УДК 550.831,838; 551.241 DOI: 10.31431/1816-5524-2022-1-53-46-58

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОЗАМБИКСКОГО ХРЕБТА: ПЛОТНОСТНОЕ И ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2022 Д.А. Рыжова[1], А.И. Толстова[1], Е.П. Дубинин[2], М.В. Коснырева[1], А.А. Булычев[1], А.Л. Грохольский[2]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия, 119991; e-mail: dasha_0292r@mail.ru
[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия, 119991

Поступила в редакцию 26.01.2022; после доработки 08.03.2022; принята в печать 27.03.2022

Рассмотрены тектоносфера и условия формирования Мозамбикского хребта. Мозамбикский хребет располагается в юго-западной части Индийского океана между двумя мезозойскими океаническими бассейнами: бассейном Натал и Мозамбикским бассейном. Представления о его тектоническом строении остаются дискуссионными. Аномальное строение коры Мозабикского хребта может быть объяснено либо андерплейтингом — утолщением океанической коры снизу за счет магматизма, либо растяжением и утонением континентальной коры. На основании данных об аномальном гравитационном и магнитном полях, сейсмотомографии и другой геолого-геофизической информации было проведено плотностное моделирование по четырем профилям. Физическим моделированием определены условия формирования Мозамбикского хребта. Формирование Мозамбикского хребта произошло при расколе Африкано-Антарктического материка, наличии структурных неоднородностей в литосфере Африканского континента и влиянии плюма Кару.

Ключевые слова: Мозамбикский хребет, тектоносфера, спрединг, плотностное и физическое моделирование.

ВВЕДЕНИЕ

Юго-западная часть Индийского океана характеризуется сложным строением и историей тектонического развития. Это район с наиболее древней океанической корой юрского возраста, которая берет начало своего формирования с самых первых этапов раскола гондванских материков и, которая в дальнейшем была неоднократно нарушена кинематическими перестройками границ плит и воздействием активной магматической деятельности горячих точек, сформировавших современный морфоструктурный план данного региона.

Сложная история развития исследуемого региона, сопровождаемая проявлениями интенсивной магматической и тектонической деятельности, способствовала образованию ряда крупных подводных хребтов и поднятий (Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов, плато Агульяс, поднятий Крозе, Марион и др.), сложенных корой как океанического, так и континентального типа (Mueller, Jokat, 2019). Значительную роль в формировании подводных поднятий в этом районе сыграла магматическая деятельность плюма Кару-Феррар проявившего максимальную активность 181–174 млн лет назад на сопряженных окраинах Африки и Антарктиды на ранних этапах рифтогенеза (Jacques et al., 2019; Matsinhe et al., 2021), а также на последующих этапах раскрытия океанического бассейна в виде магматизма горячих точек.

Горячие точки наблюдаются здесь в основном во внутриплитных областях. При взаимодействии срединно-океанических хребтов и горячих точек магматическая деятельность усиливается, что нередко приводит к образованию обширных плато (Zhang et al, 2011).

Важное место среди структур этого региона занимает Мозамбикский хребет, расположенный к востоку от плато Агульяс между 20–45° ю.ш. и 28–52° в.д. (рис. 1*а*). Он представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении структуру. Хребет располагается между раннемеловой долиной Натал и Мозамбикской котловиной с корой позднеюрского возраста. Морфологически хребет представляет линейную структуру длиной ~1100 км и шириной 160 км на севере и 350 км на юге, являясь формальным продолжением Африканского континента. Мозамбикский хребет состоит из серии погруженных блоков, разделенных долинами и депрессиями субширотного простирания (Jacques et al., 2019; Mueller, Jokat, 2019). С севера на юг наблюдается заглубление бассейна долины Натал разделяющего хребет и Африканский континент и переходящего в бассейн Транскей.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исследования Мозамбикского хребта начались в 1970-х гг., тогда впервые высказали предположения о том, что хребет сложен утоненной континентальной корой (Laughton et al., 1970). Эта гипотеза подтверждалась и другими авторами (Ben Avraham et al., 1995; Coffin, Eldholm, 1994; Mougenot et al., 1991; Tucholke et al., 1981), которые изучали образцы пород, отобранные со дна океана и имеющие сходство с архейскими породами Африканского кратона. В работе (König et al, 2006) Мозамбикский хребет рассматривается как континентальная микроплита, которая расположена в непосредственной близости от отмершего спредингового центра. Позже ряд исследователей (König et al., 2010; Mueller, Jokat 2019) представили новые магнитные данные по Мозамбикскому хребту, которые указывают на его магматическое происхождение между 140 и 122 млн лет. Впервые доказательства о магматическом происхождении хребта были приведены Симпсоном (Simpson, 1974), который изучил толеитовые базальты мелового возраста.

Ряд исследователей предполагают, что Мозамбикский хребет является микроконтинентом, отделенным от африканского материка (Marks, Stock, 2001; Marks, Tikku, 2001). Современные исследователи приводят еще одну теорию о том, что северо-восточная часть Мозамбикского хребта сложена утоненной континентальной корой, покрытой осадочным чехлом, а его южная часть характеризуется магматической корой океанического типа (Fisher et al., 2017; Matsinhe et al., 2021). Сейсмические исследования Голя и др. (Gohl et al., 2011) подтверждают возможность океанического происхождения южной части Мозамбикского хребта, которая имеет геохимическое сходство с плато, образованными под действием горячих точек в Южной Атлантике (Jacques et al., 2019; Thompson et al., 2019).

Мозамбикский хребет был образован 135–125 млн лет назад в несколько этапов (Fischer et al., 2017; König, Jokat, 2010). Первоначально он начал формироваться на севере 135 млн лет назад и продолжал расти к юго-западу (Simpson et al., 1979). По данным (Mueller, Jokat, 2019) северные фрагменты Мозамбикского хребта имеют более древний возраст. Этот вывод основан на детальном анализе магнитных аномалий и валанжин-готеривском возрасте древнейших осадков (139.4–130.8 млн лет) пробуренных в скважине DSDP 249.

Центральная область сформировалась около 131 млн лет назад. Юго-западный блок хребта образовался под действием вулканизма, продолжавшимся до ~126 млн лет. Восточнее северного блока имеется блок земной коры, который отделен от хребта и может представлять континентальный фрагмент (микроконтинент) (König, Jokat, 2010). Этот блок, по всей видимости, переместился в пределах океанической коры на начальных этапах рифтинга между Африкой и Антарктидой.

В целом время заложения и формирования Мозамбикского хребта произошло между хронами M18n и M6n (144–131.7 млн лет назад) (Mueller, Jokat, 2019), что немного старше, чем предполагалось ранее (например, 140–120 млн лет (König, Jokat, 2010), 144.3–119 млн лет (Leinweber, Jokat, 2012)).

На формирование и строение Мозамбикского хребта большое влияние оказала магматическая активность плюма Кару (Le Gall et al., 2002; Riley et al., 2005). Его активность могла инициировать перекрытия и перескоки рифтовых осей, кинематическая нестабильность которых могла привести, как к формированию новых спрединговых сегментов, так и отмиранию активных рифтовых ветвей, так и к частичному отделению от Африки линейной структуры Мозамбикского хребта, сложенного утоненной континентальной корой в значительной степени, осложненной плюмовым магматизмом (Matsinhe et al., 2021).

Целью работы является изучение глубинного строения Мозамбикского хребта на основе плотностного моделирования и условий формирования с помощью физического моделирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Плотностное моделирование. Для понимания глубинной структуры литосферы была проанализирована имеющаяся геолого-геофизическая информация, но особое внимание было уделено полям аномалий силы тяжести

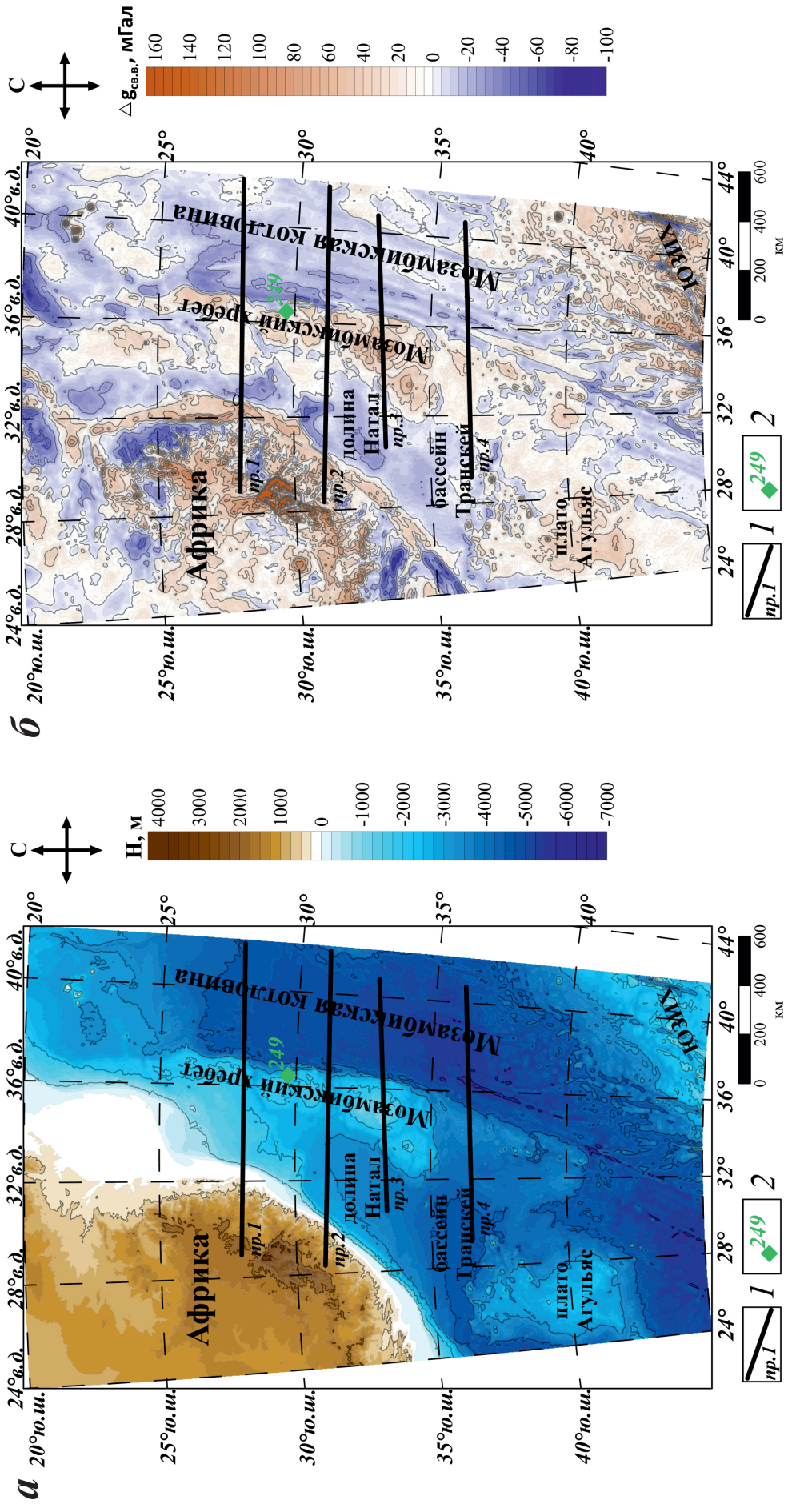


Рис. 1. Карта рельефа Мозамбикского хребта (*а*) и аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе (*б*) по данным (Sandwell et al., 2014): *1* — номера профилей плотностного моделирования, *2* — скважина глубоководного бурения (Simpson et al., 1974); ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет.

Fig. 1. Relief map of the Mozambique Ridge (*a*) and free air gravity anomalies (*б*) according to (Sanwell et al., 2014): *1* — density modeling profile numbers; *2* — deep water drilling well (Simpson et al., 1974); ЮЗИХ is the Southwest Indian Ridge.

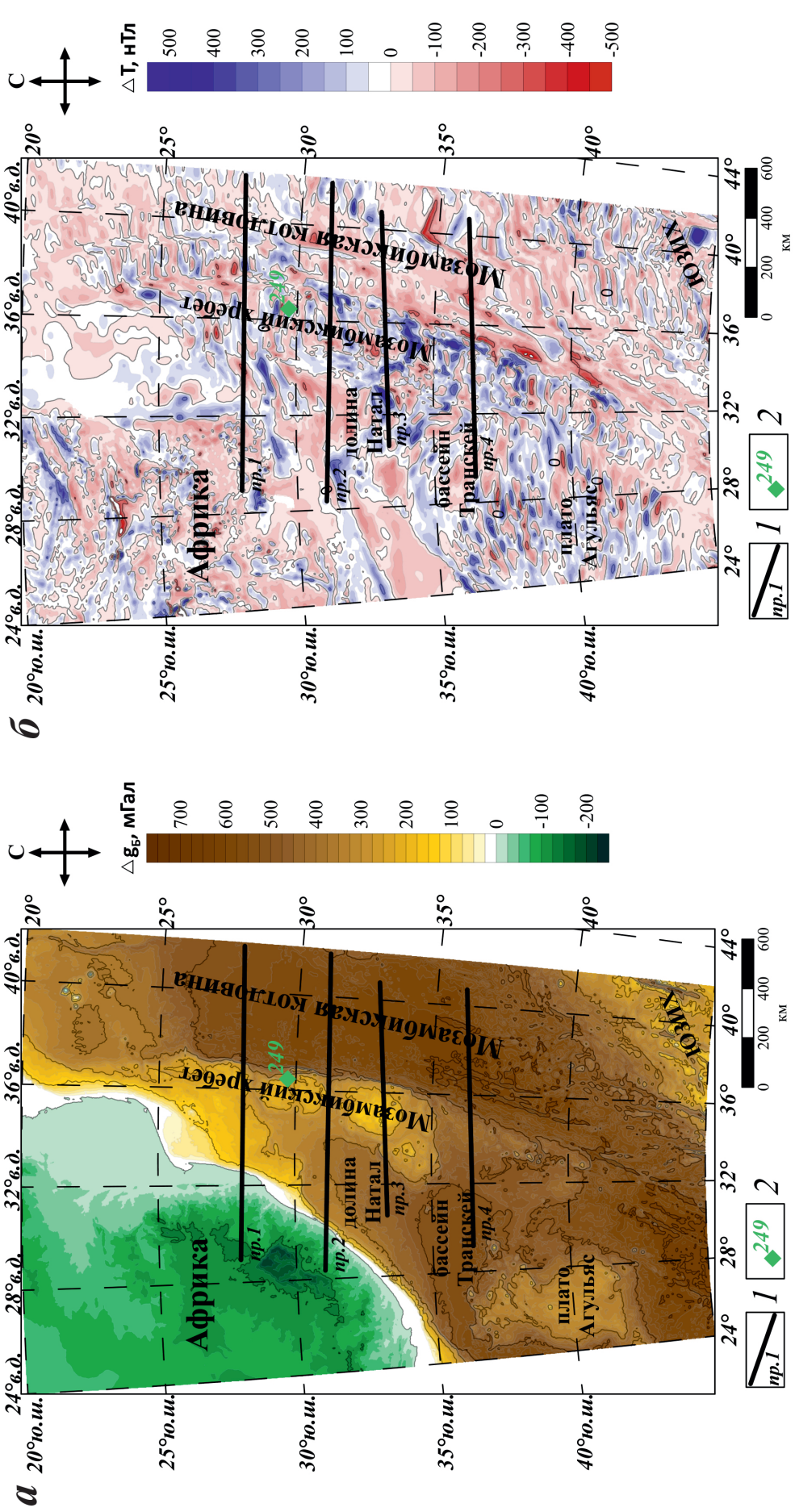


Рис. 2. Карты аномального поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью 2.80 г/см^3 (*а*) и аномального магнитного поля ΔTa (*б*) по данным (Maus et al., 2009). Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 2. Maps of the anomalous gravity field in the Bouguer reduction with a density of 2.80 g/cm^3 (*a*) and the anomalous magnetic field ΔTa (*б*) according to (Maus et al., 2009). See Fig.1 for the symbols.

в свободном воздухе и в редукции Буге с плотностью 2.80 г/см^3 (Булычев и др., 1996) Мозамбикский хребет в поле силы тяжести в свободном воздухе характеризуется положительными значениями (рис. 1*б*), а в поле силы тяжести в редукции Буге (рис. 2*а*) — пониженными значениями по сравнению с прилегающие Мозамбикской котловиной. Были рассчитаны следующие трансформанты гравитационного поля: а) низкочастотная компонента гравитационного поля представлена полем аномалий силы тяжести Буге, пересчитанных на высоту 200 км; б) среднечастотная компонента — полем разностных аномалий, пересчитанных на высоты 75 и 150 км; в) высокочастотная компонента — разностным полем между исходным и пересчитанным на высоту 50 км, а также полем вертикального градиента аномалий Буге V_{zz} на нулевой высоте.

В поле низкочастотной компоненты гравитационного поля Мозамбикский хребет представлен областью с пониженными значениями (~260 мГал), но относительно прилегающей котловины значения понижены примерно на 70 мГал. В поле среднечастотной компоненты хребет характеризуется выраженным минимумом (-25) – (-30) мГал. В поле высокочастотной компоненты V_{zz} лучше выделяются локальные особенности, которые представлены интенсивными локальными отрицательными аномалиями. В высокочастотной компоненте, рассчитанной разностью аномалий, пересчитанных на высоты 0 и 50 км, Мозамбикский хребет выделяется выраженным минимумом (-55) – (-35) мГал.

На карте аномалий магнитного поля ΔTa структура Мозамбикского хребта представляет собой хаотичное распределение разнознаковых аномалий без какого-либо выраженного простирания (рис. 2*б*). Анализ модели сейсмотомографии (Simmons et al., 2012) показал, что на глубине 50 км Мозамбикский хребет выделяется зоной повышенных скоростей продольных волн, что может свидетельствовать о континентальном типе коры.

На основе имеющейся информации о глубине залегания границ основных слоев тектоносферы и их плотностной характеристики было проведено двумерное плотностное моделирование (Булычев и др., 2015). Профили для проведения структурно-плотностного моделирования пересекают основные структуры литосферы (рис. 1, 2): Мозамбикскую котловину; Мозамбикский хребет и долину Натал.

Разрез тектоносферы представлен в моделях пятью основными слоями до глубины 100 км, гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры гравитационного поля, имеет разные частотную и амплитудную характеристики: водный слой с плотностью 1.03 г/см^3, осадочный слой с постоянной плотностью 2.0 г/см^3, коровый слой имеет переменную плотность в зависимости от типа коры — от 2.59 до 2.88 г/см^3, слой консолидированной мантии с плотностью 3.30 г/см^3. Ниже него располагается астеносферный слой с постоянной плотностью 3.10 г/см^3. Для получения границы водного слоя были использованы батиметрические данные с дискретностью 2'×2' (Sandwell et al., 2014), для осадочного слоя — данные о мощности осадочного слоя (Whittaker et al., 2013), глубина границы литосферы определялась по данным возраста океанического дна (Muller et al., 2008), на основании формулы $H_л = 7.5 + 6.6\sqrt{t}$, где t — возраст литосферы в млн лет (Сорохтин, 1973). Для построения плотностных моделей граница Мохо рассчитывалась по формуле (изостатическая гипотеза Эри (Гайнанов, Пантелеев, 1991)):

$$H_M = H_0 - \frac{\sigma_к - \sigma_в}{\sigma_м - \sigma_к} h_в,$$

где H_0=30 км; $\sigma_К$=2.80 г/см^3 — плотность земной коры; $\sigma_В$=1.03 г/см^3 — плотность воды; $\sigma_М$=3.30 г/см^3 — плотность консолидированной мантии; $h_В$ — толщина воды.

В программе TG-2.EXE (Булычев, Зайцев, 2008), предназначенной для интерактивного подбора плотностной модели по аномальному гравитационному полю, были построены модели, соответствующие тектоническим представлениям о строении изучаемых структур. При подборе плотностей неизменным оставалось положение только двух границ: рельефа дна и подошвы океанической литосферы, рассчитанной по возрасту океанического дна. Минимальное расхождение, которое достигалось между суммарным эффектом и наблюденным полем (аномалии в свободном воздухе), в результате подбора составило ±4 мГал.

Мозамбикская котловина на профилях плотностного моделирования имеет мощность земной коры 10−14 км, которая увеличивается к хребту. Плотностная характеристика котловины соответствует океаническому типу коры и плотность варьирует в пределах 2.74−2.86 г/см^3.

Первый профиль располагается в северной части исследуемой площади. В районе Мозамбикского хребта мощность земной коры достигает ~23 км (рис. 3*а*). Хребет разделен на два основных слоя. Плотность в верхнем слое составляет 2.70 г/см^3, которая соответствует континентальной коре, а ее мощность составляет ~18 км. Во втором «базальтовом» слое, плотность блоков коры варьирует от 2.74 г/см^3 до 2.80 г/см^3.

Мощность коры Мозамбикского хребта на втором профиле (рис. 3*б*) составляет ~22 км. В долине Натал и Мозамбикском хребте еще наблюдается верхний слой утоненной континентальной коры мощностью ~10 км, который имеет плотность 2.70 г/см^3. Мощность нижележащего

«базальтового» слоя коры под этими структурами увеличивается до 15 км, а плотность блоков меняется от 2.76 г/см^3 до 2.82 г/см^3. Континентальная кора в долине Натал еще больше утонена, по сравнению с корой, подстилающей Мозамбикский хребет.

В центральной части исследуемой территории расположен третий интерпретационный профиль. В долине Натал мощность коры составляет около 19 км, верхний слой континентальной коры практически не наблюдается, плотность варьирует 2.78 г/см^3 – 2.81 г/см^3, что соответствует

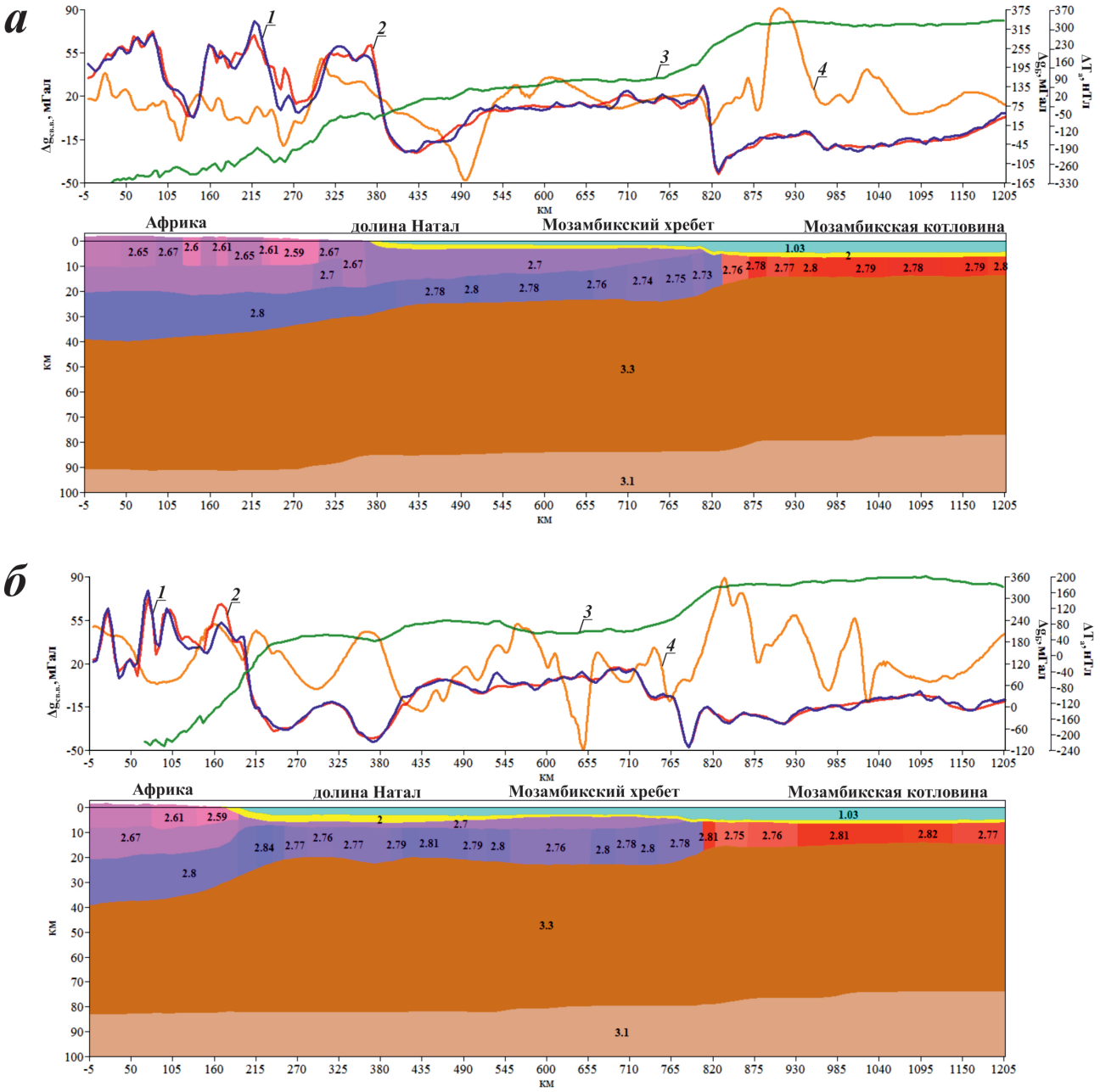


Рис. 3. Структурно-плотностная модель тектоносферы вдоль профилей 1 (*а*) и 2 (*б*). Цифры на разрезе — значения плотности, г/см^3. Цветом отображается изменение плотности в слоях: чем темнее цвет, тем выше значение плотности. Красный цвет соответствует океаническому типу коры, фиолетовый — утоненной континентальной коре. *1* — наблюденное поле силы тяжести в свободном воздухе; *2* — рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *3* — поле силы тяжести в редукции Буге; *4* — аномальное магнитное поле ΔTa. Местоположение профилей представлено на рис. 1, 2.

Fig. 3. Structural-density model of the tectonosphere along the profiles 1 (*a*) and 2 (*b*). Figures in the section are density values, g/cm^3. The color shows the change in density in the layers: the darker the color, the higher the density value. The red color corresponds to the oceanic type of crust, the purple color corresponds to the thinned continental crust. *1* — observed free air gravity anomalies; *2* — calculated free air gravity anomalies; *3* — field of gravity in Bouguer reduction; *4* — anomalous magnetic field ΔTa. Location of the profiles is shown in Fig. 1, 2.

океаническому типу коры, или континентальной коре сильно интрудированной базальтовыми дайками (рис. 4*а*). На данном профиле не наблюдается характерной континентальной коры под Мозамбикским хребтом, плотность блоков коры варьирует здесь от 2.73 г/см^3 до 2.79 г/см^3, что может свидетельствовать о наличии здесь коры смешанного типа и возрастании роли андерплейтинга в формировании коры в этом районе наряду с утонением континентальной коры.

Четвертый профиль расположен в южной части исследуемой площади. Долина Натал имеет мощность коры ~16 км, которая незначительно увеличивается в сторону Мозамбикского хребта, а плотность коры варьирует от 2.74 г/см^3 до 2.77 г/см^3, что соответствует значениям

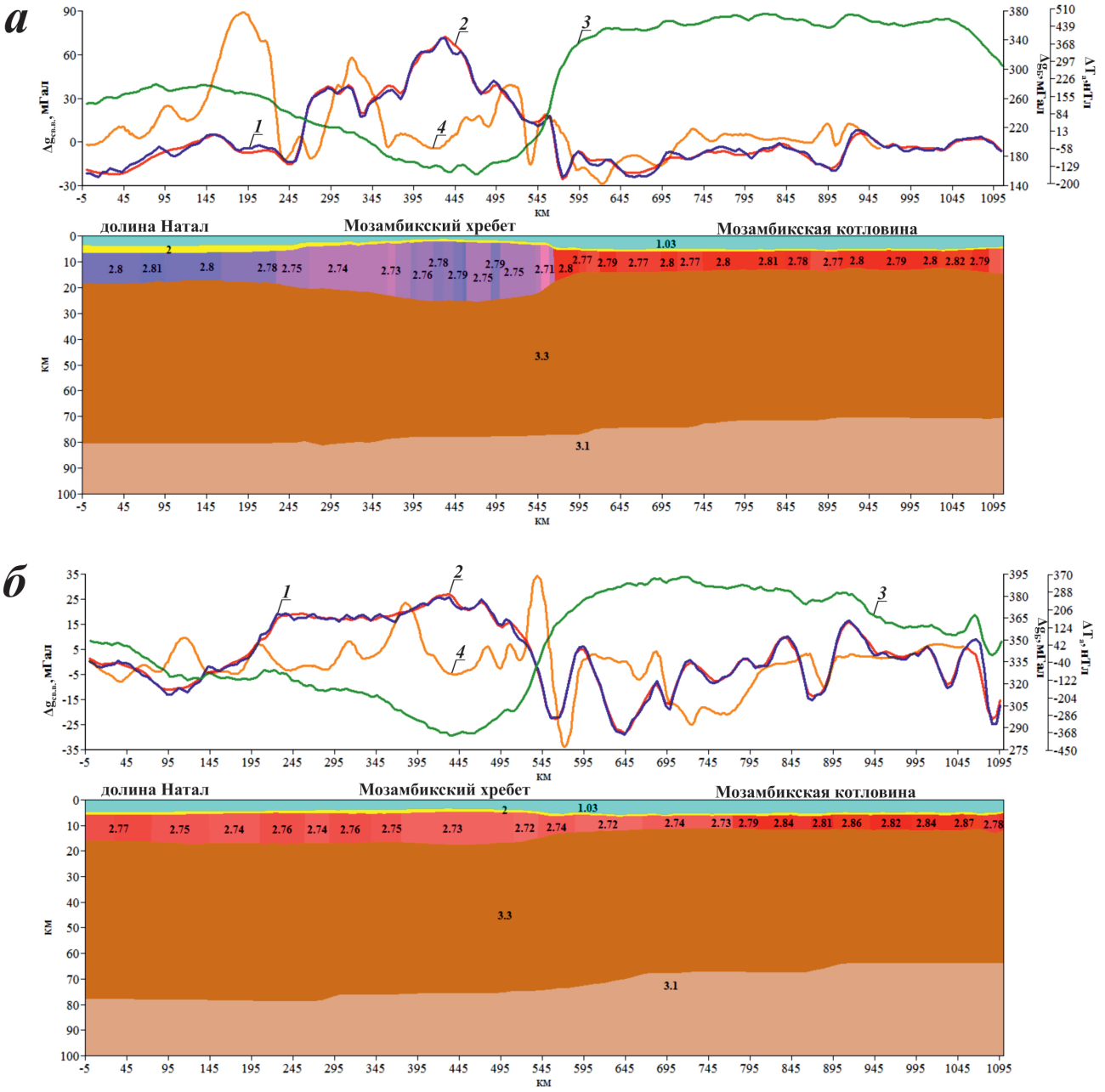


Рис. 4. Структурно-плотностная модель тектоносферы вдоль профилей 3 (*а*) и 4 (*б*). Цифры на разрезе — значения плотности, г/см^3. Цветом отображается изменение плотности в слоях: чем темнее цвет, тем выше значение плотности. Красный цвет соответствует океаническому типу коры, фиолетовый — утоненной континентальной коре. Условные обозначения см. на рис. 3. Местоположение профилей представлено на рис. 1, 2.

Fig. 4. Structural-density model of the tectonosphere along profiles 3 (*a*) and 4 (*б*). Figures in the section are density values, g/cm^3. The color shows the change in density in layers: the darker the color, the higher the density value. The red color corresponds to the oceanic type of crust, the purple color corresponds to the thinned continental crust. See Fig. 3 for symbols. The location of the profiles is shown in Fig. 1, 2.

океанической коры (рис. 4*б*). Мощность земной коры Мозамбикского хребта уменьшается по сравнению с другими профилями и достигает ~17 км, плотность блоков коры изменяется в пределах 2.73 г/см^3 – 2.76 г/см^3.

В целом, результаты плотностного моделирования неплохо соответствуют полученным ранее моделям коры Мозамбикского хребта отмечающим вариации в толщине коры от 20 до 25 км с высокой плотностью в ее нижней части (Doucouré, Bergh, 1992; König, Jokat, 2010). Однако отмечаются различия строении коры вдоль простирания Мозамбикского хребта с севера на юг. Земная кора Мозамбикского хребта, по всей видимости, представлена, утоненной континентальной корой по крайней мере, в его северной части, а в южной — корой смешанного типа, осложненной плюмовым магматизмом. Степень растяжения и утонения континентальной коры бассейна Натал увеличивается к югу, что отражается в понижении значений ее мощности и увеличении глубины дна.

Чтобы понять геодинамические условия, при которых возможно частичное отделение линейно вытянутой полосы континентальной коры от материка было проведено физическое моделирование.

Физическое моделирование. С помощью метода физического моделирования исследовались условия формирования Мозамбикского хребта в результате его отделении от окраины Африканского континента под действием горячей точки.

Моделирование проводилось на экспериментальной установке, которая представляет собой текстолитовую ванную с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода (Грохольский, Дубинин, 2006; Шеменда, Грохольский, 1988; Shemenda, Grokholsky, 1991). С помощью нагревателей, расположенных на дне, и трех боковых стенках установки модельное вещество плавится, а затем охлаждается сверху до образования плиты нужной толщины, подстилаемой расплавом. Изменение длительности охлаждения обеспечивает различное соотношение толщины хрупко-пластичного слоя литосферы (Грохольский, Дубинин, 2006). В процессе проведения экспериментов обеспечивается равномерное температурное поле модельного вещества. Вещество, которое используется в качестве главного модельного материала, представляет собой смесь твердых и жидких углеводородов, чьи физические характеристики удовлетворяют критерию подобия, выполняемому при моделировании:

$$\tau_s/\rho g H = const,$$

где τ_S — предел текучести на сдвиг, ρ — плотность слоя, H — толщина слоя, g — ускорение свободного падения (Шеменда, 1983; Shemenda, Grocholsky, 1994).

При постановке экспериментов учитывалась геометрия структурных неоднородностей в литосфере по которым при расколе формировались трещины растяжения (Дубинин и др., 2019). В модели также использовался локальный источник нагрева (ЛИН) для имитации в районе исследования деятельности горячей точки.

Подготовка и проведение экспериментов осуществлялась в несколько этапов. После формирования модельной плиты с толщиной H, в ней задавался разрез, имитирующий начальный раскол континента с образованием рифта. В процессе растяжения модели со скоростью V, рифтинг переходил в спрединг. Движение поршня прекращалось после наращивания океанической коры на время, в котором имитировался переходный период перед перескоком спрединговой оси ($t_п$). Затем в окрестности молодой континентальной окраины включался ЛИН, который проплавлял модельную литосферу, имитируя термическую аномалию плюма Кару. Далее с обеих сторон от расплавленной области делались два разреза, играющие роль ослабленных зон. Они предполагались на основе геологического и тектонического строения юго-восточной части Африки с более тонкой, ослабленной литосферой. После этого возобновлялось растяжение модели.

Эксперимент 2418 (рис. 5). В подготовленной модельной плите был сделан разрез — рифтовая трещина (рис. 5, стадия А). Вдоль него в процессе растяжения происходила аккреция новой модельной литосферы. После того, как сформировалась полоса литосферы шириной 1–3 см, делался перерыв в растяжении (рис. 5, стадия Б). В среднем он длился около 30-ти минут, в течение которого модель продолжала охлаждаться. Затем в области молодой континентальной окраины модели включался ЛИН. После подплавления им модельной литосферы термическая аномалия становилась видимой на ее поверхности и формировала магматическую провинцию. При этом часть расплава могла изливаться на поверхность плиты. Далее с обеих сторон от пятна горячей точки были сделаны два разреза параллельных оси спрединга. Они имитировали наличие в литосфере структурных неоднородностей (рис. 5, стадия Б). После завершения активности горячей точки интенсивность ее нагрева была уменьшена и продолжилось растяжение модельной литосферы.

Из разрезов начали продвигаться трещины, т.е. произошел перескок старой оси спрединга в область разрезов. Эти трещины соединились с областью новообразованной модельной

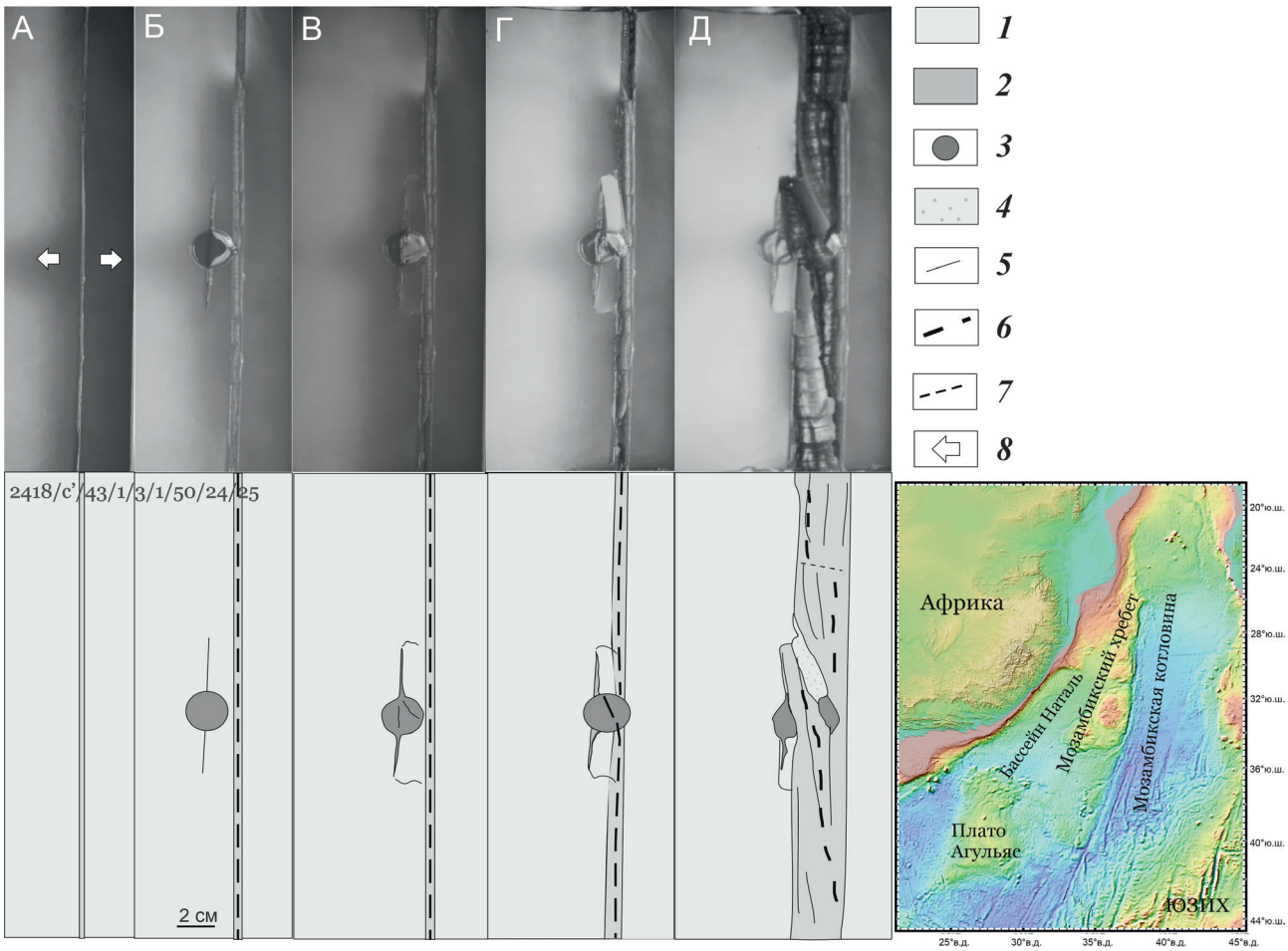


Рис. 5. Эксперимент 2418. Неполное отделение линейно-вытянутого континентального микроблока с магматической провинцией при перескоке оси спрединга вследствие действия горячей точки. $H = 3 \cdot 10^{-3}$ м; $V = 3 \cdot 10^{-5}$ м/с$^{-1}$; $t_п = 30$ мин. А—Д — стадии эксперимента (вид сверху), внизу их дешифрирование. *1* — континентальная модельная литосфера; *2* — вновь образованная модельная литосфера; *3* — расплав от горячей точки; *4* — блоки континентальной коры не отделенные или частично отделенные от материка; *5* — разрезы в модельной континентальной литосфере имитирующие структурные неоднородности; *6* — ось спрединга; *7* — сдвиговые и нетрансформные границы; *8* — границы между аккреционными валами; *9* — направление растяжения. Батиметрическая карта TOPEX (https://topex.ucsd.edu/WWW_html/mar_topo.html).

Fig. 5. Experiment 2418. Incomplete separation of a linearly elongated continental microblock with a magmatic province during the spreading axis jumping due to the influence of a hot spot. $H = 3 \cdot 10^{-3}$ m; $V = 3 \cdot 10^{-5}$ m/s^{-1}; $t_п = 30$ min. А—Д — stages of the experiment (top view), their interpretation below. *1* — continental model lithosphere, *2* — newly formed model lithosphere, *3* —hot spot melt, *4* — blocks of continental crust not separated or partially separated from the continent, *5* — transects in the model continental lithosphere simulating structural inhomogeneities, *6* — spreading axis, *7* — shear and nontransform boundaries, *8* — boundaries between accretion ridges, *9* — direction of stretching. TOPEX bathymetric map (https://topex.ucsd.edu/WWW_html/mar_topo.html).

литосферы, образовав удлиненный блок (рис. 5, стадия В). В процессе дальнейшего растяжения и аккреции блок раскололся на две части в области действия ЛИН (рис. 5, стадии В, Г). В этом месте спрединговая ось испытала правостороннее смещение (рис. 5, стадия Г). Поэтому при дальнейшем растяжении верхняя часть расколовшегося блока стала вращаться против часовой стрелки в основном в горизонтальной плоскости (рис. 5, стадия Д). На заключительных стадиях эксперимента сформировался не полностью отделенный от континента удлиненный блок, расположенный под углом к нему (рис. 5, стадия Д). Верхняя часть этого блока состояла из континентальной модельной литосферы, а нижняя представляла отколовшуюся часть магматической провинции сформированной горячей точкой. Нижняя часть расколовшегося блока осталась на месте, как краевая структура в составе континента (рис. 5, стадия Д).

Эксперимент № 2469 (рис. 6). Эксперимент проводился при тех же условиях, что и предыдущий. В процессе растяжения в модели также сформировался удлиненный блок, в дальнейшем разделившийся на два микроблока, (рис. 6, стадии В, Г). Однако затем произошло полное отделение

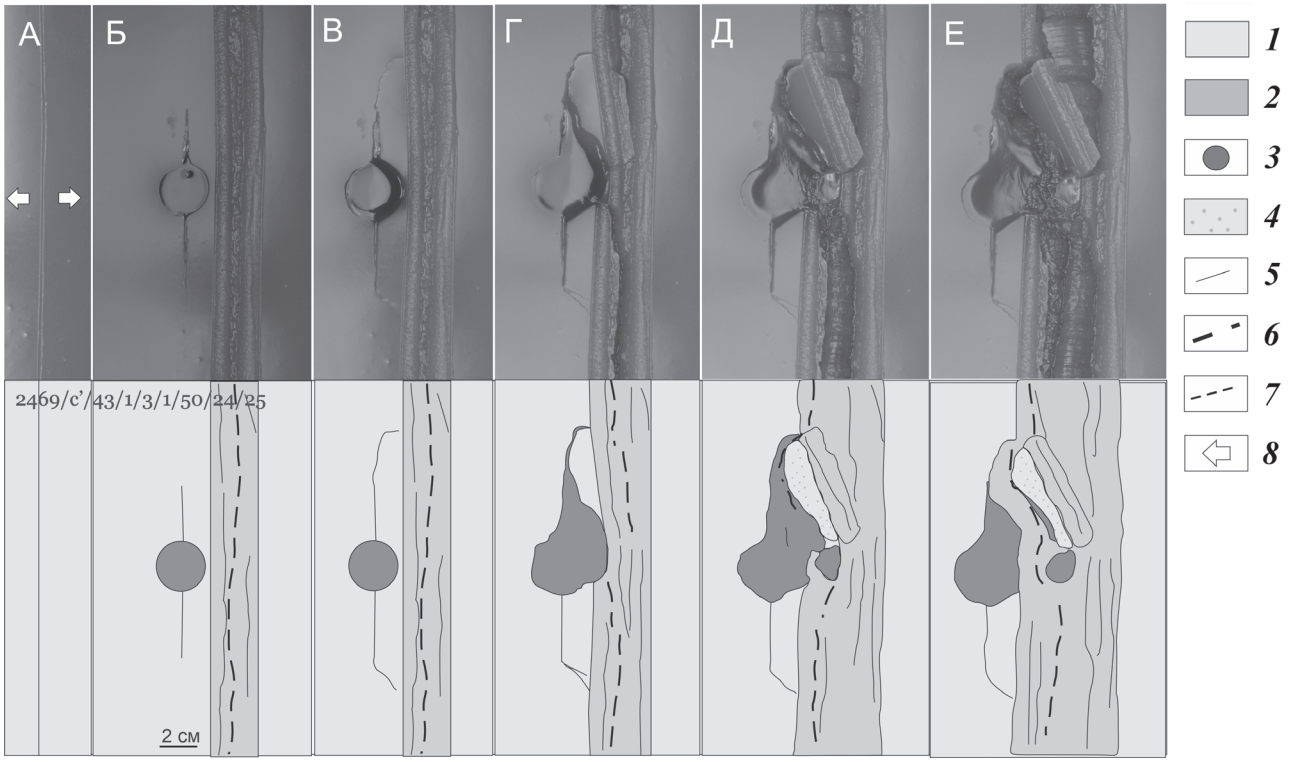


Рис. 6. Эксперимент 2469. Отделение линейно-вытянутого континентального микроблока с магматической провинцией при перескоке оси спрединга в сторону молодой континентальной окраины вследствие действия горячей точки. $H = 3 \cdot 10^{-3}$ м; $V = 3 \cdot 10^{-5}$ м/с$^{-1}$; $t_п = 30$ мин. А—Е — стадии эксперимента (вид сверху), внизу их дешифрирование. Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 6. Experiment 2469. Detachment of a linear elongated continental microblock with an igneous province when the spreading axis jumps towards the young continental margin due to a hot spot. $H = 3 \cdot 10^{-3}$ m; $V = 3 \cdot 10^{-5}$ m/s^{-1}; $t_п = 30$ min. A—E — stages of the experiment (top view), their interpretation below. See the symbols in Fig. 5.

верхнего блока от континента (рис. 6, стадии Д, Е). С одной стороны, это стало следствием его вращения. С другой — наблюдалось значительное излияние расплава на поверхность модели в области действия ЛИН (горячей точки) левее блока (рис. 6, стадии Г, Д), что привело к ослаблению здесь модельной литосферы. Если ранее в модели верхний микроблок находился между двумя осями спрединга и поэтому вращался против часовой стрелки, то ослабление литосферы левее него привело к перескоку сюда оси спрединга (рис. 6, стадия Д). После этого ось спрединга стала единой, микроблок перестал вращаться и стал удаляться от континента (рис. 6, стадия Е). Нижняя часть расколовшегося блока, как и в предыдущем эксперименте, осталась в структуре континента (рис. 6, стадии Г-Е). Каждый из микроблоков имел в своем составе часть магматической провинции (рис. 6, стадии Д, Е). Только в верхнем блоке магматическая провинция была частично отделена от него (рис. 6, стадия Е).

Результаты проведенных экспериментов показали, что наличие структурных (разломы, трещины) и термических (горячая точка) неоднородностей в континентальной литосфере может привести к образованию и дальнейшему отделению от нее микроблоков. Расположение архейских и протерозойских кратонов региона юго-восточной Африки и, окружающих их, мезопротерозойских орогенических поясов, распределение рифтогенных структур, а также магматические проявления плюмового магматизма предопределили начальные условия проведения экспериментов и их методики.

В ходе исследования в моделях формировались линейные, протяженные микроконтинентальные блоки. Динамика их развития, частичное или полное отделение от континента, миграция и вращение во всех проведенных экспериментах имели общие черты. Наличие линейных структурных неоднородностей и горячей точки приводили к ослаблению континентальной литосферы в модели. Ось расположенного рядом с континентом спредингового хребта испытывала перескок в зону этого ослабления, то есть в область континентальной окраины. В результате перескока формировался линейно вытянутый блок. При дальнейшем растяжении он разделился на несколько микроблоков. В их структуре присутствовали фрагменты континентальной литосферы и участки расплава модельного вещества (проявления магматизма), связанных с действием

ЛИН (горячей точки). Миграция и вращение микроблоков были связаны с развитием отдельных сегментов спрединговой оси.

ВЫВОДЫ

Мозамбикский хребет представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении структуру, состоящую из серии блоковых поднятий, разделенных небольшими долинами. Формирование хребта и соседних долин и котловин может быть связанно с деятельностью плюма Кару-Мод, проявившегося в период раннего раскола Африки и Антарктиды 183–171 млн лет.

Анализ аномального гравитационного поля и плотностное моделирование, свидетельствует о гетерогенном строении коры Мозамбикского хребта. Плотности блоков коры в пределах глубоководной котловины варьирует от 2.76 до 2.84 г/см^3, что соответствует плотности океанических базальтов. Плотностное моделирование хребта показало, что северная его часть сложена утоненной континентальной корой, центральная — сильно утоненной континентальной корой, южная — корой смешанного типа, осложненной плюмовым магматизмом.

Установить четкие отличия между корой смешенного типа и утоненной континентальной по значениям аномалий силы тяжести в редукции Буге довольно трудно, несмотря на разное строение поднятий и их генезис. Привлечение дополнительной информации, в виде рассчитанных компонент аномальных гравитационных и магнитных полей, может помочь определить природу коры поднятия. Иногда и этих данных недостаточно, чтобы однозначно судить о природе коры поднятия, и в таких случаях необходимо привлекать дополнительную геолого-геофизическую информацию.

Физическое моделирование позволило экспериментально доказать возможность формирования Мозамбикского хребта, как узкого линейно-вытянутого континентального блока. Было выявлено, что это происходит в условиях гетерогенной континентальной коры под влиянием термической аномалии, которую создала плюмовая активность (Кару-Мод). Такие условия способствуют перестроению осей спрединга и формированию вытянутых континентальных блоков с фрагментами вулканических блоков. Экспериментально показано, что деятельность плюма Кару поспособствовала перескоку оси спрединга в результате чего произошло частичное отделение Мозамбикского хребта от континентальной окраины Африканского континента, а также формирование вулканической его части на юге.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда проект № 22-27-00110.

Список литературы [References]

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 [*Bulychev A.A., Gilod D.A., Dubinin E.P.* Two-dimensional modeling of the structure and density of tectonosphere in the south segment of the Indian ocean // Geofizicheskie issledovaniya. 2015. V. 16. № 4. P. 15–35 (in Russian)].

Булычев А.А., Гайнанов А.Г., Гилод Д.А. и др. Количественная интерпретация спутниковых геофизических данных // Физика Земли. 1996. № 3. С. 21–26 [*Bulychev A.A., Gainanov A.G., Gilod D.A. et al.* Quantitative interpretation of satellite geophysical data // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 1996. V. 32. № 3. P. 197–203 (in Russian)].

Булычев А.А., Зайцев А.Н. Программа для интерактивного двухмерного подбора плотностной среды по аномальному гравитационному полю / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2008611947. Выдано 18.04.2008. [*Bulychev A.A., Zaitsev A.N.* Program for interactive two-dimensional selection of a density medium by an anomalous gravitational field / Certificate of state registration of the computer program № 2008611947. 2008 (in Russian)]

Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морская гравиразведка. Учебное пособие для вузов. М.: Недра, 1991. 213 с. [*Gainanov A.G., Panteleev V.L.* Marine gravity exploration. Textbook for universities. M.: Nedra. 1991. 213 p. (in Russian)].

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94 [*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].

Дубинин Е.П., Барановский М.С., Грохольский А.Л., Филаретова А.Н. Влияние горячей точки Реюньон на формирование погруженных хребтов и микроконтинентов вблизи западной окраины Индии (физическое моделирование) // Жизнь Земли. 2019. Т. 41. № 4. С. 374–386. https://doi.org:10.29003/m823.0514-7468.2018_41_4/374-386 [*Dubinin E.P., Baranovskiy M.S., Grokholskiy A.L., Filaretova A.N.* Influence of the reunion hot spot on the formation of submerged ridges and microcontinents near the margin of western India (physical modeling) // Life of the Earth. 2019. V. 41. № 4. P. 374–386 (in Russian)].

Лейтченков Г.Л., Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В. Геодинамика Атлантического и Индийского секторов Южного океана. // ДАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 228–231 [*Leitchenkov G.L., Sushchevskaya N.M., Belyatsky B.V.* Geodynamics of the Atlantic and Indian sectors of the South ocean // Doklady Earth Sciences. 2003. V. 391. № 5. P. 675–678 (in Russian)].

Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединноокеанических хребтов от скорости раздвижения дна океана // ДАН. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338–1341 [*Sorokhtin O.G.* Dependence of the topography of the

mid-ocean ridges on the rate of spreading of the ocean floor // Doklady Earth Sciences. 1973. V. 208. № 6. P. 1338–1341 (in Russian)].

Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19 [*Shemenda A.I.* Similarity criteria in mechanical modeling of tectonic processes // Geology and Geophysics. 1983. № 10. P. 10–19 (in Russian)].

Шеменда А.И., Грохольский А.Л. О механизме образования и развития зон перекрытий осей спрединга // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 97–107 [*Shemenda A.I., Groholsky A.L.* On the mechanism of formation and development of overlapping zones of spreading axes // Pacific Geology. 1988. № 5. P. 97–107 (in Russian)]

Barthelmes F. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. Scientific technical Rep STR09/02 // German Research Centre for Geosciences (GFZ). Potsdam, Germany. 2013. 32 p.

Ben Avraham Z., Hartnady C.J.H., Le Roex A.P. Neotectonic activity on continental fragments on the Southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. Iss. B4. P. 6199–6211 https://doi.org/10.1029/94JB02881

Coffin M.F., Eldholm O. Large Igneous Provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences // Reviews of Geophysics. 1994. V. 32. № 1. P. 1–36 https://doi.org/10.1029/93RG02508

Doucouré C.M., Bergh H.W. Continental origin of the Mozambique Plateau: a gravity data analysis // Journal of African Earth Sciences. 1992. V. 15. № 3–4. P. 311–319. https://doi.org/10.1016/0899-5362(92)90017-7

Fischer M.D., Uenzelmann-Neben G., Jacques G., Werner R. The Mozambique Ridge: a document of massive multi-stage magmatism // Geophysical Journal International. 2017. V. 208. № 1. P. 449–467. https://doi.org/10.1093/gji/ggw403

Gohl K., Uenzelmann-Neben G., Grobys N. Growth and dispersal of a southeast African Large Igneous Province // South African Journal of Geology. 2011. V. 114. № 3–4. P. 379–386. https://doi.org/10.2113/gssajg.114.3-4.379

Jacques G., Hauff F., Hoernle K. et al. Nature and origin of the Mozambique Ridge, SW Indian Ocean // Chemical Geology. 2019. V. 507. P. 9–22. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.12.027

König M., Jokat W. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. Iss. B12. https://doi.org/10.1029/2005JB004035

König M., Jokat W. Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique basin in the view of new potential field data // Geophysical Journal International. 2010. V. 180. № 1. P. 158–180. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04433.x

Laughton A.S., Matthews D.H., Fisher R.L. The structure of the Indian Ocean. Maxwell, A.E. (Ed.). The Sea 4. Wiley, New York. 1970. P. 543–586.

Le Gall B., Tshoso G., Jourdan F. et al. 40Ar/ 39Ar geochronology and structural data from the giant Okavango and related mafic dyke swarms, Karoo igneous province, northern Botswana // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 202. № 3–4. P. 595–606 http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00763-X

Leinweber V.T., Jokat W. The Jurassic history of the Africa-Antarctica corridor – new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins // Tectonophysics. 2012. V. 530–531. P. 87–101. http://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.008

Marks K.M., Stock J.M. Evolution of the Malvinas Plate south of Africa // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. № 4 P. 289–302 https://doi.org/10.1023/A:1014638325616

Marks K.M., Tikku A.A. Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 186. P. 479–495 https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00262-X

Matsinhe N.D., Tang Y., Li C.F. et al. The crustal nature of the northern Mozambique Ridge, Southwest Indian Ocean // Acta Oceanologica Sinica. 2021. V. 40. № 7. P. 170–182. https://doi.org/10.1007/s13131-021-1747-9

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic-measurements // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10, № 8. 12 p. https://doi.org/10.1029/2009GC002471

Mougenot D., Gennesseaux M., Hernandez J. et al. La ride du Mozambique (Océan Indien): un fragment continental individualisé lors du coulissement de l'Amérique et de l'Antarctique le long de l'Afrique de l'Est. // Comptes Rendus Geosciences. 1991. V. 312. №2. P. 655–662.

Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. № 4. P. 1–19. https://doi.org/10.1029/2007GC001743

Mueller C.O., Jokat W. The initial Gondwana break-up: A synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor // Tectonophysics. 2019. V. 750. P. 301–328. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.11.008

Reguzzoni M., Sampietro D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2015. V. 35. P.31–43. https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002

Riley T.R., Leat P.T., Curtis M.L. et al. Early-Middle Jurassic dolerite dykes from western Dronning Maud Land (Antarctica): identifying mantle sources in the Karoo large igneous province // Journal of Petrology. 2005. V. 46. № 7. P. 1489–1524. https://doi.org/10.1093/petrology/egi023

Sandwell D.T., Müller D.R., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. Iss. 6205. P. 65–67. https://doi.org/10.1126/science.1258213

Shemenda A.I., Grokholsky A.L. A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling) // Tectonophysics. 1991 V. 199. P. 389–404. https://doi.org/110.1016/0040-1951(91)90180-z.

Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // Journal of Geophysical

Research. 1994. V. 99. Iss. B5. P. 9137-9153. https://doi.org/10.1029/93JB02995

Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. Iss. B10. 28 p. https://doi.org/10.1029/2012JB009525

Simpson E.S.W. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., USA. 1974. V. 25. P. 259–346.

Simpson E., Sclater J., Parsons B. et al. Mesozoic magnetic lineations in the Mozambique Basin. // Earth and Planetary Science Letters. 1979. V. 43. № 2. P. 260–264. https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90209-7

Thompson J.O., Moulin M., Aslanian D. et al. New starting point for the Indian Ocean: Second phase of breakup for Gondwana // Earth-Science Reviews. 2019. V. 191. № 6. P. 26–56. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.018

Tucholke B.E., Houtz R.E., Barrett D.M. Continental crust beneath the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // Journal of Geophysical Research. 1981. V. 86. Iss. B5. P. 3791–3806. https://doi.org/10.1029/JB086iB05p03791

Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. V. 14. № 8. P. 3297–3305 https://doi.org/10.1002/ggge.20181

Zhang T., Lin J., Gao J. Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: implications on the formation of oceanic plateaus and intraplate seamounts // Science China Earth Sciences. 2011. V. 54. № 8. P. 1177–1188 https://doi.org/10.1007/s11430-011-4219-9

TECTONOSPHERE AND FORMATION OF THE MOZAMBIQUE RIDGE: DENSITY AND PHYSICAL MODELING

D.A. Ryzhova[1], A.I. Tolstova[1], E.P. Dubinin[2], M.V. Kosnyreva[1], A.A. Bulychev[1], A.L. Groholsky[2]

[1]Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia, 119991; e-mail: dasha_0292r@mail.ru
[2]Lomonosov Moscow State University, Museum of Earth Science, Moscow, Russia, 119991

Received January 26, 2022; revised March 08, 2022; accepted March 27, 2022

The tectonosphere and formation conditions of the Mozambique Ridge are considered. The Mozambique Ridge is located in the southwestern part of the Indian Ocean between the Natal and the Mozambique Mesozoic Basins. The way how the ridge formed remains debatable. The anomalous structure of the crust of the Mozambique Ridge can be explained either by underplaying - thickening of the oceanic crust from below due to magmatism, or by stretching and thinning of the continental crust. Based on gravitational and magnetic field anomalies, seismotomography and other geological and geophysical information, density modeling was carried out along four profiles. Physical modeling determined the conditions of formation of the Mozambique Ridge. It formed due to the splitting of the African-Antarctic continent, the presence of structural heterogeneities in the lithosphere of the African continent and the influence of the Karoo plume.

Keywords: Mozambique Ridge, tectonosphere, spreading, density and physical modeling.