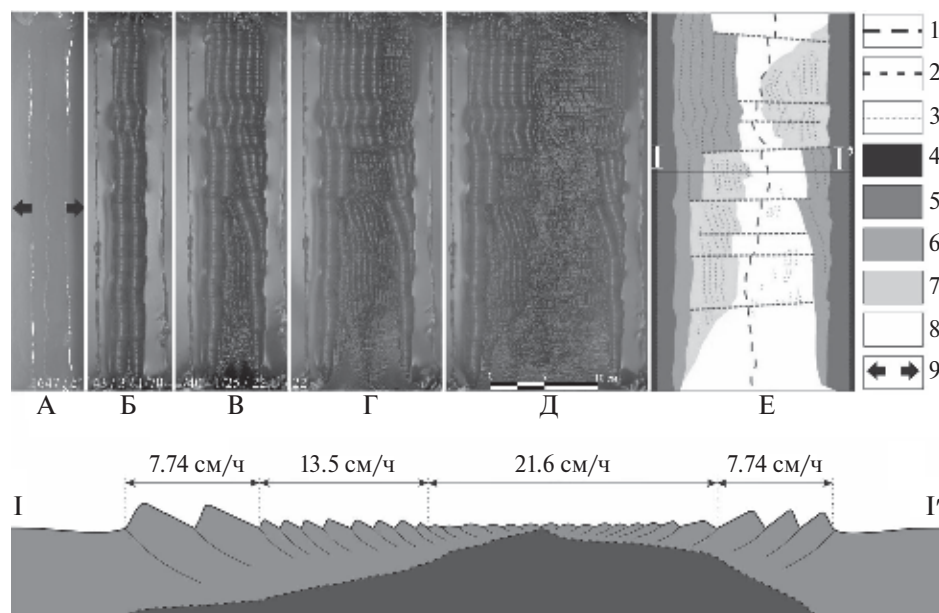
Во всех экспериментах создавался поверхностный мощный слой деформируемого при растяжении модельного вещества, который имитировал архейско-протерозойскую кору Австрало-Антарктического континента. В пределах этого слоя для имитации рифтовой трещины или изначально растянутой и утоненной зоны литосферы в экспериментах задавался вертикальный разрез или ослабленная зона конечной ширины в виде утоненной модельной литосферы в области рифта. В модели ослабленная зона соотносилась с дораскольной континентальной литосферой, утоненной в процессе стадии рифтогенеза. После задания начальной геометрии начиналось растяжение вещества с очень медленной скоростью, соответствующее этапу ультрамедленного спрединга и эксгумации мантии, выражающегося в формировании крупных аккреционных

валов, разделенных понижениями – участками отмерших осей спрединга [Malkin, Shemenda, 1991; Shemenda, Grocholsky, 1994]. Эта стадия соответствует фазе образования протоокеанической коры с серпентинизированной мантией. После образования в модели 2–4 аккреционных валов скорость растяжения увеличивалась, что имитировало этап медленного спрединга.

На заключительном этапе еще раз была увеличена скорость растяжения (средний спрединг в модели), соответствующая установившейся современной нормальной аккреции океанической коры после аномалии 18.

В первой серии опытов моделировалось структурообразование при поэтапном увеличении скорости растяжения (спрединга). Во всех проведенных экспериментах толщина литосферы на различных участках модели составляла  $H_{л} = (3-5) \times 10^{-3}$  м, а скорости растяжения варьировали в диапазоне  $V_{ср} = (1.87-6.0) \times 10^{-5}$  м/с.

**Эксперимент 1647** (рис. 5). Скорость первоначального растяжения задавалась равной 9 см/ч ( $2.5 \times 10^{-5}$  м/с.). В центральной и нижней областях в пределах ослабленной зоны произошло разрушение сплошности моделируемой коры, в виде индивидуальных трещин, формирующих



**Рис. 5.** Образование структур при растяжении модельной литосферы с возрастающими скоростями (эксперимент № 1647). Вверху: стадии эволюции А–Д – фото (вид сверху); Е – структурная схема стадии Д. Условные обозначения: 1 – действующая ось спрединга; 2 – зоны поперечных смещений; 3 – границы между аккреционными валами; 4 – континентальная литосфера; 5 – зона растяжения (утонения) континентальной литосферы; 6 – зона эксгумации мантии при ультрамедленной аккреции (протогора); 7 – зона медленного спрединга; 8 – зона стационарного наращивания океанической коры (средний спрединг); 9 – направление растяжения.

Внизу: схематичный рельеф и разрез модельной литосферы по линии I – I'. Светлым цветом показан твердый слой модели, имитирующий литосферу, верхний (хрупкий) слой которой нарушен предполагаемыми сбросами; темным – жидкий расплав, имитирующий астеносферу.

первоначальную сегментацию спрединговой оси (рис. 5А). Постепенно трещины первоначальной сегментации удлинялись, соединялись друг с другом и затем образовали единую спрединговую ось. В дальнейшем в ходе наращивания модельной литосферы началось образование валообразных структур шириной 1 см и высотой 0.3–0.5 см (рис. 5Б). На разрезе по линии I–I' (см. рис. 5) они представлены наиболее крупным рельефом в его краевых частях. В период формирования первых трех валов произошло два разнонаправленных перескока оси спрединга, изменивших ее линейность (рис. 5Б, 5В). Раскрытие на этой стадии происходило асимметрично.

Затем скорость растяжения была увеличена (рис. 5Б). Но изменение амплитуды рельефа на отдельных сегментах стало заметным не сразу. На рис. 5В в нижней половине фото наблюдается уменьшение амплитуды осевого рельефа. В верхней половине его уменьшение начинает просматриваться на рис. 5Г. При данной скорости растяжения также происходили различные перескоки оси спрединга, как правило, на ширину одного вала, которые приводили к формированию нетрансформных смещений в основном в центре модели. Уменьшение рельефа на этой стадии эксперимента показано на разрезе по линии I–I' (см. рис 5).

После этого скорость растяжения была опять увеличена до 18 см/ч ( $5 \times 10^{-5}$  м/с) (рис. 5Г). Как и в предыдущем случае увеличение скорости стало проявляться в рельефе несколько позже (рис. 5Д, 5Е). Ширина и амплитуда морфоструктур по вертикали и латерали заметно уменьшились, а сам спрединг стал протекать более симметрично. На этой стадии динамика развития структур в модели – перескоки оси, образование нетрансформных смещений, была аналогична предыдущим стадиям.

В этой серии экспериментов в ходе растяжения формировались валообразные поднятия, отделенные друг от друга участками отмерших осей спрединга. Их размеры по вертикали и латерали соизмеримы с толщиной модельной литосферы и амплитудой перескоков оси в зоне растяжения. Они, в свою очередь, сокращаются при увеличении скорости спрединга и соответствующим сокращении времени охлаждения литосферы в рифтовой зоне.

В проведенных экспериментах наблюдались различные типы поперечных структур. Одни имели унаследованный характер от первоначальной сегментации, другие появлялись в процессе

аккреции новой коры в результате разнонаправленных перескоков оси спрединга в модели. За исключением начальной стадии спрединг в модели развивался симметрично (рис. 5).

В этой серии экспериментов была продемонстрирована обратная зависимость между скоростью спрединга и амплитудой рельефа рифтовых зон, а также прямая зависимость амплитуды рельефа от толщины модельной литосферы на оси растяжения (рис. 5).

В результате выполненных экспериментов с заданными параметрами сформировались 4 зоны, различающиеся характером структурообразования и соответствующих зонам, выявленным по геофизическим данным на континентальных окраинах Австралии и Антарктиды и в Австрало-Антарктической котловине (рис. 5):

1) зона континентального рифтинга (растяжения) континентальной коры, первоначально заданная ослабленной зоной;

2) зона с развитием асимметричных высокоамплитудных структур рельефа, образовавшаяся при минимальных скоростях растяжения, соответствующая области эксгумации мантии (протогора);

3) зона с развитием малоамплитудных структур рельефа, образовавшаяся при первом увеличении скорости растяжения;

4) зона со сглаженным, симметричным рельефом, соответствующая нормальному спредингу, образовавшаяся при последнем увеличении скорости.

Во второй серии экспериментов изучались закономерности рельефообразования, осложненного наличием относительно холодной мантии и относительно прочной литосферы (имитировался раскол древнего кратона Моусон). Для этого в экспериментах в зоне растяжения задавался структурный барьер в виде блока с повышенной прочностью.

Создание в модели структурной неоднородности с более прочной литосферой осуществлялось двумя способами. В первом случае вырезалась вся приготовленная модельная литосфера за исключением намеченного прочного блока. Если в эксперименте задавалась ослабленная зона шириной  $w$ , то неоднородность в виде блока повышенной мощности  $H_2$  и прочности формировалась в ее пределах. Части вырезанной плиты убирались, и их место занимал расплав. Затем охлаждение модели продолжалось, соответственно продолжалось наращивание толщины



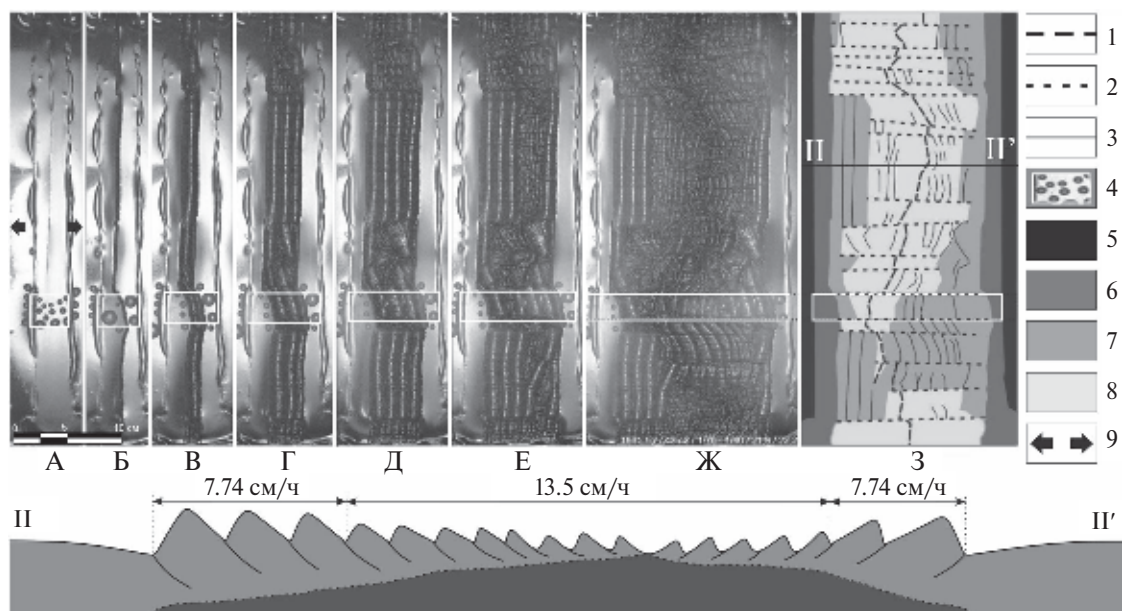
блока, а вокруг него заново формировалась модельная плита. В результате в модели толщина структурной неоднородности была больше, чем толщина  $H_1$  окружающей ее плиты.

Другой подход увеличения прочности структурной неоднородности связан с ее охлаждением водой комнатной температуры сверху (с поверхности). Это приводило к ее дополнительному охлаждению и увеличению толщины и прочности. Эта процедура применялась в тех случаях, когда увеличение толщины (прочности) модельной литосферы за счет большего времени ее остывания, было невозможно в связи с условиями и геометрическими особенностями модели.

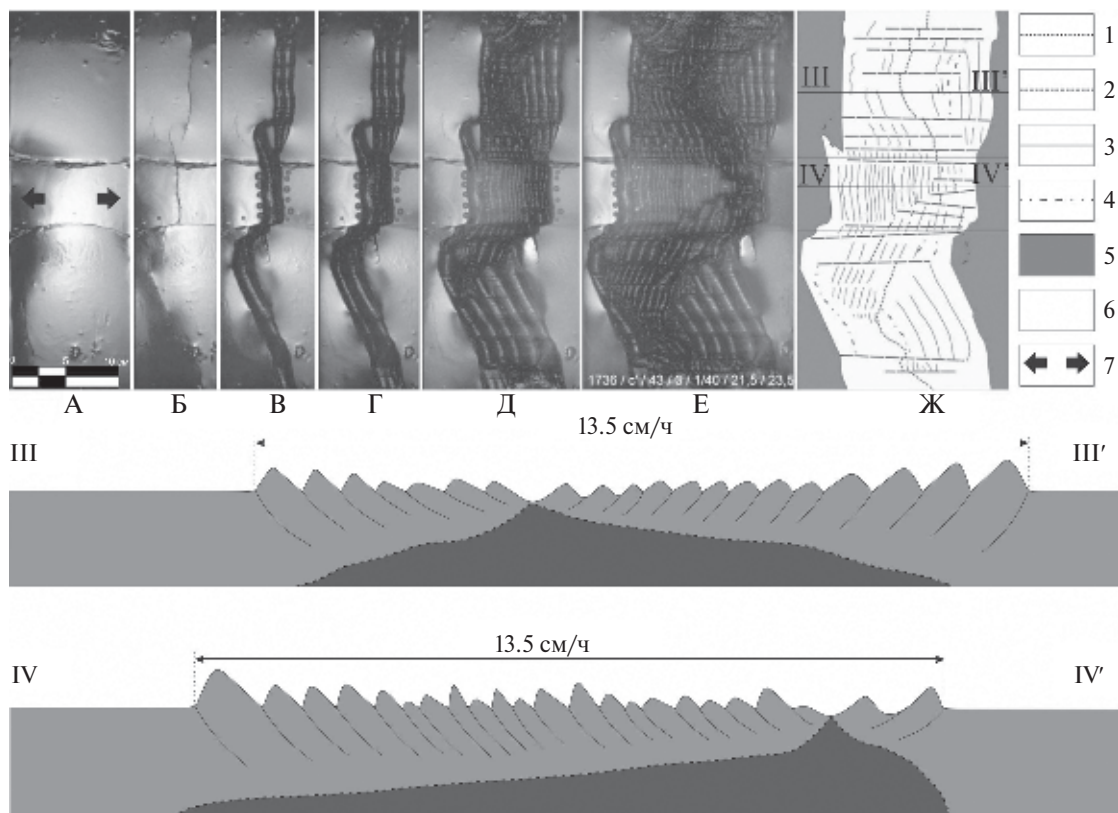
**Эксперимент № 1661** (рис. 6). В этом эксперименте для локализации рифтовой трещины на модельной литосфере задавалась ослабленная зона с более тонкой литосферой, простираение которой было перпендикулярно направлению растяжения. В ослабленной зоне располагался охлажденный блок с более толстой  $H_3$  литосферой. Увеличенная толщина этого модельного блока достигалась как более длительным его охлаждением, так и дополнительным охлаждением водой сверху (рис. 6 А). В верхней части ослабленной зоны был задан разрез

длиной 10 см. Из него в процессе растяжения вниз продвигалась трещина, пока не достигла прочного блока (рис. 6А). Здесь она замедлила свое продвижение, затем прошла сквозь прочный блок, изогнувшись и потеряв свою линейность (рис. 6Б, 6В). Начавшаяся в области более прочного блока аккреция коры, проходила асимметрично с неоднократными перескоками оси спрединга, сопровождалась формированием поперечных смещений и более грубого и расчлененного рельефа по сравнению с соседними сегментами (рис. 6В, 6Г). Смещения в процессе наращивания новой модельной коры переходили в сдвиго-раздвиги и далее в сдвиги типа трансформных разломов.

**Эксперимент № 1736** (рис. 7). По методике, описанной в работе [Grokholsky, Dubinin, 2006], в модельной литосфере была задана неоднородность – нелинейная утолщенная зона субпараллельная направлению растяжения (рис. 7А). Вверху модельной плиты был задан разрез длиной 5 см. После начала растяжения трещина начала продвигаться из разреза. Затем навстречу ей из неоднородности стала продвигаться другая трещина (рис. 7Б). Вместе они образовали перекрытие. После этого образовалась трещина



**Рис. 6.** Формирование и эволюция рельефа при наличии в литосфере прочного блока (эксперимент № 1661). Вверху: стадии эволюции А–Ж – фото (вид сверху); 3 – структурная схема стадии Ж. Условные обозначения: 1 – действующая ось спрединга; 2 – зоны поперечных смещений; 3 – границы между аккреционными валами; 4 – границы блока с более прочной модельной литосферой; 5 – зона континентальной литосферы; 6 – зона растяжения (утонения) континентальной литосферы; 7 – зона эксгумации мантии при ультрамедленной аккреции (протогора); 8 – зона медленного спрединга; 9 – направление растяжения. Внизу: схематичный рельеф и разрез модельной литосферы по линии II – II'. Светлым цветом показан твердый слой модели, имитирующий литосферу, верхний (хрупкий) слой которой нарушен предполагаемыми сбросами; темным – жидкий расплав, имитирующий астеносферу.



**Рис. 7.** Формирование и эволюция рельефа при наличии в литосфере прочного блока (эксперимент № 1736). Вверху: стадии эволюции А–Е – фото (вид сверху); Ж – структурная схема стадии Е. Условные обозначения: 1 – действующая ось спрединга; 2 – зоны поперечных смещений; 3 – границы между аккреционными валами; 4 – область холодной, более прочной модельной литосферы; 5 – зона континентальной литосферы; 6 – зона океанической литосферы; 7 – направление растяжения. Внизу: схематичный рельеф и разрезы модельной литосферы по линиям III – III' и IV – IV'. Светлым цветом показан твердый слой модели, имитирующий литосферу, верхний (хрупкий) слой которой нарушен предполагаемыми сбросами; темным – жидкий расплав, имитирующий астеносферу.

ниже неоднородности. Она имела наклон относительно направления растяжения и продвигалась в разные стороны. Продвигаясь вверх, она также сформировала перекрытие с трещиной, продвигающейся из неоднородности, которая вышла из нее со смещением (рис. 7Б). Очень быстро сегменты перекрытий объединились в единую ось наращивания новой модельной литосферы (рис. 7В). В процессе растяжения в области неоднородности осуществлялось дополнительное охлаждение водой поверхности модели для поддержания условий существования более холодной зоны. При аккреции наклонное простирание образующихся морфоструктур было унаследовано от первоначального наклона продвигающихся трещин. Амплитуда рельефа здесь была несколько больше, чем в рифтовых сегментах нормальных к направлению растяжения (рис. 7В, 7Г, 7Д).

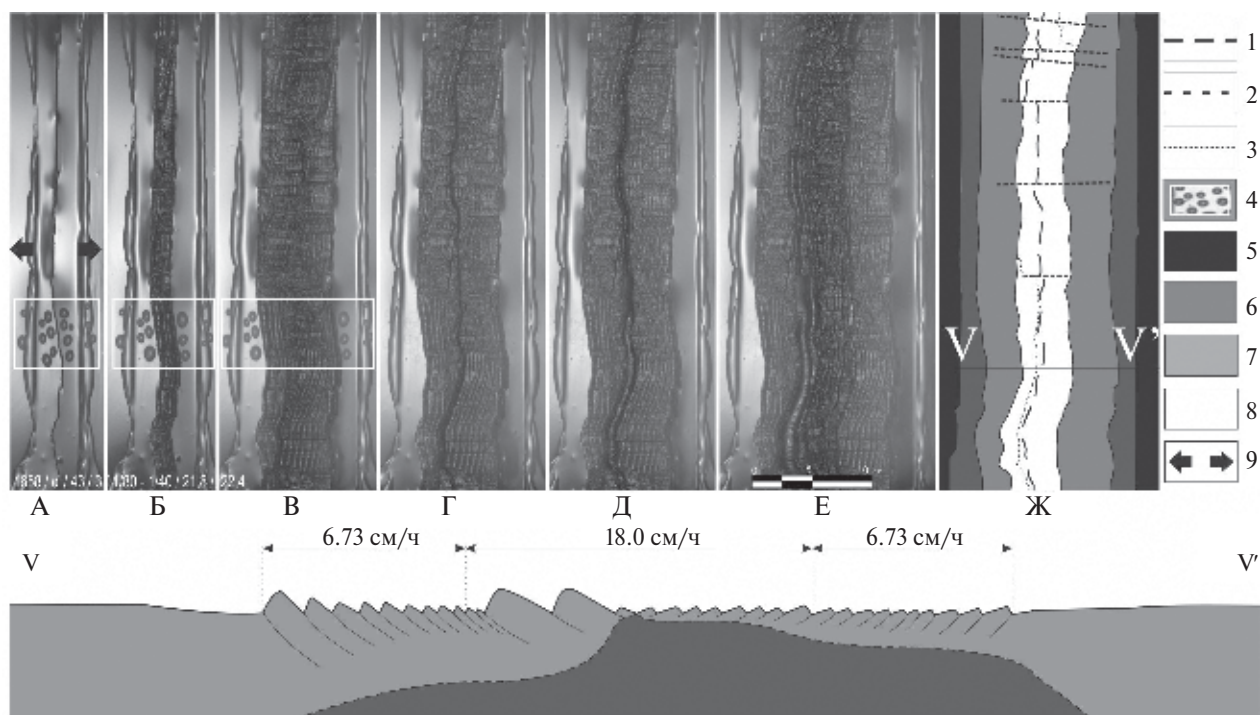
Вероятно, что при подготовке модели, разница между толщинами области неоднородности и остальной части модельной плиты была незначительной. Поэтому заметной разницы в амплитуде рельефа новообразованной модельной коры этих участков модели не наблюдалось (рис. 7Г, 7Д, 7Е). Однако дополнительное охлаждение поверхности модели водой существенно упрочнило модельную литосферу в области неоднородности и ее окрестности. Она стала мощным структурным барьером на пути развития рифтовых сегментов по обе стороны от нее. На фото эта область более светлая и хорошо просматривается (рис. 7Д, 7Е). По мере приближения к ее границам сверху в процессе аккреции коры сформировались сдвиговые зоны (рис. 7Д). Другие поперечные сдвиги ограничивают рифтовые сегменты, сформированные при первоначальном разрушении модели. Развитие сегментов между поперечными сдвиговыми зонами также

сопровождалось периодическими перескоками осей спрединга, приводящими к формированию или отмиранию сдвигов и поперечных нетрансформных смещений.

Наличие прочного структурного барьера в виде блока с более толстой и холодной литосферой оказало существенное влияние на динамику развития рельефа в модели. Нарастание рельефа в области барьера шло асимметрично, перескоки оси спрединга происходили в одну сторону, вправо, до тех пор, пока этот более прочный блок не стал выклиниваться после прекращения дополнительного охлаждения его поверхности водой (см. более светлую область на рис. 7Е). С другой стороны, продвигающиеся с двух сторон к структурному барьеру рифтовые сегменты упирались в него, что, по-видимому, заставляло их также развиваться асимметрично, только в другую сторону, в левую, формируя крупные поперечные смещения оси трансформного типа. В конце эксперимента, после того, как дополнительное охлаждение

в области структурного барьера закончилось, наметилось более симметричное развитие спрединга в модели (рис. 7Е). Разнонаправленное, с одинаковой скоростью, наращивание модельной литосферы вследствие перескоков осей спрединга привело к асимметричной итоговой картине рельефа в модели (рис. 7Е, 7Ж). Наличие кратона Моусон, вероятно, объясняет тот факт, что после 80–83 млн лет раскрытие приостановилось более чем на 10 млн лет и только потом рифтовая трещина преодолела более холодную литосферу.

В третьей серии экспериментов начальные условия были аналогичными первой серии, только изменение скорости растяжения и спрединга осуществлялось не непрерывно, а с временной остановкой процесса растяжения. Эти эксперименты имитировали тектоническую ситуацию в западной части Австрало-Антарктической котловины, где предполагается аномально низкая скорость спрединга [Leitchenkov et al., 2007; Лейченко и др., 2015] с возможной его остановкой



**Рис. 8.** Формирования и эволюции рельефа при возобновлении растяжения после периода покоя (остановки растяжения) и при наличии в литосфере прочного блока (эксперимент № 1658). Вверху: стадии эволюции А–Е – фото (вид сверху); Ж – структурная схема стадии Е. Условные обозначения: 1 – действующая ось спрединга; 2 – зоны поперечных смещений; 3 – границы между аккреционными валами; 4 – границы блока с более прочной модельной литосферой; 5 – зона континентальной литосферы; 6 – зона растяжения (утонения) континентальной литосферы; 7 – зона экзгумации мантии при ультрамедленной аккреции (протогора); 8 – зона океанической литосферы; 9 – направление растяжения.

Внизу: схематичный рельеф и разрез модельной литосферы по линии V – V'. Светлым цветом показан твердый слой модели, имитирующий литосферу, верхний (хрупкий) слой которой нарушен предполагаемыми сбросами; темным – жидкий расплав, имитирующий астеносферу.



или формирование нового спредингового хребта на старой океанической литосфере.

Эксперимент № 1658 (рис. 8). При подготовке этого эксперимента в модельной плите перпендикулярно направлению растяжения была задана ослабленная зона. После некоторого охлаждения на ее поверхности (на фото рис. 8 сверху) был нанесен разрез длиной 5 см — центр начала продвижения трещин. В ходе растяжения на начальной стадии эксперимента из разреза начала продвигаться трещина. На ее пути был задан более прочный блок. Упрочнение производилось водой с поверхности модели по методике, описанной выше, а растяжение модели в это время было остановлено. После возобновления растяжения продвигающаяся трещина, приблизившись к прочному блоку, прошла сквозь него и далее вдоль всей ослабленной зоны. Затем вдоль трещины в течение небольшого времени (около трех минут) происходило наращивание модельной литосферы (рис. 8). После этого была увеличена скорость растяжения. В области влияния более прочного блока рельеф в виде первых валов был заметно крупнее. Далее растяжение было остановлено на 10 мин при продолжающемся охлаждении модели. Затем растяжение было продолжено с той же скоростью. Рельеф в осевой зоне стал укрупняться вследствие того, что в период прекращения растяжения толщина и прочность осевой литосферы увеличились вследствие остывания и кристаллизации нижележащего слоя имитирующего астеносферу. Это сразу отразилось на его амплитуде. На этой стадии сформировались два аккреционных вала более крупных относительно окружающей модельной литосферы (рис. 8).

Далее, при наращивании в стационарном режиме, рельеф становился малоамплитудным, каким был до остановки в растяжении (рис. 8). На этом этапе формировалась переходная зона с постепенно уменьшающимися в размерах аккреционными структурами. Тем не менее, рельеф, сформированный крупными поднятиями, отделялся от менее амплитудного четкой границей в виде полосы пониженного рельефа (рис. 8). Такие поднятия наблюдались на сейсмических профилях (рис. 2, рис. 4) в области контакта установившейся нормальной океанической коры с областью протоокеанической серпентинизированной коры или в области контакта эксгумированной континентальной мантии с протоокеанической серпентинизированной корой (рис. 2).

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Результаты физического моделирования раннего этапа разделения Австралии и Антарктиды позволили выявить особенности морфологии поверхности океанической (магматической) коры, развивавшейся в условиях перехода от ультрамедленного, к медленному и среднему спредингу. Последовательное увеличение скорости спрединга позволило установить различный характер структурообразования на каждом этапе изменения скорости (рис. 5).

Первый этап (формирование протокры в условиях ультрамедленного режима спрединга между аномалиями 33–21), в эксперименте соответствовал очень медленному растяжению. Образованная новая кора характеризовалась развитием расчлененного рельефа с широкими деформированными валами по обеим сторонам окраин. На этом этапе нередко отмечалась геометрическая нестабильность рифтовой оси, сопровождаемая ее неоднократными перескоками, приводящими как к симметричной, так и асимметричной аккреции.

Второй этап (формирование коры в условиях режима медленного спрединга между аномалиями 21 и 18) в эксперименте соответствовал увеличению скорости растяжения. Образованная кора характеризовалась расчлененной поверхностью и менее контрастным рельефом. При этом асимметричная аккреция могла сохраняться (рис. 5).

На третьем этапе (формирование коры в условиях среднего режима спрединга после аномалии 18) скорость растяжения была еще увеличена. Аккреция коры проходила симметрично, рельеф модельной коры стал малоамплитудным, а ось спрединга относительно стабильной.

Моделирование также показало, что наличие в дораскольной литосфере более толстого и холодного блока (в рассматриваемом районе таковым может служить кратон Моусон) может оказывать существенное влияние на изменчивость геометрии оси спрединга. Она обусловлена локальными перескоками рифтовой оси и, как следствие, приводит к асимметричному строению переходных зон, а также влияет на морфологию и структурную расчлененность трансформными разломами новообразованной океанической коры. Пример такой ситуации можно наблюдать в области Австрало-Антарктического дискорданта.

Проведенные опыты во второй серии экспериментов показали, что наличие более прочного

литосферного блока в структуре дораскольной литосферы и относительно холодной мантии приводит к формированию в зоне новообразованной океанической коры сильно расчлененного рельефа, развитию системы многочисленных поперечных смещений оси трансформного и нетрансформного типов и геометрической нестабильности оси спрединга, связанной с ее локальными перескоками.

По всей видимости, это связано с охлаждающим влиянием более мощной и холодной мантии модельной литосферы «кратона» на формирующуюся молодую океаническую кору и литосферу, что увеличивает ее толщину и повышает прочность по мере приближения к охлажденному блоку. Кратон Моусон с более мощной литосферой и холодной мантией являлся структурным барьером затрудняющим продвижение с запада на восток континентального рифта, что могло приводить к его геометрической нестабильности и смещениям.

В процессе экспериментов, имитирующих раскрытие океана, сегменты оси спрединга перескакивали и занимали более близкое положение друг к другу. Вполне вероятно, что такие перескоки происходили на раннем этапе океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой с очень низкими скоростями спрединга и не выявлены при моделировании магнитных аномалий и в рельефе фундамента, погребенного под осадками. Нестабильность спрединга, допускаемая в различных моделях [Tikku, Cande, 1999; Stagg et al., 2005; Лейченков и др., 2015] и подтверждаемая экспериментами, может служить объяснением несовпадения границ австралийской и антарктической плит в существующих реконструкциях.

Сегментация рифтовой трещины, сформированная при начальном ее заложении и при дальнейших перескоках оси спрединга, оказывала влияние на сегментацию новообразованной океанической коры и отражалась в ней в виде следов поперечных нарушений (рис. 7Д, 7Е). Такие следы четко видны в гравитационных аномалиях, особенно вблизи переходной зоны южной Австралии к западу и к востоку от кратона Моусон на продолжении трансформных структур Австрало-Антарктического дискорданта (ААД) и системы трансформных разломов Георга V, Кери и Гарбье, соответственно, (рис. 1). Однако формирование самой зоны аномального рельефа и трансформных смещений ААД в пределах Юго-Восточного Индийского хребта, по всей видимости, связано с более поздним

встречным взаимодействием вдоль осевых потоков астеносферы [Marks et al., 1991; Buck et al., 2009; Dubinin et al., 2017] или формированием в области ААД структурного барьера в аномально холодной мантии [Holmes et al., 2010], что подтверждается данными сейсмической томографии [Gurnis, Müller, 2003]. Отсутствие крупных трансформных нарушений и резко расчлененного рельефа в пределах океанической коры, заключенной непосредственно между блоками кратона Моусон на Антарктическом и Австралийском континентах, видимо, связано с наличием здесь относительно горячей мантии [Dubinin et al., 2017]. Последнее обстоятельство подтверждается морфологией осевых поднятий в рифтовой зоне Юго-Восточного Индийского хребта в этом районе и относительно повышенными значениями теплового потока на его флангах [Geli et al., 2008].

Для исследования условий образования высокоамплитудных линейных поднятий (сегментов амагматических хребтов) на ранних этапах ультрамедленного спрединга, проводимых в третьей экспериментальной серии, предполагалось неравномерное растяжение, сопровождаемое относительно длительными периодами покоя в модельной литосфере. Для ее реализации проводились опыты с полным прекращением на некоторый период времени растяжения литосферы модельной плиты, которое имитировало временную остановку спрединга. После возобновления растяжения в экспериментальном рельефе формировались крупные валы, фиксирующие границу периода покоя и периода возобновления новой фазы растяжения и спрединга (рис. 8). Аналогом таких хребтов могут являться выраженные в рельефе хребты западной части Австрало-Антарктической котловины (рис. 1).

Предполагается, что такой рельеф формировался на стадии крайне низких скоростей спрединга [Leitchenkov et al., 2007], которая затем сменялась более быстрыми скоростями и восстановлением стадии стационарного спрединга с образованием нормальной океанической коры. Контрастные в рельефе хребты являются результатом разрушения литосферы, которая становилась более прочной и толстой в период относительного покоя. Они фиксируют границу периода покоя и периода возобновления новой фазы растяжения и спрединга. Как правило, такие хребты располагаются лишь на одной стороне из сопряженных окраин, т. е. асимметрично, и редко проявляются на обеих окраинах. Симметричное расположение хребтов может быть в случае длительного перехода от стадии

относительного покоя к стадии стационарного спрединга. Причем, чем большими будут значения скоростей спрединга после периода покоя, тем более контрастным будет морфологическая выраженность такого перехода (например, переход к аккреции океанической коры в районе моря Моусона или в районе ЮЗ Австралии, включая разломную зону Диамантина).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для понимания особенностей структурообразования при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу в условиях амагматического растяжения континентальной коры и литосферы, характерных для сопряженных переходных зон Австралии и Антарктиды было проведено физическое моделирование эволюции литосферы переходных зон, которое позволило сделать следующие выводы.

1. Первая стадия амагматического утонения при растяжении континентальной литосферы в эксперименте создавалась искусственным утонением континентальной литосферы. Вторая стадия, соответствующая формированию протокоры сопровождаемому эксгумацией серпентинизированной мантии, в эксперименте воссоздавалась процессом очень медленного растяжения и ультрамедленного спрединга. Она характеризовалась развитием расчлененного рельефа с широкими деформированными валами по одной или обеим сторонам окраин. На этой стадии нередко отмечалась геометрическая нестабильность рифтовой оси, сопровождаемая ее неоднократными перескоками. Кроме того формирующиеся переходные зоны могли иметь как симметричное, так и асимметричное строение. Третья стадия характеризовалась увеличением скорости спрединга и формированием типичной океанической коры с менее расчлененной поверхностью и более устойчивой геометрией оси спрединга.

2. При наличии в модельной литосфере более прочного блока с относительно охлажденной мантией (каковым в районе исследований может служить кратон Моусон) в процессе рифтогенеза и последующего спрединга формируется сильно расчлененный рельеф, отмечается неустойчивая геометрия рифтовой оси, что приводит к частым ее перескокам, смещениям по поперечным разломам и, как следствие, к формированию асимметричного строения переходных зон.

3. В условиях рифтинга литосферы, сопровождаемого периодами относительного покоя

и затем возобновления активности рифтогенеза (в модели прекращение на некоторое время растяжения и затем вновь его возобновление) формировались высокоамплитудные линейные поднятия (амагматические хребты), которые являлись результатом разрушения литосферы, которая становилась более прочной и толстой в период относительного покоя. Как правило, такие хребты располагались лишь на одной стороне из сопряженных окраин, т.е. асимметрично, и редко проявляются на обеих окраинах.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Структурообразование в рифтовых зонах и поперечных смещениях осей спрединга по результатам физического моделирования // Физика Земли. 2010. № 5. С. 49–55.
- Лейченко 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.
- Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.* Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики: монография. СПб: ФГУП «ВНИИОкеанология им. И.С. Грамберга». 2015. 199 с.
- Шеманда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
- Boger S.D.* Antarctica – Before and after Gondwana // Gondwana Research. 2010. V. 19. P. 335–371. doi:10.1016/j.gr.2010.09.003
- Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R., Coffin M.F., Symonds P.A.* Geological framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins. Geoscience Australia. Record. 2002. V. 2002/05. P. 120.
- 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. Geoscience Australia. Canberra. 2005. P. 118.
- Buck W.R., Small C., Ryan W.B.F.* Constraints on asthenospheric flow from the depths of oceanic spreading centers: The East Pacific Rise and the Australian-Antarctic Discordance // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. 10. 101029/2009 GC002373. Q09007. doi:10.1029/2009 GC002373
- Direen N.G., Stagg H.M.J., Symonds P.A., Colwell J.B.* Dominant symmetry of a conjugate southern Australian and East Antarctic magma-poor rifted margin segment // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. № 2. 122. Q02006. doi:10.1029/2010 GC003306



- Dubinina E.P., Galushkin Yu.I., Grokholskii A.L., Kokhan A.V., Sushchevskaya N.M.* Hot and Cold Zones of the Southeast Indian Ridge and Their Influence on the Peculiarities of Its Structure and Magmatism (Numerical and Physical Modelling) // *Geotectonics*. 2017. V. 51. № 3. P. 209–229.
- Geli L., Lee T.C., Cochran J.R., Francheteau J., Abbott D. et al.* Heat flow from the Southeast Indian Ridge flanks between 80 E and 140 E: Data review and analysis // *J. Geophysical Research: Solid Earth, American Geophysical Union*. 2008. V. 113. PP.B01101. <10.1029/2007 JB005001>. <insu-00267287>
- Grikurov G.E., Leychenkov G.* Tectonic Map of Antarctica (Scale 1: 10000000). Commission for Geological Map of the World (CGMW). Paris. 2012.
- Gillard M., Autin J., Manatschal G., Sauter D., Munschy M., Schaming M.* Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations // *Tectonics*. 2015. V. 34. P. 753–783. doi:10.1002/2015 TC003850
- Golynsky A.V., Ivanov S.V., Kazankov A. Ju., Jokat W., Masolov V.N., von Frese R.R.B., the ADMAP Working Group.* New continental margin magnetic anomalies of East Antarctica // *Tectonophysics*. 2013. V. 585. P. 172–184.
- Grokholskii A.L., Dubinin E.P.* Experimental Modeling of Structure-Forming Deformations in Rift Zones of Mid-Ocean Ridges // *Geotectonics*. 2006. V. 40. № 1. P. 64–80. doi:10.1134/S0016852106010067
- Gurnis M., Müller R.D.* Origin of the Australian Antarctic Discordance from an ancient slab and mantle wedge, in *Evolution and Dynamics of the Australian Plate*. Spec. Publ. Geol. Soc. Aust. / ed. by R.R. Hillis and R.D. Müller. 2003. V. 22. P. 417–429.
- Holmes R.C., Tolstoy M., Harding A.J., Orcutt J.A., Morgan J.P.* Australian Antarctic Discordance as a simple mantle boundary // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L09309. 2010 GL042621.
- Leitchenkov G.L., Gandyukhin V.V., Guseva Y.B.* Crustal structure and evolution of the Mawson Sea, western Wilkes Land margin, East Antarctica. *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Proceedings of the 10 th International Symposium on Antarctic Earth Sciences/Cooper A.K., Raymond C.R. et al. (Eds.). The National Academies Press. Washington, DC: 2007. doi:10.3133/of2007-1047.srp028*
- Malkin B.V., Shemenda A.I.* Mechanism of rifting: consideration based on results of physical modeling and on geological and geophysical data // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 193–210.
- Marks K.M., Sandwell D.T., Vogt P.R., Hall S.A.* Mantle downwelling beneath the Australian-Antarctic Discordance zone: Evidence from geoid height versus topography // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 103. № 1–4. P. 325–338. doi:10.1016/0012–821 X (91)90170-M
- Powell C. McA., Roots S.R. and Veevers J.J.* Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. P. 261–283.
- Shemenda A.I., Groholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 9137–9153.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. 1997. V. 277. P. 1957–1962.
- Sayers J., Symonds P., Direen N.G., Bernardel G.* Nature of the continent-ocean transition on the nonvolcanic rifted margin of the central Great Australian Bight. *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea/Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N., eds. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2001. V. 187. P. 51–77.*
- Stagg H.M.J., Colwell J.B., Direen N.G., O'Brien P.E., Brown B.J., Bernardel G., Borissova I., Carson L., Close D.B.* Geological framework of the continental margin in the region of the Australian Antarctic Territory. *Geoscience Australia. Record*. 2005. V. 2004/25.
- Tikku A.A., Cande S.C.* The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrones // *Journ. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № B1. P. 661–667.
- Williams S.E., Whittaker J.M., Müller R.D.* Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian–Antarctic margins // *Tectonics*. 2011. V. 30. TC6012. doi:10.1029/2011 TC002912

## Structure Formation Peculiarities at Early Stage of Antarctic–Australia Separation Based on Physical Modeling

E. P. Dubinin<sup>a,\*</sup>, G. L. Leichenkov<sup>b,c</sup>, A. L. Grokholsky<sup>a</sup>, V. M. Sergeeva<sup>b,c</sup>, and G. D. Agranov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Moscow State University, Earth Science Museum (Museum of Natural History), Moscow, 119991 Russia*

<sup>b</sup>*All-Russian Scientific and Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, 190121 Russia*

<sup>c</sup>*St. Petersburg State University, Faculty of Geology, St. Petersburg, 199034 Russia*

\*E-mail: edubinin08@rambler.ru

Received July 31, 2017

The paper addresses crustal formation in the Australian–Antarctic basin at the early period of separation of Australia and Antarctica. The study covers long rifting (~160–80 Ma), ultraslow spreading (~80–45 Ma) with the formation of proto-oceanic, mainly ultrabasic crust, spreading (~45–40 Ma), and stationary spreading at medium velocities (after 40 Ma). The different stages of oceanic opening are clearly expressed in the changes of basement morphology (the top of the second oceanic layer) on seismic profiles. Physical modeling is used to reveal the peculiarities in the surface morphology of the oceanic (magmatic) crust which developed in the transitional conditions from ultraslow to slow and medium spreading. Our experiments established that (1) the presence of a stronger block in the pre-breakup model lithosphere in the pathway of the propagating rift faults can significantly affect the geometry of the spreading axis in its vicinity and lead to the development of transversal structures and a highly rugged relief; (2) under the conditions of ultraslow ocean accretion, numerous jumps of the spreading axes occur; (3) the temporary cessation of spreading leads to the development of linear high-amplitude uplifts corresponding to amagmatic ridges in the natural conditions.

*Keywords:* Antarctic, Mawson Sea, passive margin, ocean, ultraslow spreading, crustal structure, physical modeling