

РЕЛЬЕФ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

В.А. Боголюбский, Е.П. Дубинин, А.Л. Грохольский*

Рассматриваемая часть Срединно-Атлантического хребта протягивается от Агульяс-Фолклендской разломной зоны до тройного соединения Буве. Этот сегмент обладает контрастным рельефом. В своей южной части он имеет морфологию осевого поднятия, характерную для хребтов с быстрым спредингом, в средней части он имеет морфологию рифтовой долины, типичную для медленноспрединговых хребтов, в северной части наблюдается участок с переходной морфологией. При этом выделяются три морфоструктурных комплекса поперечных нарушений, приблизительно соответствующих участкам с различной морфологией. Столь различное строение и сегментация спредингового хребта стали возможными благодаря термическому влиянию плюмов Шона и Буве в южной части рассматриваемого сегмента, и Дискавери – в северной. Для воспроизведения условий формирования морфоструктуры осевой зоны хребта было проведено физическое моделирование. В экспериментах при удалении от источника термической аномалии были получены различные типы рельефа и комплексы поперечных нарушений, которые сопоставляются с аналогичными природными морфоструктурами. По результатам моделирования предполагается, что основными условиями формирования современного облика хребта являются наклон оси спрединга относительно направления растяжения, интенсивность проявления термических аномалий и расположение центров плюмов относительно оси спрединга.

Ключевые слова: физическое моделирование, медленный спрединг, мантийные плюмы, Южная Атлантика, трансформные разломы, нетрансформные смещения, перекрытия центров спрединга.

Ссылка для цитирования: Боголюбский В.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Рельеф и современная структура южной части Срединно-Атлантического хребта // Жизнь Земли. 2025. Т. 47, № 1. С. 20–33. DOI: 10.29003/m4376.0514-7468.2025_47_1/20-33

Поступила 21.12.2024 / Принята к публикации 26.02.2025

RELIEF AND CONTEMPORARY STRUCTURE OF THE SOUTHERN MID-ATLANTIC RIDGE

V.A. Bogoliubskii^{1,2}, E.P. Dubinin^{1,2}, Dr. Sci (Geol.), A.L. Grokholsky¹, PhD

¹ Lomonosov Moscow State University (Earth Science Museum)

² Lomonosov Moscow State University (Faculty of Geology)

The considered part of the Mid-Atlantic Ridge extends from the Agulhas-Falkland fracture zone to the Bouvet triple junction. This segment has a contrasting topography. In its southern part, it has the morphology of an axial rise, while in its middle part it has the morphology typical for a slow-spreading rift valley. In the northern part, an area with tran-

* Боголюбский Вячеслав Андреевич – аспирант геологического ф-та МГУ, лаборант Музея землеведения, bogolubskiy@yandex.ru, ORCID: 0000-0001-8200-9786; Дубинин Евгений Павлович – д.г.-м.н., зав. сектором геодинамики Музея землеведения МГУ, профессор геологического ф-та МГУ, edubinin08@rambler.ru, ORCID: 0000-0003-2128-3890; Грохольский Андрей Львович – к.г.н., в.н.с. Музея землеведения МГУ, andregro2@yandex.ru, ORCID: 0000-0002-2946-1674.

sitional morphology can be distinguished. Three morphostructural complexes of transverse faults are distinguished, approximately corresponding to areas with various morphology. Such a different structure and segmentation of the spreading ridge became possible owing to the thermal influence of the Shona and Bouvet mantle plumes in the southern part of the considered segment and the Discovery mantle plume in its northern part. To reconstruct the morphostructure formation conditions in the ridge axial zone, physical modeling was implemented. In our experiments, we obtained various relief types and transverse discontinuities complexes depending on the distance from the thermal anomaly. They match the natural morphostructures. The modeling results suppose that the main formation conditions of the contemporary Mid-Atlantic Ridge terrain are spreading obliquely, thermal anomaly intensity, and the plume center position relatively to the spreading axis.

Keywords: *physical modeling, slow spreading, mantle plumes, South Atlantic, transform faults, non-transform discontinuities, overlapping spreading centers.*

For citation: Bogoliubskii, V.A., Dubinin, E.P., Grokholsky, A.L. "Relief and contemporary structure of the Southern Mid-Atlantic Ridge", *Zhizn Zemli [Life of the Earth]* 47, no 1, 20–33 (2025) (in Russ., abstr. in Engl.). DOI: 10.29003/m4376.0514-7468.2025_47_1/20-33

Введение. Южная часть Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) протягивается от Агульяс-Фолклендской разломной зоны (АФРЗ) (47° ю. ш.) до тройного соединения (ТС) Буве (54°45' ю. ш.). Простираение хребта относительно направления растяжения составляет около 70°. Скорости спрединга составляют 32–36 мм/год [12]. Общая длина участка составляет около 800 км. ЮСАХ находится под значительным влиянием термических аномалий горячих точек Шона и Буве (на юге) и, в меньшей степени, Дискавери (на севере) (рис. 1а, д) [14, 18].

Данный участок Срединно-Атлантического хребта имеет контрастное строение. В северной и центральной частях хребет имеет характерное для медленносрединговых хребтов строение с хорошо выраженной рифтовой долиной и несколькими небольшими трансформными разломами [9, 10], тогда как в южной части рифтовая долина имеет меньшие глубины и приобретает морфологические черты среднего спрединга, а в районе тройного сочленения – быстрого спрединга (рис. 1, 2) [2, 6, 16]. Причиной такой контрастности структуры хребта является влияние термической аномалии горячих точек Шона и Буве [4, 7, 15]. Подобные изменения, но несколько в меньшем масштабе, наблюдаются и в северной части за счёт влияния горячей точки Дискавери [14].

В то же время изменение претерпевает и характер сегментации хребта. Если в северной части наблюдаются три крупных, хорошо сформированных трансформных разлома, то к югу они сменяются косыми рифтовыми сегментами, нетрансформными смещениями и изгибами рифтовой долины [14]. В наиболее южной части морфоструктурная сегментация становится сходной с быстросрединговыми хребтами (см. рис. 1, 2) [8, 10]. Регион исследования слабо покрыт детальными батиметрическими и геофизическими съёмками, поэтому конкретные условия, обусловившие изменение морфоструктурного плана хребта по простираению, остаются не до конца ясными.

Целью данной работы является моделирование условий формирования осевого рельефа и сегментации южной части Срединно-Атлантического хребта в условиях вдоль осевого изменения прогретости мантии.

Тектоническое строение южной части Срединно-Атлантического хребта. Для северной части хребта (до 51° ю. ш.) характерна морфология рифтовой долины, типичная для медленносрединговых хребтов (см. рис. 2). Рифтовая долина имеет ширину

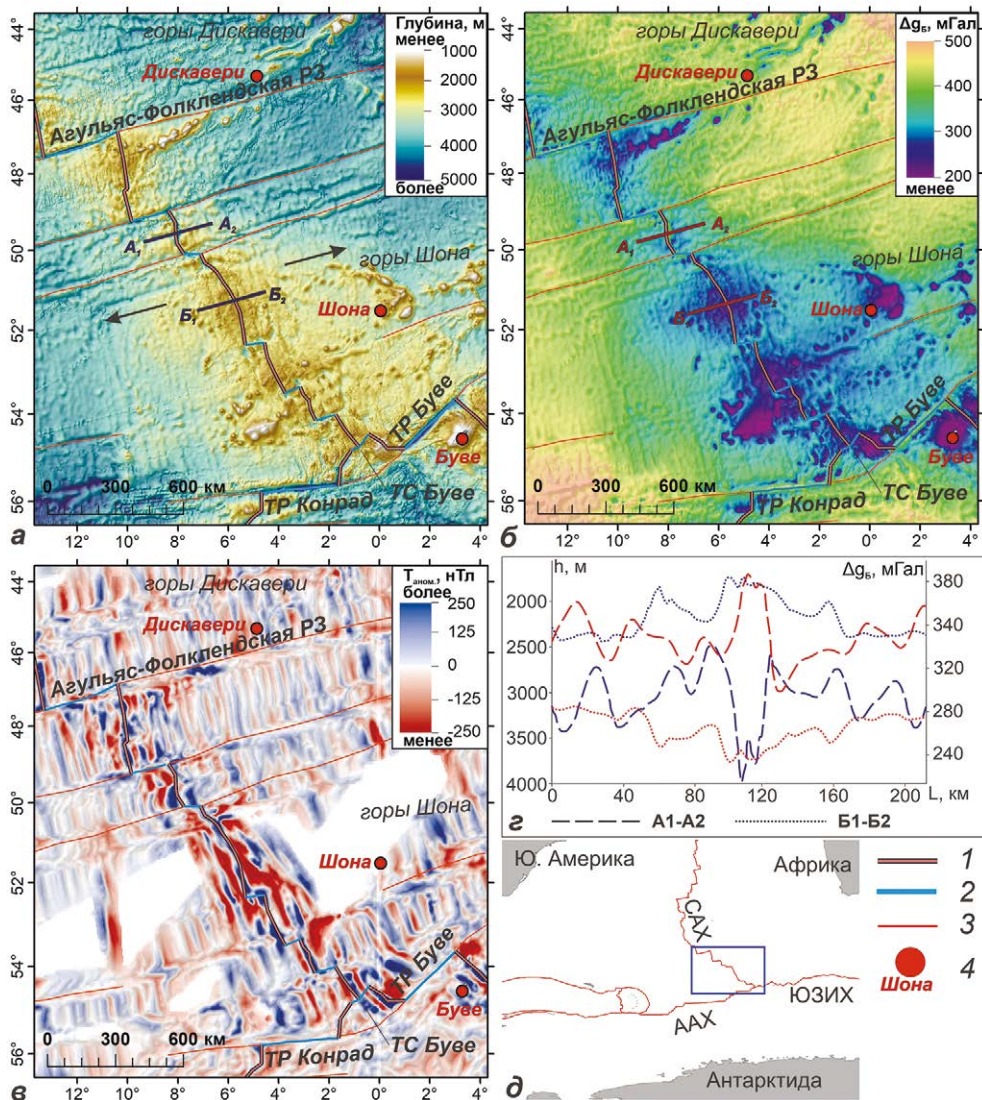


Рис. 1. Основные структурные элементы южной части Срединно-Атлантического хребта на картах: а) батиметрической [20], б) аномалий Буге [21], в) аномального магнитного поля [17], з) профили с запада на восток рельефа (синим) и аномалий Буге (красным) по линиям на илл. а и б сопоставляются с сегментами с морфологией рифтовой долины и осевого поднятия, соответственно, д) положение района исследования. Условные обозначения: 1 – ось спрединга, 2 – сдвиговые структуры, 3 – пассивные следы сдвиговых структур, 4 – положение центров плюмов и их названия. Аббревиатуры: *TP* – трансформный разлом, *ТС* – тройное соединение, *P3* – разломная зона, *CAX* – Срединно-Атлантический хребет, *ЮЗИХ* – Юго-Западный Индийский хребет, *ААХ* – Америко-Антарктический хребет.

Fig. 1. Main structural elements of the Southern Mid-Atlantic Ridge on the maps: а) the bathymetric one [20], б) the Bouguer anomalies [21], в) abnormal magnetic field [17], з) the west-east bathymetry profiles (blue) and Bouguer anomalies (red) on а and б correspond to the segments with the morphology of a rift valley and an axial rise, respectively, д) the position of the survey area. Legend: 1 – spreading axis, 2 – strike-slip structures, 3 – the passive traces of strike-slip structures, 4 – plume center positions and their names. Abbreviations: *TP* – transform fault, *ТС* – triple junction, *P3* – fracture zone, *CAX* – Mid-Atlantic Ridge, *ЮЗИХ* – South-West Indian Ridge, *ААХ* – American-Antarctic Ridge.

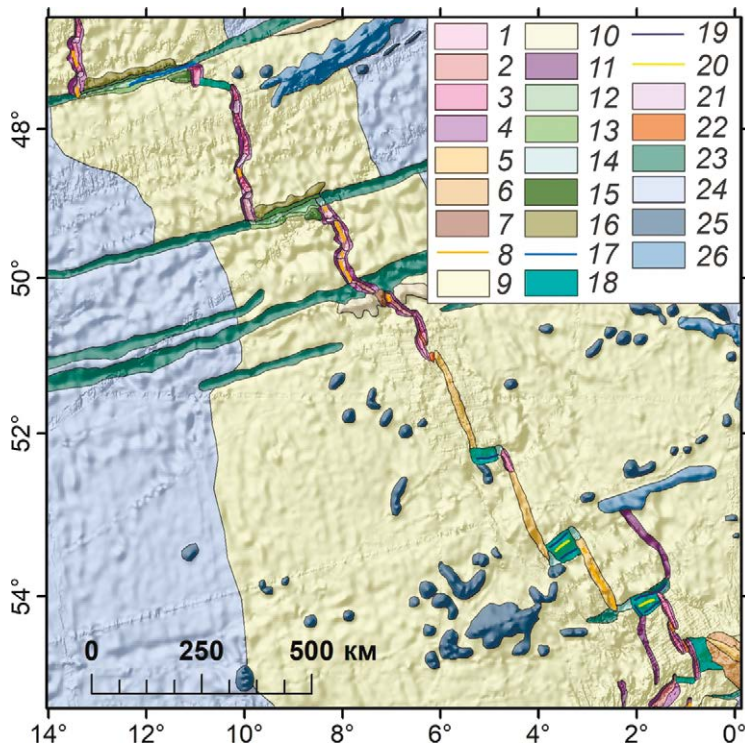


Рис. 2. Морфоструктурная карта южной части Срединно-Атлантического хребта. Условные обозначения: *Срединно-океанические хребты (СОХ)*. Осевая зона: 1 – рифтовые долины ортогональных сегментов (с морфологией медленного спрединга), 2 – рифтовые долины косых сегментов, 3 – редуцированные рифтовые долины (с морфологией среднего спрединга), 4 – борта рифтовых долин, 5 – вершинная поверхность осевого поднятия, 6 – склоны осевого поднятия, 7 – крупные осевые вулканические постройки, 8 – осевые вулканические хребты. Гребневая зона: 9 – рифтовые горы и фланги СОХ, 10 – фланги СОХ с повышенным магматизмом, 11 – отмершие рифтовые долины. *Поперечные нарушения оси спрединга*: Трансформные разломы: 12 – трансформные долины, 13 – борта трансформных долин, 14 – нодальные впадины, 15 – внутриокеанические комплексы, 16 – приразломные хребты, 17 – медианные хребты. Зоны рассеянных сдвиговых деформаций (“leaky transforms”): 18 – зоны рассеянного сдвига, 19 – впадины сдвиговых зон, 20 – блоковые поднятия. *Прочие морфоструктуры*: 21 – нетрансформные смещения, 22 – перекрытия центров спрединга, 23 – пассивные следы поперечных нарушений. Прочие структуры: 24 – глубоководные котловины, 25 – подводные горы, 26 – вулканические хребты. Данные: [20].

Fig. 2. Morphostructural map of the South Mid-Atlantic Ridge. Legend. *Mid-oceanic ridges (MOR)*. Axial zone: 1 – rift valleys of orthogonal segments (with a slow spreading morphology), 2 – rift valleys of oblique segments, 3 – reduced rift valleys (with a medium spreading morphology), 4 – the slopes of rift valleys, 5 – the top surface of the axial uplift, 6 – the slopes of the axial uplift, 7 – large axial volcanic structures, and 8 – axial volcanic ridges. Rift mountains: 9 – rift mountains and MOR flanks, 10 – MOR flanks with increased magmatism, and 11 – non-active rift valleys. *Transverse discontinuities of the spreading axis*. Transform faults: 12 – transform valleys, 13 – the slopes of the transform valleys, 14 – nodal basins, 15 – core complexes, 16 – transverse ridges, and 17 – median ridges. Zones of leaky transforms: 18 – the zones of distributed shear, 19 – the depressions of shear zones, and 20 – block rises. *Other morphostructures*: 21 – non-transform discontinuities, 22 – overlapping spreading centers, and 23 – the passive traces of transverse discontinuities. Other structures: 24 – abyssal plains, 25 – sea mountains, and 26 – volcanic ridges. Data from Ref. [20].

30–35 км при глубине от 3400 до 4100 м. В северной части влияние оказывает горячая точка Дискавери, центр которой расположен к северу от АФРЗ (см. рис. 1а, б) [18]. К югу от 50° ю. ш. уже прослеживается влияние горячей точки Шона, чей центр расположен в 610 км к востоку от оси ЮСАХ на 51°30′ ю. ш. [14, 15].

Форма профиля рифтовой долины в основном является U-образной (см. рис. 1з, А1-А2). Днище рифтовой долины занято серией осевых вулканических хребтов. Их ширина не превышает 5 км, а высота достигает 800 м. Рифтовые горы вытянуты вдоль оси ЮСАХ, глубина в их пределах варьирует от 2700 до 1800 м с минимальными значениями до 1200 м.

Данный участок пересечён тремя правосдвиговыми трансформными разломами (49°, 50°, 51° ю. ш.) и несколькими нетрансформными смещениями (НТС) в северной части (см. рис. 1а, 2) [9]. Трансформные разломы отличаются нехарактерной морфологией, приближаясь по строению к косой рифтовой долине, наклонённой под углом 40° относительно направления растяжения (см. рис. 1а, 2). Тем не менее они прослеживаются в рисунке магнитных аномалий и пассивных следах. Суммарная величина смещения по трансформным разломам по данным магнитных аномалий [17] за последние 20 млн лет существенно не изменялась, составляя около 5 млн лет, что соответствует 80 км (см. рис. 1в).

Нетрансформные смещения представлены косыми долинами, разделёнными короткими (20–25 км), более ортогональными участками с параметрами, схожими с рифтовой долиной на 47–48° ю. ш. Косая рифтовая долина имеет меньшую ширину (до 25 км) и глубину (до 4100 м). Погружение относительно рифтовых гор не превышает 1200 м. В днище долины отсутствуют осевые вулканические хребты, а вулканизм представлен отдельными коническими постройками. Глубины в пределах рифтовых гор колеблются от 3000 до 2000 м. В рельефе флангов следы НТС не прослеживаются (см. рис. 1а, 2).

Южная часть ЮСАХ (от 51° ю.ш. до ТС Буве) резко отличается по морфологии, представляя собой осевое поднятие, характерное для быстроспрединговых хребтов. Причём переходная область редуцированной рифтовой долины практически не выделяется, протягиваясь лишь на 45 км от ТР 51° ю. ш. (см. рис. 1а) [5, 10]. Осевая зона в рельефе выражается в виде хребта шириной 30–35 км, возвышающегося на 400–700 м над прилегающими фланговыми зонами. Её глубина колеблется от 2300 до 1800 м (см. рис. 1а, 2) [2, 10, 16].

Прилегающие фланговые части обладают относительно пологим рельефом: они представляют собой комплекс вытянутых параллельно оси спрединга гряд шириной 30–40 км. Перепад высот не превышает 200 м. При приближении к вероятному центру мантийного плюма Шона (51°30′ ю. ш., 0°45′ в. д.) на флангах хребта появляются группы подводных гор, образующих вытянутые массивы и маркирующие след горячей точки на хребте [19]. Их диаметр варьирует от 10 до 30 км, а минимальная глубина зачастую меньше 1500 м, достигая минимальных значений 450 м (см. рис. 1а, 2).

На данном участке хребта прослеживаются три правосдвиговых поперечных нарушения (52°25′, 53°35′, 54°10′ ю. ш.), представляющие собой переходные формы между перекрытиями центров спрединга и трансформными разломами («зоны рассеянного сдвига»: англ. – *“leaky transforms”*) (см. рис. 1а, 2). Смещение по ним составляет 50–60 км или около 2 млн лет. Причём по данным магнитных аномалий (см. рис. 1в) [17], на протяжении последних 20 млн лет эти значения постоянно уменьшались.

В рельефе они выражаются лишь в виде одной или двух нодальных впадин, образующихся при постепенном переходе осевого хребта ЮСАХ в редуцированную долину. Длина нодальных впадин составляет 20–30 км, а ширина не превышает 15 км. Степень перекрытия между ними варьирует от менее 10 до 30 км. Глубина впадин от 3200 м (52°25′ ю. ш.) до

4200 м (54°10' ю. ш.). Между собой нодальные впадины не связаны трансформной долиной, на её месте располагаются крупные вулканические постройки, вытянутые поперёк оси ЮСАХ. Их ширина составляет 20–25 км, а глубины достигают 1600 м. На флангах хребта данные структуры в рельефе не имеют выражения (см. рис. 1а, 2).

В поле аномалии Буге хребет выражен в виде минимума. Причём в южной части ширина области пониженных значений намного больше, достигая 580 км. К северу от НТС 50°25' ю. ш. область пониженных значений резко сужается до 170 км и вновь увеличивается до 290 км после трансформного разлома 47°20' ю. ш. (см. рис. 1б). Аналогичным образом проявляется и ширина сводового поднятия хребта (см. рис. 1а). Как отмечает Parnell-Turner [19], плюм Шона является частью более крупной области подъёма мантийного вещества, располагающейся под осью ЮСАХ и к востоку от него и хорошо прослеживающейся по сейсмической томографии. Это обуславливает столь широкую область пониженных значений аномалии Буге и сводового поднятия хребта.

Кора ЮСАХ представлена базальтами. Габбро и породы ультраосновного состава не были зафиксированы. Практически все образцы относятся к E-MORB типу базальтов, лишь на 49–51° ю. ш. встречаются более обеднённые разности, приближающиеся по геохимическим характеристикам к N-MORB типу. Они имеют сходство с базальтами подводных гор Дискавери и находятся под влиянием одноимённого плюма. В южной части, напротив, преобладают геохимические спектры, характерные для плюма Шона [14].

ЮСАХ начал своё развитие около 80 млн лет назад в связи с перескоком оси спрединга с хребта Агульяс, окончательно прекратившего активность 61,2 млн лет назад, на место поднятия, сформированного плюмом Шона и впоследствии расколотого на плато Метеор и Айлос Оркадас. При этом АФРЗ значительно уменьшила длину своей активной части, утратив роль демаркационного разлома. С этого времени на хребте наблюдается сравнительно стабильный спрединг, без существенных перестроек. На протяжении последних 60 млн лет активность плюмов Шона и Дискавери привела к формированию одноимённых цепей подводных гор к востоку от рассматриваемого участка, и в значительной степени оказывала влияние на формирование хребта [3, 13].

Материалы и методы. Для воспроизведения условий формирования ЮСАХ был применён метод физического моделирования. Эксперименты проводились в текстолитовой установке, состоящей из ванны с системой внутреннего нагрева и электромагнитического привода поршня, растягивающего модельное вещество. Размеры ванны составляют 30×40 см при глубине 8 см.

Расплавленное модельное вещество, используемое в эксперименте, имитирует частично расплавленную астеносферу. При подготовке эксперимента оно нагревается до однородного жидкого состояния, после чего охлаждается сверху вентилятором до образования на поверхности однородной корочки застывшего вещества, моделирующей кору и литосферу. После этого начинается растяжение модели, в результате которого происходит образование новой модельной литосферы (рис. 3).

Модельное вещество представляет собой смесь минеральных масел (вазелиновое масло), твёрдых углеводородов (парафин и церезин) с добавлением поверхностно активных веществ. Застывшее вещество обладает хрупко-пластичными деформационными свойствами. Все хрупкие деформации концентрируются в верхнем слое модельной литосферы. Основным критерий подобия, используемый в эксперименте:

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

где τ_s – предел текучести на сдвиг, ρ и H – плотность и толщина слоя соответственно, g – ускорение свободного падения [11, 22].

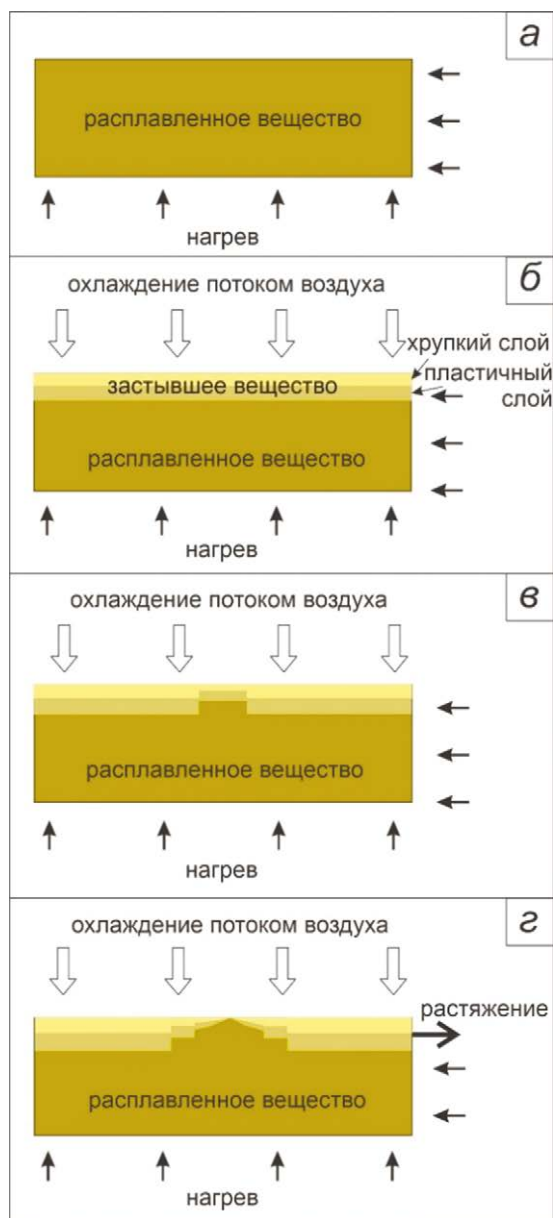


Рис. 3. Схема подготовки вещества эксперимента: а) плавление вещества до достижения однородного состояния, б) застывание верхнего слоя модельного вещества за счёт его охлаждения сверху, формирование хрупкого и пластичного слоёв литосферы; в) вырез ослабленной зоны и её последующее застывание; з) растяжение с образованием новой модельной литосферы.

Fig. 3. Preparation scheme of the material: а) melting of the material until homogeneity; б) solidifying of the topmost layer by an airflow to generate brittle and ductile layers of the lithosphere; в) cutting the weakened zone and its subsequent solidifying; and з) extension to form a new lithosphere accretion.

Помимо реологического подобия, вещество также обладает термическим подобием океанической литосфере по модели полупространства, остывающего с поверхности от некоторого нагретого состояния. Распределение значений теплового потока имеет корневую зависимость от времени растяжения, что позволяет сопоставлять термические характеристики модели с аномалией Буте.

Перед началом растяжения на образованной модельной литосфере вырезаются ослабленные зоны с основными изменяемыми параметрами H – толщиной литосферы и W – шириной ослабленной зоны, что позволяет учитывать геометрию рифтовых трещин, ширину зоны прогрева рифта и мощность литосферы в её пределах.

Для сравнения результатов моделирования с природными структурами были выполнены построение цифровой модели рельефа (ЦМР) эксперимента на конечной стадии и визуализация термического поля модели.

Для получения ЦМР после окончания эксперимента производилась детальная съёмка поверхности модели с перекрытием при однородном боковом освещении. Далее фотоснимки привязывались к локальной системе координат. Для обработки снимков и получения трёхмерных пространственных данных использовалась программа Agisoft Metashape. Горизонтальное разрешение ЦМР варьирует от 0,05 до 0,2 мм при вертикальном разрешении свыше 0,1 мм.

Визуализация термического поля модели производилась с использованием тепловизора InfiRay T3S с разрешением матрицы 384×288 пикселей, углом обзора 56×42° и фокальным расстоянием 13 мм. После калибровки оценочная точность прибора составляет 0,2–0,3 °С.

Более детально установка для моделирования, материалы, начальные и граничные условия, а также некоторые из результатов описаны в ряде предшествующих публикаций [1, 22, 23].

Результаты. Целью физического моделирования является выявление влияния термической аномалии от горячих точек на формирование сегментации ЮСАХ. Исходная конфигурация модели (рис. 4) представляла собой ослабленную зону шириной 3 см, наклонную к направлению растяжения под углом 70°. При этом при охлаждении ослабленной зоны был задан боковой нагрев в нижней части модели, что позволило создать термическую аномалию, постепенно уменьшающуюся вдоль по ослабленной зоне: в верхней части модели температура вещества в осевой зоне была близка к нормальной (43 °С), тогда как в нижней части она была повышенной и достигала 47,5 °С. При начале растяжения боковой нагрев был отключён для формирования литосферы в нижней части модели. Скорость растяжения была постоянной и равнялась $2,3 \cdot 10^{-5}$ м/с, что примерно соответствует 40 мм/год в природных условиях. Основным изменяемым параметром в модели являлась толщина литосферы в ослабленной зоне (в верхней части, без влияния термической аномалии). Значения параметра варьировали от 0,5 до 2 мм при оптимальном значении 1 мм.

В начале растяжения ослабленная зона была расколота трещиной (рис. 5а, з, и). В верхней части модели она была нарушена небольшими поперечными смещениями, представлявшими собой НТС или небольшие ТР. При движении вниз очертания трещины становились менее ровными, а поперечные нарушения представляли собой перекрытия центров спрединга, образовывавшиеся как при расколе изначальной литосферы ослабленной зоны, так и на новообразованной модельной литосфере. В наиболее нижней части модели образовывалось несколько параллельных трещин, однако по мере застывания верхнего слоя деформации концентрировались в пределах единственной

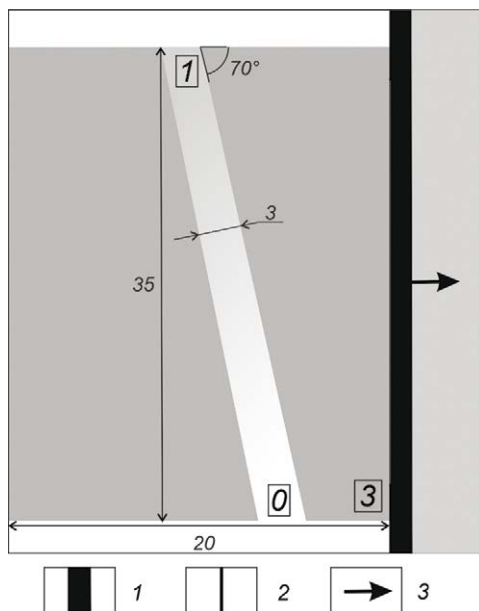


Рис. 4. Изначальная конфигурация разрезов и параметры эксперимента: 1 – поршень установки; 2 – разрез; 3 – направление растяжения. Линейные размеры указаны в см, мощность хрупкого слоя – в прямоугольных рамках, в мм.

Fig. 4. Initial configuration and experimental parameters: 1 – set-up piston, 2 – cut, 3 – extension direction. All linear parameters are shown in cm. The brittle layer thickness is shown in rectangular frames in mm.

трещины. Взаимосвязи сегментации оси и термического состояния модельной литосферы отчётливо прослеживаются в температурном поле.

На более поздней стадии деформации также прослеживается значительное влияние термической аномалии (см. рис. 5б, д, к). В верхней части модели рельеф близок к медленноспрединговому с хорошо прослеживающимися валами и стабильным положением оси растяжения. Поперечные нарушения перешли в чётко выраженные трансформные разломы, в некоторых местах формируются и НТС. Ниже отмечается изменение осевого рельефа: спрединговые валы становятся меньше, их расположение и размеры становятся менее упорядоченными, а перепад высот меньше. Среди поперечных нарушений начинают преобладать косые, переходные по структуре от трансформных разломов к НТС. Они наследуют бывшие перекрытия центров спрединга. Температура в осевой зоне в среднем повышена на 1–1,5 °С. В нижней части модели спрединговые валы практически отсутствуют, ось спрединга не имеет стабильного положения. Перепад высот минимален. Среди поперечных нарушений преобладают перекрытия центров спрединга, которые часто изменяют свою конфигурацию и местоположение. Температура является повышенной на 3–4 °С.

Следует отметить, что по сравнению с предыдущей стадией произошло смещение типов сегментации вниз по оси спрединга: трансформные разломы стали формироваться не только в верхней, но и в средней части, тогда как перекрытия центров спрединга, напротив, перешли в НТС или косые ТР в средней части и сохранили своё присутствие лишь в нижней части модели.

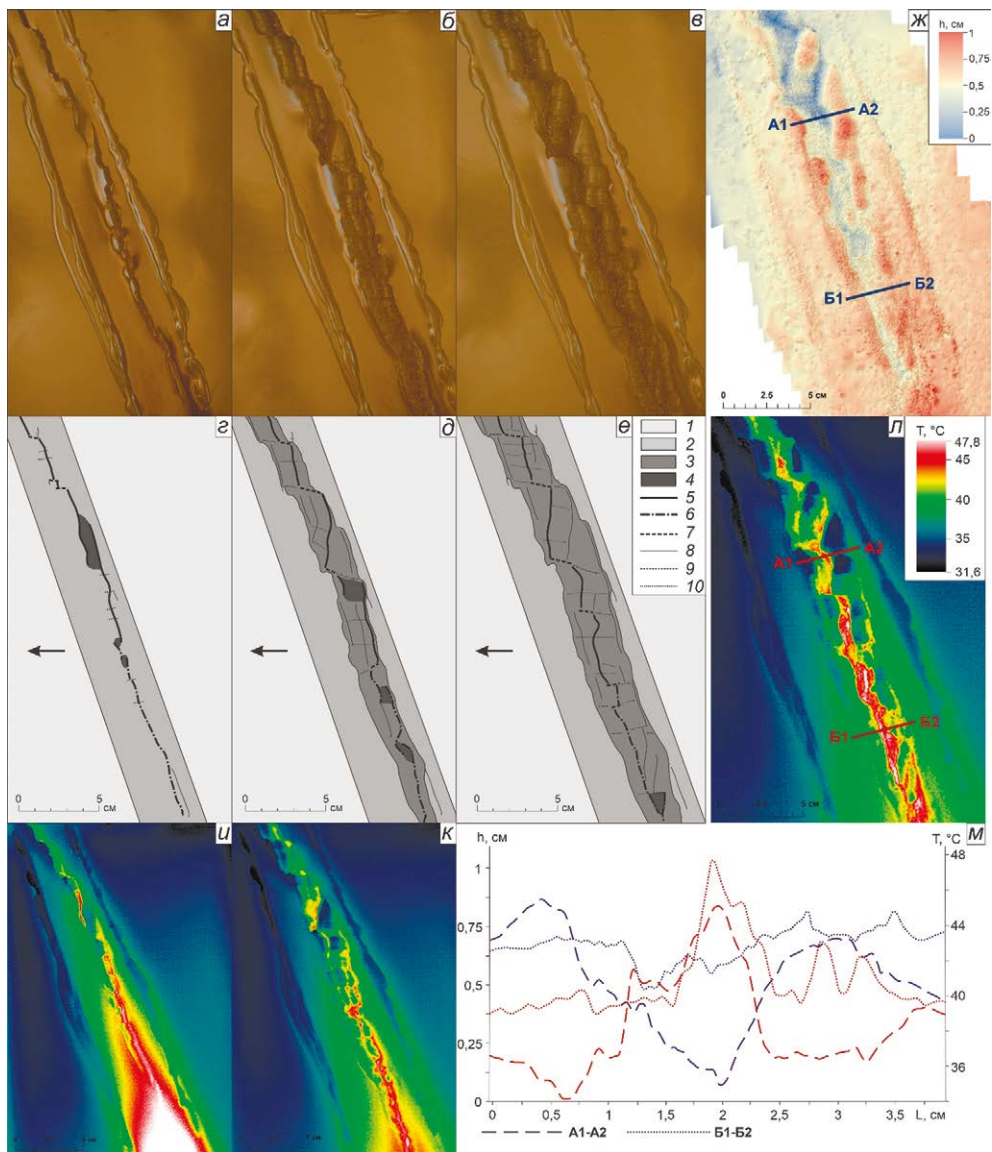


Рис. 5. Эксперимент 2796. Моделирование сегментации ЮСАХ: а-в) стадии эксперимента, з-е) дешифрирование стадий эксперимента, ж) рельеф модели на завершающей стадии эксперимента, и-л) температурное поле поверхности модели, м) температурные (красным) и высотные (синим) профили по линиям на ж, л. Условные обозначения: 1 – модельная плита, 2 – ослабленная зона, 3 – новообразованная литосфера, 4 – вращающиеся блоки, 5 – активная ось спрединга с морфологией рифтовой долины, 6 – активная ось спрединга с морфологией осевого поднятия, 7 – трансформные разломы, 8 – отмершие спрединговые оси, 9 – пассивные следы трансформных разломов, 10 – нетрансформные смещения.

Fig. 5. Experiment No. 2796. Modeling of the Southern Mid-Atlantic Ridge segmentation: а-в) experimental stages, з-е) deciphering the experimental stages, ж) experimental topography at the final stage of the experiment, и-л) temperature field of the model surface, м) temperature (red) and topography (blue) profiles along the lines on ж, л. Legend: 1 – model plate, 2 – weakened zone, 3 – accreted lithosphere, 4 – rotating blocks, 5 – active spreading axis with a rift valley morphology, 6 – active spreading axis with an axial rise morphology, 7 – transform faults, 8 – ceased spreading axes, 9 – the passive traces of transform faults, and 10 – non-transform discontinuities.

На заключительной стадии растяжения (см. рис. 5в, е, ж, л) смещение типов сегментации вниз по оси продолжилось. Аналогичные изменения произошли и в рельефе модели: с течением времени медленносрединговый рельеф, соответствующий рифтовой долине, стал охватывать не только верхнюю область модели, но также и среднюю, а наименее расчленённый рельеф, соответствующий осевому поднятию, сместился в нижнюю часть. Данные изменения связаны с уменьшением термической аномалии вследствие отключения бокового нагрева и демонстрируют влияние интенсивности прогрета на тектоническую структуру спрединговых хребтов.

Обсуждение результатов. Результаты моделирования показывают, что в условиях влияния термической аномалии выделяются три основных области в пределах осевой зоны медленносредингового хребта, различных по своей структуре и сегментации (см. рис. 5в, е, ж). В пределах осевой зоны ЮСАХ наблюдаются аналогичные изменения: в южной части характерно преобладание осевого поднятия с большим количеством перекрытий центров спрединга и зон рассеянного сдвига, тогда как в центральной части преобладает типичный медленносрединговый рельеф с трансформными разломами. Между этими двумя участками наблюдается переходная зона с косыми поперечными нарушениями. В наиболее северной части, прилегающей к АФРЗ, рельеф также наиболее близок к переходной области за счёт влияния горячей точки Дискавери. Однако это влияние меньше, чем в случае с горячей точкой Шона (см. рис. 1а, 2). Характерные различия наблюдаются по расчленению поперечных профилей как рельефа, так и теплового поля, которые хорошо соотносятся с расчленением профилей рельефа и аномалии Буте ЮСАХ (см. рис. 1г, рис. 5м).

Подобное расчленение участка хребта на провинции наблюдается лишь на современном этапе развития, тогда как на удалении около 450 км (около 20 млн лет) от его оси на всём протяжении участка присутствуют пассивные следы трансформных разломов (см. рис. 1а, в). Вероятнее всего, в пределах данного участка также имели место изменения осевого рельефа и сегментации, связанные со смещением различных их типов вдоль оси хребта, с приближением горячей точки Шона к оси хребта или с увеличением магматической активности горячей точки около 20 млн лет назад. Однако последовательность этих изменений была противоположна тем, что наблюдались в модели.

Схожие изменения морфологии осевой зоны хребтов при удалении от центра плюма наблюдаются и в Северной Атлантике, где хр. Рейкьянес находится под влиянием Исландского плюма. Как и в данном случае, при удалении от центра плюма морфология быстрого спрединга с осевым поднятием сменяется медленносрединговым рельефом. Между собой эти области отделены переходной зоной, близкой по строению к средне-спрединговым хребтам [5]. Несмотря на сходство рельефа, существенно различаются особенности морфоструктурной сегментации и облик поперечных нарушений. В условиях Северной Атлантики наблюдаются преимущественно перекрытия центров спрединга, размеры которых уменьшаются при движении от центра плюма. Постепенно они переходят в нетрансформные смещения. Вероятно, причиной данных отличий могут выступать разный наклон спредингового хребта относительно направления растяжения и различная интенсивность плюмовых аномалий. Ещё одним фактором может выступать расположение горячей точки относительно хребта: если в случае с Исландией современный центр плюма располагается на оси спрединга [5], то в данном случае плюм Шона находится в 610 км к востоку от оси хребта, а плюм Дискавери отделён от области исследования АФРЗ, разделяющей различные по своему происхождению литосферные блоки (см. рис. 1а, б) [8, 10].

Также выделяются и зоны рассеянного сдвига (см. рис. 1а, 2). Лиджи с соавторами [16] предполагают, что в наиболее южной части они могли возникнуть как следствие продвижения оси хребта с юга при локальных перескоках оси спрединга под влиянием вдоль осевого потока плюма Буве. При этом ось спрединга продвигается с юга на север, а на комплементарном сегменте, напротив, отступает в северном направлении. Аналогичные структуры прослеживаются и в модели на второй стадии её развития (см. рис. 5б, д, к).

Заключение. ЮСАХ развивается в условиях значительного термического влияния плюмов Шона и Буве на юге и Дискавери на севере, что предопределяет контрастный рельеф в пределах этого участка и различную сегментацию хребта. Выделяются три отдельных сегмента хребта: южный, отличающийся морфологией быстрого спрединга с хорошо выраженным осевым поднятием и нестабильной осью растяжения, средний – с морфологией медленного спрединга и отчётливой рифтовой долиной, и северный – с переходной морфологией, характерной для среднего спрединга и редуцированной рифтовой долиной. Граница между этими частями является достаточно резкой и соответствует крупным поперечным нарушениям оси спрединга.

Сами поперечные нарушения также объединяются в три морфоструктурных комплекса. Для южной части характерно преобладание небольших перекрытий центров спрединга и зон рассеянного сдвига, сформированных при продвижении оси спрединга с юга на север. В области перехода от южной части к средней появляются участки косых рифтовых долин и нетрансформных смещений. Аналогичный морфоструктурный комплекс наблюдается и в северной части, находящейся под влиянием более слабой аномалии плюма Дискавери. Средняя часть сегмента хребта характеризуется хорошо выраженными в рельефе нетрансформными смещениями и небольшими трансформными разломами.

По результатам физического моделирования были выявлены основные условия, приведшие к формированию такого морфоструктурного ансамбля, в значительной степени отличающегося от других проявлений термических аномалий в условиях медленного спрединга, в частности, Северной Атлантики. К ним относятся наклон оси хребта относительно направления растяжения, интенсивность термической аномалии, а также положение её центра относительно оси спрединга. Значимую роль играет также и барьерный эффект крупных трансформных разломов на хребте.

Благодарности и источники финансирования. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова № АААА-А16-116042010088-5.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.
2. Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1, № 5. С. 423–443.
3. Дубинин Е.П., Чупахина А.И., Грохольский А.Л. Физическое моделирование условий формирования подводных поднятий Метеор и Айлос Оркадас (Южная Атлантика) // Океанология. 2023. Т. 63, № 3. С. 482–491.
4. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Симонов В.А., Буслев М.М., Котляров А.В. Параметры, эволюция плюма Буве и его взаимодействие с тройным сочленением срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 10. С. 1497–1509.

5. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 59–77.
6. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М., Симонов В.А., Турко Н.Н., Разницин Ю.Н. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.
7. Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Особенности вулканизма и геодинамика области тройного сочленения Буве (по составам базальтов) // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, № 1. С. 37–67.
8. Пуцаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
9. Пуцаровский Ю.М. Основные черты тектоники южной Атлантики / М.: ГЕОС, 2002. 81 с.
10. Чупахина А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Рыжова Д.А., Булычев А.А. Физическое моделирование сегментации осевой зоны южного сегмента Срединно-Атлантического хребта // Вестник Воронежского гос. университета. Серия: Геология. 2022. № 3. С. 89–98.
11. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
12. De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // Geophysical J. International. 2010. V. 181, Iss. 1. P. 1–80.
13. Hoernle K., Schwindrofska A., Werner R., van den Bogaard P., Hauff P., Uenzelmann-Neben G., Garbe-Schönberg D. Tectonic dissection and displacement of parts of Shona hotspot volcano 3500 km along the Agulhas-Falkland Fracture Zone // Geology. 2016. V. 44, № 4. P. 263–266.
14. Le Roux P.J. The Geochemistry of Selected Mid-Ocean Ridge Basalts from The Southern Mid-Atlantic Ridge (40°–55°S). PhD thesis. 2000. 349 p.
15. Le Roex A., Class C., O'Connor J., Jokat W. Shona and Discovery Aseismic Ridge Systems, South Atlantic: Trace Element Evidence for Enriched Mantle Sources // J. of Petrology. 2010. V. 51, № 10. P. 2089–2120.
16. Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Gilod D., Peyve A.A., Skolotnev S., Turko N. Bouvet Triple Junction in the South Atlantic: Geology and evolution // J. of Geophysical Research. 1999. V. 104, № B12. P. 29, 365–29, 385.
17. Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3. NOAA National Centers for Environmental Information <https://doi.org/10.7289/V5H70CVX>.
18. O'Connor J.M., Jokat W., le Roex A.P., Class C., Wijbrans R., Kuiper K.F., Nebel O. Hotspot trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes // Nature Geosci. 2012. V. 5. P. 735–738.
19. Parnell-Turner R. Earthquake Seismicity Reveals the Location and Significance of the Shona Mantle Plume in the South Atlantic Ocean // Geophys. Res. Letters. 2024. V. 11. Iss. 51. e2024GL109738.
20. Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferri-ni V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zemsky R. Global Multi-Resolution Topography (GMRT) synthesis data set // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. V. 10. Q03014.
21. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346, № 6205. P. 65–67.
22. 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.
23. Shemenda A.I., Grokholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 9137–9153.

REFERENCES

1. Grokholsky, A.L., Dubinin, E.P., “Structure formation in rift zones and transverse discontinuities of the spreading axes by the results of physical modeling”, *Fizika Zemli* 5, 49–55 (2010) (in Russian).
2. Dubinin, E.P., Sushchevskaya, N.M., Grokholsky, A.L., “The history of the South Atlantic spreading ridges development and the time-space position of the Bouvet triple connection”, *Rossiyskiy zhurnal nauk o Zemle* 1, no 5, 423–443 (1999) (in Russian).
3. Dubinin, E.P., Chupakhina, A.I., Grokholsky, A.L., “Physical Modeling of the Formation of the Meteor and Islas Orcadas Rises (South Atlantic)”, *Okeanologiya* 63, no 3, 482–491 (2023) (in Russian).

4. Kirdyashkin, A.A., Kirdyashkin, A.G., Simonov, V.A., Buslov, M.M., Kotlyarov, A.V., “The Bouvet Plume: Parameters, Evolution, and Interaction with the Triple Junction of Mid-Ocean Ridges in the South Atlantic”, *Geologiya i geofizika* **64**, no 10, 1497–1509 (2023) (in Russian)
5. Kokhan, A.V., Dubinin, E.P., Grokholsky, A.L., “Geodynamical peculiarities of structure formation in the Arctic and Polar Atlantic spreading ridges”, *Vestnik KRAUNC. Nauki o Zemle* **1**, no 19, 59–77 (2012) (in Russian).
6. Peyve, A.A., Perfil'ev, A.S., Pushcharovsky, Yu.M., Simonov, V.A., Turko, N.N., Raznitsin, Yu.N., “The structure of the area of the Southern Mid-Atlantic Ridge end (Bouvet triple junction)”, *Geotektonika* **1**, 40–57 (1995) (in Russian)
7. Peyve, A.A., Skolotnev, S.G., “Peculiarities of volcanism and geodynamics of the Bouvet triple junction area (based on the basalt content)”, *Rossiyskiy zhurnal nauk o Zemle* **3**, no 1, 37–67 (2001) (in Russian).
8. Pushcharovsky, Yu.M., “Tectonics and geodynamics of the South Atlantic spreading ridges”, *Geotektonika* **4**, 41–52 (1998) (in Russian)
9. Pushcharovsky, Yu.M., *The main tectonic features of the South Atlantic* (Moscow: GEOS, 2002) (in Russian)
10. Chupakhina, A.I., Dubinin, E.P., Grokholsky, A.L., Ryzhova, D.A., Bulychev, A.A., “Physical modeling of the segmentation of the axial zone of the southern segment of the Mid-Atlantic Ridge”, *Vestnik Voronezhskogo gos. universiteta. Seriya: Geologiya* **3**, 89–98 (2022) (in Russian).
11. Shemenda, A.I., “Similarity criteria at the mechanic modeling of the tectonic processes”, *Geologiya i geofizika* **10**, 10–19 (1983) (in Russian).
12. De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., “Geologically current plate motions”, *Geophysical J. International* **181** (1), 1–80 (2010).
13. Hoernle, K., Schwindrofska, A., Werner, R., van den Bogaard, P., Hauff, P., Uenzelmann-Neben, G., Garbe-Schönberg, D., “Tectonic dissection and displacement of parts of Shona hotspot volcano 3500 km along the Agulhas-Falkland Fracture Zone”, *Geology* **44**, no 4, 263–266.
14. Le Roux, P.J., *The Geochemistry of Selected Mid-Ocean Ridge Basalts from The Southern Mid-Atlantic Ridge (40°–55°S)*. PhD thesis (2000).
15. Le Roex, A., Class, C., O'Connor, J., Jokat, W., “Shona and Discovery Aseismic Ridge Systems, South Atlantic: Trace Element Evidence for Enriched Mantle Sources”, *J. of Petrology* **51**, no 10, 2089–2120 (2010).
16. Ligi, M., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Gilod, D., Peyve, A.A., Skolotnev, S., Turko, N., “Bouvet Triple Junction in the South Atlantic: Geology and evolution”, *J. of Geophysical Research* **104**, no B12, 29, 365–29, 385 (1999).
17. Meyer, B., Saltus, R., Chulliat, A., EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5H70CVX>.
18. O'Connor, J.M., Jokat, W., le Roex, A.P., Class, C., Wijbrans, R., Kuiper, K.F., Nebel, O., “Hotspot trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes”, *Nature Geosci* **5**, 735–738 (2012).
19. Parnell-Turner, R., “Earthquake Seismicity Reveals the Location and Significance of the Shona Mantle Plume in the South Atlantic Ocean”, *Geophys. Res. Letters* **11** (51) (2024). e2024GL109738.
20. Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., Zemsky, R., “Global Multi-Resolution Topography (GMRT) synthesis data set”, *Geochem. Geophys. Geosyst.* **10**. Q03014 (2009).
21. Sandwell, D.T., Müller, R.D., Smith, W.H.F., Garcia, E., Francis, R., “New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure”, *Science* **346**, no 6205, 65–67 (2014).
22. Shemenda, A.I., Grokholsky, A.L., “A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling)”, *Tectonophysics* **199**, 389–404 (1991).
23. Shemenda, A.I., Grocholsky, A.L., “Physical modeling of slow seafloor spreading”, *J. Geophys. Res.* **99**, 9137–9153 (1994).