——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.242.2

# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПРИАНТАРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2024 г. Е. П. Дубинин<sup>1, \*</sup>, А. В. Кохан<sup>2, \*\*</sup>, Н. М. Сущевская<sup>3, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия <sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

\*e-mail: edubinin08@rambler.ru; \*\*e-mail: kkkkk1987@mail.ru; \*\*\*e-mail: nadsus@gmail.com Поступила в редакцию 10.05.2023 г. После доработки 12.07.2023 г. Принята к публикации 18.07.2023 г.

На основании анализа глобальных цифровых моделей, распределения разломных зон океанической коры, глобальных и региональных моделей эволюции и опубликованных геолого-геофизических данных рассмотрены особенности строения основных структур океанического дна в районе сочленения Индийского и Атлантического океанов. Проведено тектоническое районирование региона. Выделены гетерогенные блоки литосферы с корой, сформированной на разных спрединговых хребтах, которые разделены структурными границами, представляющими собой палеограницы плиты, фиксирующие следы продвижения, перескока и отмирания спрединговых хребтов. Выявлены основные этапы эволюции литосферы, связанные с активизацией плюмового магматизма и кинематическими перестройками границ плит.

**Ключевые слова:** рельеф, морфоструктуры, тектоника, строение коры, эволюция, Южная Атлантика **DOI:** 10.31857/S0030157424010072, **EDN:** SOIPNO

## ВВЕДЕНИЕ

Район исследований занимает сектор океанического дна на стыке Индийского и Атлантического океанов. Он ограничивается на западе Южно-Сандвичевой островодужной системой, на востоке — системой демаркационных разломных зон Дю-Туа–Эндрю Бейн–Принц Эдуард, на севере — Агульяс-Фолклендской разломной зоной. Дно рассматриваемой акватории отличается сложным строением, включающим океанические котловины (Африкано-Антарктическую, Мозамбикскую, Агульяс, Транскей, Капскую и др.), современные спрединговые хребты (западная часть Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), южная часть Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) и Американо-Антарктический хребет (ААХ)), палеоспрединговый хребет Агульяс, внутриокеанические поднятия (Мод, Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Метеор, Мозамбикский хребет и др.), краевые плато Агульяс), микроконтиненты (Фолклендское, (поднятия Бейра и Мориса Юинга) (рис. 1). Рельеф крупнейших морфоструктур осложнен многочисленными неравномерно распределенными по акватории небольшими поднятиями, подводными горами, трогами разломных и шовных зон разного генезиса.

Разнообразие структур и картина геофизических полей отражают гетерогенное строение коры и литосферы и свидетельствуют о ее сложной эволюции, для которой были характерны неоднократные кинематические реорганизации геометрии границ плит, осложненные активной деятельностью горячих точек Шона, Буве, Дискавери [33]. Кинематические перестройки сопровождались перескоками осей спрединга, приводящими к отмиранию одних спрединговых хребтов и образованию других, что, в свою очередь, отражалось в аномальных геофизических полях и, в частности, в нарушениях последовательности и простирания линейных магнитных аномалий и плотностной структуры литосферы [8, 9].

Район исследований отличается неравномерной изученностью. Наиболее детально изучена акватория вблизи Африки, наименее — центральные районы. Вблизи Африки детальные работы



**Рис. 1.** Рельеф дна района исследований по данным модели GEBCO\_2014 [72]. На рисунке показан профиль A-A'. Изменения рельефа дна и геофизических характеристик вдоль профиля показаны на рис. 2д-ж. Цифрами на рисунке обозначены морфоструктуры: океанические котловины: 1 – Аргентинская, 2 – Капская, 3 – Транскей, 4 – Мозамбикская, 5 – Африкано-Антарктическая; спрединговые хребты: 6 – САХ, 7 – южный сегмент САХ, 8 – западный сегмент ЮЗИХ, 9 – восточный сегмент ЮЗИХ, 10 – ААХ, 11 – палеоспрединговый хребет Агульяс; разломные зоны и трансформные разломы: 12 – Агульяс-Фолклендская, 13 – Дю-Туа – Эндрю-Бейн – Принц-Эдуард, 14 – Шака, 15 – Вулкан; краевые плато и океанические поднятия: 16 – Дискавери, 17 – банка Агульяс, 18 – плато Агульяс, 19 – Северная долина Натал, 20 – Южная долина Натал, 21 – Мозамбикский хребет, 22 – поднятие Транскей, 23 – Метеор, 24 – Айлос-Оркадос, 25 – Северо-Восточная Георгия, 26 – банка Мориса Юинга, 27 – Фолкледнское плато, 28 – хребет Астрид, 29 – поднятие Мод.

в рамках многочисленных комплексных экспедиций велись в районе Мозамбикского хребта, плато Агульяс, Мозамбикской континентальной окраины, долины Натал. На плато Агульяс и в близлежащем сегменте Агульяс-Фолклендской разломной зоны проводились глубинные сейсмические исследования [50, 52]. Полученные данные были обобщены в ряде работ [5, 31]. Последняя по времени ревизия этих данных приведена в работе [51]. В рамках отдельных экспедиций были изучены участки крупных поднятий: Айлос Оркадас, Метеор, Фолклендского плато, палеоспредингового хребта Агульяс [54, 59]. Благодаря набортным наблюдениям на транзитных переходах и полигонным аэромагнитным и набортным магнитным съемкам получена модель распределения линейных магнитных аномалий океанической коры, включенная в глобальную компиляцию [62]. В результате сейсмических. магнито- и гравиметрических работ в отечественных и зарубежных экспедициях были изучены континентальные окраины Антарктиды в створе морей Риссер-Ларсена, Космонавтов и Уэдделла

ОКЕАНОЛОГИЯ том 64 № 1 2024

[4, 51]. Отдельные работы проводились на участке Агульяс-Фолклендской разломной зоны к востоку от поднятия Дискавери. Не покрыт детальными работами Американо-Антарктический хребет (ААХ). Геологические исследования проходились в рамках проектов глубоководного бурения DSDP, IODP и ODP. В акватории района исследований было пробурено 28 скважин, сосредоточенных преимущественно в районах краевых плато и внутриокеанических поднятий (см. рис. 1). Скважины IODP 113-698, 114-701С, 114-703 и скважины DSDP 36-330, 25-249, 25-248, 26-250 достигли базальтов второго слоя океанической коры.

Структурный план района исследований формировался в ходе распада континентальных блоков Африки, Южной Америки и Антарктиды. Однако к настоящему времени окончательной ясности в вопросе эволюции этой части Индийского и Атлантического океанов нет, в первую очередь, из-за сложности выявления времени начала раскола, периодической активизации плюмового магматизма и наличия большого числа крупных и мелких структур различного генезиса. Также до конца не установлены особенности развития океанических котловин, океаническая кора которых нередко формировалась на различных спрединговых хребтах.

Целью настоящей работы является анализ строения структур рассматриваемого района и построение схемы тектонического районирования литосферы в контексте ее эволюции.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования основаны на обобшении и анализе геолого-геофизических материалов, которые включают новейшие глобальные модели и компиляции: цифровые модели рельефа дна GEBCO [72], гравитационного поля и его градиента [58], магнитного поля [48] (см. рис. 1, 2), базы данных пикировок линейных магнитных аномалий [62] и пикировок разломных зон океанической коры [46], а также глобальную модель эволюции границ плит [47], батиметрический грид SWIOBC [21].

### МОРФОЛОГИЯ ЛНА И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Рельеф изучаемого региона формировался на протяжении мела и кайнозоя в ходе раскрытия Индийского и Атлантического океанов, контролируемого относительным движением Антарктической, Африканской и Южно-Американской плит и магматической активностью горячих точек.

В границах рассматриваемой акватории можно выделить пять крупных секторов с океанической корой, образованной в ходе спрединга на различных спрединговых хребтах: 1) кора, сформированная на САХ в створе Капской и Аргентинской континентальных окраин; 2) кора, сформированная в центральной части Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) в створе континентальных окраин Мозамбика и Антарктиды в районе моря Риссер-Ларсена; 3) кора клиновидного в плане сектора, отделенного от них демаркационными разломными системами Агульяс-Фолклендской и Дю-Туа–Эндрю-Бейн–Принц-Эдуард; 4) кора сектора моря Скотия: 5) кора моря Уэдделла. Строение и генезис структур первого сектора установлены относительно хорошо. Развитие структур второго, третьего и пятого секторов остаются во многом дискуссионными. Здесь формирование коры и структур океанического дна сопровождалось неоднократными кинематическими перестройками и перескоками осей спрединга, отмиранием спрединговых хребтов и проявлениями плюмового магматизма.

Особенностью строения дна региона является наличие многочисленных подводных поднятий преимущественно магматического генезиса, разделяющих котловины, подстилаемые океанической корой разного возраста (см. рис. 1).

Мозамбикская котловина располагается в северо-восточной части исследуемого района. К северу от 25° ю.ш. дно котловины аномально приподнято (глубины от 2 до 3.5 км), а в южной максимальные глубины достигают 5.5 км. Северо-восточной границей котловины выступает разломная зона Дейви. Плотностная характеристика котловины соответствует океаническому типу коры, плотность варьирует в пределах 2.74-2.86 г/см<sup>3</sup>, а толщина коры достигает 10–14 км [9].

Северная долина Натал. С запада Мозамбикская котловина ограничена субмеридиональной разломной зоной с уступом высотой до 2-2.5 км. Эта разломная зона выступает восточной границей Мозамбикского хребта и Северной долины Натал. Геофизические данные интерпретировались неоднозначно, как свидетельствующие о наличии здесь континентальной [20], либо океанической коры [43]. Авторы работы [67] указывали на наличие в центральной части Северной долины Натал спредингового центра субширотной либо СЗ-ЮВ ориентировки. По данным новейших исследований [50], Северная долина Натал подстилается утоненной континентальной корой мощностью ~25-30 км. К югу и востоку толщина коры сокращается до 15-20 км. Породы фундамента перекрыты вулканогенно-осадочной толщей мощностью до 5-6 км, в которой на глубине 2-3 км располагается отчетливо выраженный рефлектор, ассоциируемый с активностью плюма Кару около 183 млн лет назад. Нижняя часть коры обладает значительными латеральными неоднородностями скоростей сейсмических волн, что может свидетельствовать о базификации континентальной коры. Это подтверждается и картиной аномального магнитного поля, в структуре которого выделяются как изометричные, так и слабо удлиненные в СВ-ЮЗ и субширотном направлении ареалы высокой намагниченности различной полярности [31]. Наиболее амплитудные ареалы совпадают в плане с хребтами и локальными поднятиями. Смена полярности свидетельствует о продолжительности магматизма, приведшего к формированию этих магматических структур. При этом в структуре поля Северной долины Натал преобладают участки с низкой намагниченностью. Такой характер поля свидетельствует о наличии утоненной континентальной коры в этом районе. Кора, видимо, подверглась нескольким стадиям площадного растяжения с внедрением на большой площади базальтовых интрузий, наиболее крупные из которых выражены в рельефе дна и фун-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 64 **№** 1 2024



**Рис. 2.** Геофизические характеристики района исследований. а–г — по площади: а — вертикальный гравитационный градиент [58], б — карта аномального поля силы тяжести в свободном воздухе [58], в — карта аномального поля силы тяжести в редукции Буге [3], г — градиент аномального магнитного поля по данным [49], д–ж — на профиле А–А' (расположение профиля см. на рис. 1): д — график аномального поля силы тяжести в редукции Буге, е — график аномального поля силы тяжести в редукции Буге, е — график аномального поля силы тяжести в свободном воздухе, ж — рельеф дна вдоль трансатлантического профиля по данным [72]; номера структур вдоль профиля указаны в соответствии с рис. 1.

дамента (хребты Нодэ и Тугела) и отмечают начальные стадии раскола континентальной коры.

Северную и южную части долины Натал разделяет поднятие Тугела. Оно представляет собой удлиненный в субширотном направлении террасированный блок с глубинами вершинных поверхностей от 1.5 до 2.5 км, коренные породы здесь преимущественно скрыты под осадочным чехлом.

В южной части долины Натал рельеф дна представлен полого понижающейся в южном направлении поверхностью с глубинами от 2 до 3.5 км. Район южной долины Натал изначально уверенно интерпретировался как участок океанической коры благодаря наличию отчетливой последовательности линейных магнитных аномалий (ЛМА) [41, 67]. Авторами работы [31] там выделялся отмерший рифт (грабен Ариель) с сильно утоненной континентальной корой. степень утонения которой убывает к северо-востоку. Кора в южной части грабена плавно переходит в океаническую кору Южной долины Натал без четких структурных границ. Следует отметить, что на плошади долины Натал, по-видимому, происходят современная тектоническая реактивизация и возможное формирование новой границы плит на подводном продолжении южной оконечности Восточно-Африканской рифтовой системы, о чем свидетельствуют данные по сейсмичности, распределению разломов и моделированию напряжений [64]. Формирующаяся дисперсная граница плит продолжается в котловине Транскей и далее соединяется с разломной зоной Эндрю-Бейн.

Котловина Транскей. Пространство дна между южной долиной Натал, поднятием Транскей, плато Агульяс и Мозамбикским хребтом занято котловиной Транскей с плоским дном и глубинами 4-4.5 км, плавно уменьшающимися в северо-восточном направлении (см. рис. 1). Дно котловины подстилается океанической корой мощностью 6.3±1.2 км, перекрытой слоем осадков мощностью 1.7-3.2 км. Кровля океанической коры обладает сильно пересеченным рельефом и сложена блоками с различной остаточной намагниченностью от 0.5 до 3.5 А/м и плотностью, меняющейся в диапазоне 2.85-2.95 г/см<sup>3</sup> [56]. Авторы связывают это с формированием коры в условиях ультрамедленного растяжения, что соотносится с данными моделирования скоростей палеоспрединга в северной части бассейна, которые составляли около 2-3 см/год [29, 67]. На сейсмопрофилях в котловине Транскей и южной долине Натал отмечаются разломные нарушения, протягивающиеся через всю освещенную часть разреза до поверхности дна [13, 56]. На участке котловины также отмечается современная сейсмичность в виде редких очагов землетрясений с магнитудой от 3.5 до 5 и глубиной очагов от 3-4

до 10 км [32]. Характерно, что разломы зафиксированы вблизи предполагаемой древней шовной зоны, трассируемой в поле вертикального гравитационного градиента на северо-восток от плато Агульяс. Авторы проводят в этом районе диффузную зону транспрессивных деформаций с движением граничащих блоков в СЗ-ЮВ направлении. Эта зона, по всей видимости, представляет собой формирующуюся границу Нубийской плиты к западу и микроплиты Луандле к востоку.

Мозамбикский хребет состоит из трех крупных блоков, включающих отдельные плато: Северного (плато Дана и Галатея), Центрального (плато Вабуан) и Южного (плато Ренель, Ровума и Робер-Жирар) [51]. Блоки разделяются тектоногенными седловинами, частично занятыми осадочными дрифтами. Глубина дна в седловинах достигает 3–3.5 км. Вершинные поверхности блоков хребта располагаются на глубинах 1.5-2.0 (северный), 1.2–1.7 (центральный), 1.9–2.4 км Рельеф вершинных поверхностей (южный). очень неоднородный и сформирован отдельными вулканическими поднятиями и разделяющими их локальными грабенообразными понижениями с перепадом рельефа до 0.5-0.7 км. От Северной долины Натал Мозамбикский хребет отделяется грабеном Аврора — впадиной клиновидной в плане формы, ориентированной в СВ-ЮЗ направлении и сужающейся в северном направлении от 100–120 до 15–30 км. Его глубина в рельефе дна составляет 0.5-0.7 км. В поле аномалий силы тяжести в свободном воздухе Мозамбикский хребет характеризуется положительными значениями (рис. 2б), а в поле силы тяжести в редукции Буге (рис. 2в) – пониженными значениями по сравнению с прилегающей Мозамбикской котловиной. Анализ аномального гравитационного поля и плотностное моделирование свидетельствует о гетерогенном строении коры Мозамбикского хребта и отмечают вариации в толщине коры от 20 до 25 км с высокой плотностью в ее нижней части [9, 22, 37]. Земная кора Мозамбикского хребта, по всей видимости, представлена утоненной континентальной корой, по крайней мере, в его северной части, а в южной — корой, осложненной плюмовым магматизмом. Плотности блоков коры в пределах глубоководной котловины варьируют от 2.76 до 2.84 г/см<sup>3</sup>, что соответствует плотности океанических базальтов. По всей видимости, хребет сформировался в ходе ряда крупных магматических событий в период с 122 по 144 млн лет назад [27, 37]. На карте аномалий магнитного поля  $\Delta Ta$  структура Мозамбикского хребта представляет собой хаотичное распределение разно знаковых аномалий без какого-либо выраженного простирания (рис. 2д). Однако анализ модели сейсмотомографии [63] показал, что на глубине 50 км под Мозамбикским хребтом фиксируется зона повышенных скоростей продольных волн, что может свидетельствовать о континентальном типе коры. Результаты глубинного сейсмического профилирования с использованием донных сейсмометров указывают на океаническую природу коры крайней южной части Мозамбикского хребта [28]. Мощность коры составляет около 21-22 км. На две трети она состоит из слоя со скоростями сейсмических волн от 7 до 7.9 км/с. В верхней части фундамента выделяются два типа структур — непроницаемые и слабопроницаемые для сейсмического сигнала куполовидные структуры экструзивных центров и слоистые пологопадающие от них толши. интерпретируемые как лавовые потоки. Аналогичные структуры встречаются на сейсмических разрезах всех крупных внутриокеанических магматических плато. Таким образом, южную часть хребта можно отнести к крупной магматической провинции (КМП) с утолщенной океанической корой [28]. Здесь в ходе быстрого излияния магмы около 125-126 млн лет назад были образованы плато Ренель и Ровума, сравнимые по объему изверженного материала с плато Агульяс, а 125-131 млн лет назад в центральной части хребта плато Вабуан. В строении хребта также отмечается наличие постселиментационных, секуших осалки магматических образований и разломов, чье образование связывается с тектоно-магматической реактивизацией в ходе формирования современной дисперсной границы плит [27]. В скважине 249 проекта DSDP, расположенной на севере хребта в седловине между плато Дана и Галатея, с глубины 408 м был поднят керн базальтовых пород длиной 6 м. Возраст базального горизонта составляет около 130-132 млн лет. По составу это обогащенные толеиты, близкие к базальтам плюма Кару по геохимическим признакам [26, 68]. Изучение 55 образцов, драгированных в ходе экспедиции НИС «Зонне» вдоль всего хребта, показало, что хребет в основном сложен вулканическими породами толеитового и щелочного состава [34]. Породы сильно изменены. В более ранних работах отмечалось наличие континентальных гнейсов [13], которые также были подняты на единичных станциях и в рейсе «Зонне». Исходя из геохимических данных, можно констатировать, что магматизм Мозамбикского хребта образовывался из смеси деплетированного и обогащенного источника, состоящего из деламинированной континентальной литосферы и нижней коры. Это отражает происхождение хребта в ходе плюмового воздействия [34], но вопрос, о каком плюме (Кару или его ответвлении) идет речь, остается пока открытым.

Поднятие Транскей. С юга к Мозамбикскому хребту примыкает система небольших поднятий и отдельных подводных гор под общим названием поднятие Транскей. Глубины вершин отдельных поднятий достигают 2 км, но в целом фоновые

ОКЕАНОЛОГИЯ том 64 № 1 2024

глубины в районе поднятия Транскей составляют 3.5—4 км. Согласно результатам глубинного сейсмического профилирования с использованием донных сейсмометров [28], поднятие в своей крайней северной части подстилается утолщенной океанической корой мощностью 15—17 км и отражает сходную по строению, но меньшую по размеру структуру с плато Агульяс и южной частью Мозамбикского хребта [28].

Плато Агульяс, расположенное к западу от поднятия Транскей, состоит из двух частей. Северная его часть представлена системой отдельных блоковых поднятий, ориентированных преимущественно в субширотном направлении. Вершинные поверхности поднятий располагаются на глубинах от 3.5 до 4.5 км. Южная часть представляет собой единое плато с глубинами от 2 до 3 км. Проведенное драгирование на 6 участках с глубинами от 2.7 до 4.9 км показало, что на всех участках присутствуют континентальные породы, представленные кварц-полевошпатовыми гнейсами возрастом 1.1 и 0.45-0.5 млрд лет [70]. Тем не менее авторы классифицировали северную часть плато с пересеченным рельефом дна и акустическим фундаментом как подстилаемую океанической корой, тогда как южную с поверхностью фундамента, выровненной базальтовыми покровами и/или эрозионными процессами как подстилаемую утоненной континентальной корой. осложненной базальтовым магматизмом. Согласно сейсмическим данным [28, 52], плато сложено утолщенной океанической корой мощностью до 22-24 км. От половины до двух третьих ее мощности сформировано высокоскоростным слоем со скоростями сейсмических волн от 7 до 7.6 км. Строение коры плато идентично южной части Мозамбикского хребта [27] и позволяет классифицировать его как типичное магматическое океаническое плато. В верхней части акустического фундамента наблюдаются многочисленные куполовидные структуры экструзивных центров и слоистые пологопадающие от них толщи, интерпретируемые как лавовые потоки. На отдельных участках скорости в нижней части коры понижаются, что может свидетельствовать о наличии небольших фрагментов утоненной континентальной коры. В северной и северо-восточной частях плато наблюдаются вулканические структуры, секущие осадки вплоть до позднего олигоцена — раннего миоцена [13], также, возможно, свидетельствующие о тектонической и магматической реактивизации. В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе плато Агульяс проявляется положительной вытянутой в меридиональном направлении аномалией невысокой амплитуды до 55 мГал (см. рис. 2б). В северо-западной части наблюдаются группа линейных отрицательных и положительных аномалий, интенсивность которых меняется в пределах от -95 до 100 мГал. С западной, восточной и северо-восточной стороны от плато Агульяс поле силы тяжести характеризуется спокойными значениями аномалий (от –30 до 10 мГал), которые приурочены к котловине Агульяс и бассейну Транскей. В аномальном гравитационном поле в редукции Буге плато Агульяс фиксируется широкой вытянутой в южном направлении аномалией (см. рис. 2в). Интенсивность аномалии варьирует от 260 до 410 мГал, что может быть признаком ее магматической приролы. В аномальном магнитном поле плато Агульяс характеризуется линейно-вытянутыми знакопеременными аномалиями субширотного направления (см. рис. 2д). Интенсивность аномалий уменьшается с севера на юг. В северной части амплитуда аномалий изменяется от -360 нТл до 585 нТл, в южной варьирует от -100 нТл до 155 нТл. Такая изменчивость поля может свидетельствовать о сильном магматизме в северной части поднятия и прогретости мантийного вещества во время формирования плато.

Подводная часть южного окончания африканского континента представлена банкой Агульяс со ступенчатым строением. Западная и северная часть банки располагается на глубинах 150–300 м. В его юго-восточной части располагается погруженное краевое плато с глубинами 1.5–2 км. Зона сочленения плато с разломом Агульяс осложнена подводными горами Мэлори, Дэйви, Шеклтон и Натал с минимальными глубинами от 0.2 до 3.0 км. К западу и югу от плато Агульяс располагается одноименная котловина с корой, сформированной на спрединговом хребте Агульяс. К югу от плато Агульяс рельеф дна котловины осложнен системой разломов с простиранием около 25°.

**Поднятие Мод** представляет собой плато с глубинами до 2–2.5 км и отдельными блоковыми поднятиями—банками с глубинами до 1.2–1.5 км. В его северо-восточной части располагается удлиненное по направлению в 80° узкое поднятие древнего приразломного хребта с глубинами до 1.3–1.5 км.

**Хребет Астрид** — платообразное поднятие, удлиненное в северном направлении и состоящее из двух блоков. Вершинная поверхность южного более крупного блока достигает глубин 1–1.3 км. Северный блок отделен седловиной с глубинами до 3.5 км. Его вершинная поверхность располагается на глубинах от 1.5 до 2.5 км.

Палеоспрединговый хребет Агульяс. Палеоспрединговый хребет Агульяс располагается в центральной части котловины Агульяс и ограничивается с севера Агульяс-Фолклендской разломной зоной. Ограничение хребта с юга трудно определимо вследствие сложной морфологии дна в результате деятельности горячей точки Шона (см. рис. 1). Хребет пересекают четыре палеотрансформных разлома с простиранием около 60°. В рельефе дна палеоспрединговый хребет выражается не отчетливым грабеном. Океаническая кора, сформированная на спрединговом хребте Агульяс, ранее входила в состав плиты Мальвинес. которая существовала в западной части бассейна Агульяс, а ее кора формировалась между хронами 34 и 31 [39]. Считается, что спрединг на хребте Агульяс начался около 96 млн лет назад [44]. В работе [39] отмечается асимметрия плиты, а именно различие в размерах плиты к запалу и востоку от палеоспредингового хребта. Исследования [44], основанные на данных детального изучения линейных магнитных аномалий в бассейне Агульяс, показали, что асимметричное строение плиты обусловлено большей скоростью спрединга в восточной части плиты Мальвинес. Скорости на начальных стадиях на востоке оцениваются в 4.33 см/год, на западе — 2.38 см/год. После хроны 330 спрединг имел симметричный характер [45]. На наш взгляд, более вероятное объяснение асимметрии котловины Агульяс связано с прекрашением спрединга на хребте Агульяс, перескоком спрединговой оси к западу и формированием нового южного сегмента Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) на старой литосфере котловины Агульяс, часть которой (котловина Георгия) в результате этого процесса оказалась западнее современного ЮСАХ. Современная ось палеоспредингового хребта Агульяс фиксируется в аномалиях в свободном воздухе интенсивным (до -40 мГал) минимумом, а в аномалиях Буге хребет отмечается слабозаметной линейной аномалией амплитудой до 560 мГал (см. рис. 26, в). Далее к западу располагается симметричная относительно САХ система поднятий Метеор и Айлос Оркадас, южный сегмент САХ, плато Северо-Восточная Георгия, банка Мориса Юинга, Фолклендский бассейн и Фолкендское плато.

Сопряженные структуры: Метеор и Айлос Оркадас. Поднятия Айлос Оркадас и Метеор являются сопряженными асейсмическими хребтами, образованными в результате продвижения к югу рифтовой зоны южного сегмента САХ (см. рис. 1) [1, 40, 54]. Считается, что эти сопряженные поднятия сформировались в результате рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинес примерно 62-59 млн лет назад [14, 16, 39] и активности горячей точки Шона. Поднятие Метеор расположено к востоку от оси САХ между 3° и 12° в.д., а поднятие Айлос Оркадас — к западу — между 30° и 21° з.д. (см. рис. 1). В рельефе данные структуры имеют сходное строение и выражаются в виде локальных поднятий субмеридионального простирания высотой 2000-2500 м и шириной 150-200 км. Вулканическая активность, связанная с деятельностью горячей точки Шона [39], по всей видимости, больше проявлялась в южных частях поднятий и, судя по строению рельефа, была более интенсивной в районе поднятия Метеор. Поднятие Метеор отделяет позднемеловую кору, сформированную на палеоспрединговом хребте Агульяс от более молодой позднепалеоценовой коры. сформированной на молодом спрединговом сегменте ЮСАХ (восточный фланг). В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе поднятие Метеор выделяется линейно-вытянутой положительной аномалией (до 70 мГал), которая оконтурена отрицательными значениями поля (до -50 мГал) (см. рис. 26), а в аномальном гравитационном поле в редукции Буге поднятие Метеор характеризуется аномалией, вытянутой в северо-западном направлении, амплитуда которой варьирует от 200 до 385 мГал (см. рис. 2в). Поднятие Айлос Оркадас также вытянуто в субмеридиональном направлении на расстояние около 500 км (см. рис. 1). Эта структура прилегает к коре котловины Георгия среднемелового возраста [15]. В северной части поднятие Айлос Оркадас ограничивается Агульяс-Фолклендской разломной зоной, а в центральной части образует относительно ровное плато. Возраст поднятия Айлос Оркадас по данным глубоководного морского бурения (скважина 702 ODP) составляет около 62 млн лет [14]. В поле силы тяжести в свободном воздухе поднятие Айлос Оркадас характеризуются положительными значениями до 50 мГал, вытянутыми в северо-западном направлении (см. рис. 2б), а аномалия силы тяжести в редукции Буге характеризуется амплитудой в диапазоне от 220 до 420 мГал (см. рис. 2в). По форме, направлению и амплитуде аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе поднятия Метеор и Айлос Оркадас имеют очень схожую структуру. Поднятие Метеор характеризуется чуть большими значениями поля по сравнению с поднятием Айлос Оркадас (разница в 20 мГал). Такая небольшая разница может быть связана с активностью горячей точки Шона. Котловины, окружающие поднятия, также имеют схожие значения аномалий, амплитуда которых достигает 600 мГал. В магнитном поле данные структуры выделяются разнознаковыми аномалиями, которые в южной части имеют хаотичное простирание (см. рис. 2д). К западу от поднятия Айлос Оркадас и к востоку от поднятия Метеор аномалии формируют сходную картину поля и имеют интенсивные положительные значения до 300 нТл. Это может свидетельствовать о том, что данные участки сложены океанической корой, имеющей сходное строение и единое происхождение на палеоспрединговом хребте Агульяс. Считается, что на момент своего формирования они представляли собой единую структуру, а впоследствии оказались разнесены на 2500 км друг от друга в результате спрединга и аккреции коры на ЮСАХ. В работе [33] утверждается, что форми-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 64 № 1 2024

рование хребтов Метеор и Айлос Оркадас произошло в результате перескока оси спрединга 61 млн лет назад, который выразился в зарождении нового спредингового хребта (сегмента ЮСАХ) на старой океанической литосфере плиты Мальвинес и прекращении спрединга на хребте Агульяс. Вероятно, этому способствовала локализация напряжений в результате термического ослабления литосферы, вызванного воздействием горячей точки Шона и смещения к западу литосферного блока Фолклендского плато. Около 60-40 млн лет назад, после основного перескока в западном направлении оси спрединга, вблизи спрединговой зоны функционировали горячие точки Тристан. Гоф, Дискавери, Шона [17]. Изотопный характер магм поднятия Дискавери, просуществовавшего около 20 млн лет, подчеркивает существенную гетерогенность и зональность плавящихся источников. Если его северная часть сложена обогашенными базальтами. близкими по обогашенному источнику поднятий Гоф, Шона, то для более молодой южной части типична примесь обогашенного источника типа DUPAL аномалии. происхождение которой связано с вовлечением в процесс плавления древней континентальной мантии [60].

Поднятие Северо-Восточная Георгия образует океаническое плато в юго-западной части Атлантического океана между 30° и 38° з.д. и 48° и 56° ю.ш. в котловине Георгия, разделяя ее на восточную и западную части (см. рис. 1). Ла Брекю и Хейс [39] предположили, что конвергенция между Южно-Американской плитой и мезозойской плитой Мальвинес привела к формированию поднятия Северо-Восточная Георгия в конце мелового периода. Несколько позже Кристофферсен и Ла Брекю по результатам бурения ODP 114 (скважины 698, 699, 700) предположили, что часть поднятия Северо-Восточной Георгии образовалась в центре спрединга под влиянием внеосевого вулканизма [38]. В скв. 698 на глубине ~219 м ниже морского дна были собраны пробы керна с сильно выветренным базальтом, с некоторыми микробрекчиями, содержащими фрагменты серпентинитов [16]. Скв. 699, пробуренная на северо-восточном склоне поднятия Северо-Восточная Георгия, выявила кору, которая образована ранее поднятий Айлос Оркадас и Метеор. На глубине около 516 м ниже морского дна были отобраны образцы керна с содержанием гранитного гравия и переотложенного вулканического кварцевого песка неопределенного возраста [16, 52]. Это может быть связано с расположенным к западу блоком Мориса Юинга, сложенного утоненной континентальной корой. Во всяком случае, разнообразие пород, полученных по результатам бурения, оставляет дискуссионность по условиям формирования и эволюции этого поднятия. На наш взгляд, наиболее вероятной причиной формирования поднятия Северо-Восточной Георгии является его отделение от крупной магматической провинции Агульяс в результате спрединга на хребте Агульяс [52]. В поле силы тяжести в свободном воздухе поднятие Северо-Восточная Георгия характеризуется линейной аномалией, вытянутой в северо-западном направлении с повышенными значениями поля до 70 мГал (см. рис. 2б). В поле силы тяжести в редукции Буге с плотностью 2.67 г/см<sup>3</sup> поднятие характеризуется повышенными значениями поля, аномальные значения которого варьируют от 180 мГал до 420 мГал (см. рис. 2в). В аномальном магнитном поле поднятие проявляется хаотичным распределением разно знаковых аномалий (см. рис. 2г). Интенсивность аномалий варьирует в пределах -300-450 нTл.

Фолклендское плато и банка Мориса Юинга. Фолклендское плато представляет собой подводный выступ Южноамериканской континентальной окраины, который простирается примерно на 1800 км к востоку от Фолклендских островов (см. рис. 1). Морское дно плавно наклоняется на восток от Фолклендских островов, после чего в Фолклендском бассейне оно остается довольно ровным на средней глубине 2600 м. Дальше на восток находится возвышенная морфоструктура, банка Мориса Юинга, со слегка закругленной вершиной на глубине менее 1500 м. Представление о тектоническом строении Фолклендского плато, Фолклендского бассейна и банки Мориса Юинга до сих пор остается предметом дискуссии. В реконструкциях плит Фолклендское плато рассматривается как часть Южноамериканской плиты с утоненной континентальной корой в юрский период [36] или как продукт независимых движений между различными небольшими плитами и континентальными блоками во время распада Гондваны, подразумевающего наличие океанической коры под бассейном Фолклендского плато [66]. Согласно геофизическим данным [59], бассейн Фолклендского плато сложен океанической корой толщиной до 20 км, которая ограничена на востоке континентальным фрагментом — банкой Мориса Юинга. В геодинамической модели этих авторов рифтинг между Фолклендскими островами и банкой Мориса Юинга начался ≈178 млн лет назад и прекратился примерно ≈154 млн лет назад. Структура аномального гравитационного поля в свободном воздухе во многом отражает рельеф поверхности морского дна (см. рис. 26). Над Фолклендским плато и банкой Мориса Юинга наблюдаются положительные аномалии гравитационного поля в свободном воздухе, со значениями, превышающими 75 мГал. В гравитационном поле в редукции Буге средние значения поля на акватории Фолклендского плато имеют ам-

плитуду аномалий от 150 до 320 мГал (см. рис. 2в). В центральной части в Фолклендском бассейне наблюдается положительная аномальная область на 120 мГал интенсивнее прилегающей банки Мориса Юинга. Магнитные аномалии на Фолклендском плато ослаблены и образуют магнитную спокойную зону (от -120 до 180 нТл), за исключением банки Мориса Юинга, где отмечаются аномалии довольно высокой амплитуды (до 240 нТл), которые могут быть связаны с разломами или интрузиями. Аномалии в основном имеют изометричную форму (см. рис. 2г). Геофизические данные предполагают, что Фолклендкое плато и банка Мориса Юинга имеют схожее строение коры и литосферы. Банка Мориса Юинга представляет собой раздробленный блок континентальной коры, пронизанный интрузиями.

В центральной части рассматриваемой акватории располагается система спрединговых хребтов ЮЗ-СВ простирания, включающая ААХ, ЮЗИХ и примыкающий к ним с севера южный сегмент САХ (ЮСАХ). Спрединг на ААХ и ЮСАХ идет в субширотном направлении, на ЮЗИХ в субмеридиональном. Все хребты соединяются в зоне тройного соединения Буве (ТСБ).

сегмент Срединно-Атлантического Южный хребта протянут от 48° ю.ш. до 55° ю.ш. на расстояние ≈ 800 км между Агульяс-Фолклендской разломной зоной и тройным соединением Буве (ТСБ). Скорость спрединга на этом отрезке ЮСАХ составляет 3.2-3.6 см/год [1, 6, 18]. Для данного сегмента характерна симметричная картина линейных магнитных аномалий. начиная с хроны С30. В целом, этот сегмент ЮСАХ имеет строение, характерное для медленно-спрединговых хребтов Атлантики. Однако структурная сегментация и морфологическая выраженность его осевой зоны меняются вдоль простирания хребта с севера на юг. На участке между разломной зоной Агульяс (около 47° ю.ш.) и разломной зоной 49° ю.ш. в зоне влияния горячей точки Дискавери строение рифтовой зоны хребта меняется от осевого поднятия со слабовыраженным грабеном до рифтовой долины глубиной около 1-1.5 км. Южнее, вплоть до 50° ю.ш., рифтовая зона хребта выражена рифтовой долиной. В зоне влияния горячей точки Шона от 50° ю.ш. до ТС Буве в рифтовая зона имеет морфологию осевого поднятия с осевым грабеном глубиной до 300-500 м. В пределах ЮСАХ отмечается несколько геохимических аномалий, происхождение которых связывается с проникновением в область рифтовой магмогенерации обогащенных расплавов горячих точек, которые широко распространены в восточной части Южной Атлантики [23] и представлены цепочками подводных гор, подобно хребтам Метеор, Дискавери, часто имеющими продолжение

и на западном фланге САХ, как, например, гора Шона. Области развития обогащенных разностей толеитов в рифтовой зоне связаны с близостью к горам Дискавери и Шона. По мере приближения ЮСАХ к ТС Буве геохимический характер обогашения несколько меняется. Особое значение для южного окончания САХ имеет находка уникального образца стекла, драгированного в рифтовой долине в районе 54°ю.ш. вблизи тройного сочленения Буве [35]. Обнаруженное стекло

близко по составу к высокомагнезиальным анлезитам. Его геохимические и, прежде всего, изотопные характеристики позволяют предполагать, что в этом районе обогащенные расплавы были образованы за счет плавления нижнекоровых докембрийских гранат-содержаших фрагментов литосферы с характеристиками LOMU-изотопного компонента [35]. В северной части сегмента осевая зона смещается на несколько десятков километров поперечными трансформными разломами. Угол между простиранием хребта и направлением растяжения составляет около 70°, т.е. для данного участка характерен косой спрединг. По мере приближения к ТС Буве трансформные разломы исчезают, а их место занимают нетрансформные смещения оси спрединга, разбивающие рифтовую ось на более короткие сегменты с меньшей величиной смещения. По всей видимости, это связано с влиянием термической аномалии, создаваемой горячими точками Буве и Шона [6, 7], которое уменьшает прочность литосферы. Гравитационное поле в свободном воздухе хорошо коррелируется с морфологией хребта. Сам ЮСАХ проявляется положительными значениями поля силы тяжести в свободном воздухе амплитудой до 50 мГал (см. рис. 26). Осевая часть с хорошо выраженной рифтовой долиной фиксируется отрицательной аномалией гравитационного поля (до -40 мГал), зоны разломов также проявляются отрицательными значениями поля (-10 ÷ -35 мГал). Участки на юге сегмента с морфологией осевого поднятия отмечаются положительными аномалиями. В гравитационном поле в редукции Буге хорошо отражена степень прогретости осевой литосферы и подлитосферной мантии. ЮСАХ проявлен повышенными значениями поля силы тяжести в редукции Буге (250-320 мГал) (см. рис. 2в). Более обширная аномалия с минимальными значениями характерна для южного окончания хребта, которая находится в зоне влияние горячих точек, амплитуда аномалий в этом районе варьирует от 10 до 130 мГал. В магнитном поле ЮСАХ обладает типичными для спрединговых хребтов характером аномалий (см. рис. 2г). Хребет отмечается симметричными относительно его оси линейными аномалиями северо-западного простирания, целостность которых нарушается в зонах разломов. В южной части ЮСАХ, по сравнению с северным участком, интенсивность осевой ано-

**ОКЕАНОЛОГИЯ** том 64 **№** 1 2024 малии выше и варьирует от -440 нТл до 360 нТл, к периферии амплитуда аномалий уменьшается до (-40-50 нТл).

Западный сегмент ЮЗИХ протягивается на расстояние около 1500 км от разломной зоны Дю-Туа–Эндрю Бейн–Принц Эдуард до ТС Буве. Хребет характеризуется ультрамедленным спредингом со скоростью раскрытия порядка 1.5-1.6 см/год [18]. В сегментации хребта выделяется три участка с различным строением: № 1 от ТС Буве (0°40' з.д.) до ТР Шака (8° в.д.), № 2 от ТР Шака до нетрансформного смещения 14°40′ в.д., № 3 от нетрансформного смещения 14°40' в.д. до ТР Дю-Туа (25° в.д.). На участке № 1 преобладают редуцированные рифтовые долины с относительной глубиной от 0.3 до 1-1.2 км, характерными минимальными амплитудами сбросов и глубиной осевых вулканических хребтов 1.5-2 км. В границах участка № 2 длиной в 350 км наблюдается только 3 осевых вулканических хребта. Внеосевой рельеф сформирован валообразными поднятиями — протяженными блоками серпентинизированных перидотитов с максимальными амплитудами сбросов. Для рифтовой зоны характерны глубины до 4.5–5 км, а относительная глубина рифтовых долин достигает 2-2.5 км. Для участка № 3 характерно строение, сходное с медленноспрединговым ЮСАХ. Участок № 1 располагается в зоне воздействия горячей точки Буве, чем объясняется его аномальное строение. Этот участок также характеризуется распространением толеитов с низким содержанием Na (в среднем около 2.3–2.8%) [65]. В районе ТС Буве фиксируется присутствие как деплетированных типичных рифтовых расплавов, так и обогащенных выплавок. Родоначальные расплавы района ТСБ близки к выплавкам типа ТОР-1 (T = 1350°C, давлении P = 15 кбар и степенях плавления 15-20%) [10], развитых в более горячих областях СОХ, испытывающих влияние горячих точек. Участок № 2 относится к редкому типу амагматических участков ультрамедленных хребтов с минимальной для системы САХ степенью магматизма, спрединг здесь проходит в условиях холодной аккреции с минимальным поступлением базальтовых расплавов, минимальной мощностью коры и преобладанием серпентизированных перидотитов в драгировках [19]. Микросейсмические исследования на участке № 2 показали наличие мощной литосферы. При этом верхний слой литосферы асейсмичен, что авторы связывают с пластичными деформациями в серпентинизированных перидотитах [61]. Этот участок также характеризуется распространением толеитов Na-типа с высоким содержанием Na (в среднем около 3.5-3.8%) [65].

Американо-Антарктический хребет протягивается на расстояние около 1300 км от ТС Буве до Южно-Сандвичева разлома. Скорость растяжения на хребте составляет около 1.8 см/год. Хребет разделяет Южно-Американскую и Антарктическую плиты. В работе [18] отмечается возможное наличие в регионе третьей, формируюшейся плиты Сюр. Дисперсная северная граница плиты выделяется по поясу сейсмичности. протягивающемуся с СВ на ЮЗ от района 48° ю.ш.. 10° з.д. до района 56° ю.ш., 25° з.д. Де Метс с соавторами [18] связывают ее формирование с развитием субдукции вдоль Южно-Шетландского желоба и распределением границ плит в регионе — участок Южно-Американской плиты к югу от 48° ю.ш. движется быстрее остальной части плиты из-за наличия поблизости ААХ, ЮСАХ и Южно-Сандвичева желоба сублукции. Полюс относительный вращения Южно-Американской плиты и плиты Сюр располагается в районе Южного географического полюса [18], таким образом, ААХ формируется вдоль эйлеровой широты. При этом среднее простирание хребта составляет около 35-45°, что свидетельствует о сушественно косом растяжении. Разлом Буллард в районе 58° ю.ш. с амплитудой смещения около 700 км делит ААХ на два различных по строению сегмента: северный и южный. Северный участок хребта с более косым спредингом (угол α здесь равен 33-38°) сформирован двумя косыми амагматическими сегментами длиной около 80 км и тремя ортогональными спредингу магматическими сегментами длиной до 30 км. Южный участок хребта с более ортогональным спредингом (угол а здесь равен 49-53°) сформирован системой из семи коротких амагматических сегментов длиной до 40 км и семи магматических сегментов длиной до 40-50 км. Для рифтовой зоны хребта характерны максимальные глубины в 3.8-5 км в южной и 2-4 км в северных частях. Хребет сложен деплетированными и слабообогащенными толеитами Na-типа малоглубинного происхождения, которые типичны для наиболее холодных зон медленноспрединговых хребтов. По мере приближения к району ТСБ происходит углубление зоны генерации толеитовых магм, и вблизи острова Буве наряду с толеитами типа ТОР-2 встречаются толеиты типа ТОР-1 [11, 42]. К югу от ААХ и ЮЗИХ в секторе морей Уэдделла и Лазарева располагается Американо-Антарктическая, а в секторе моря Риссер-Ларсена — Африкано-Антарктическая котловины. Выровненный рельеф дна Американо-Антарктической котловины осложнен системой разломных зон с простиранием, изменяющимся при удалении от ААХ с субширотного на субмеридиональное и вновь на субширотное. На границе двух котловин и симметрично относительно плато Агульяс и Мозамбикского хребта располагаются поднятие Мод и хребет Астрид.

# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В пределах литосферы клиновидного сектора можно выделить ряд провинций с гетерогенной разновозрастной корой, сформированной на разных спрединговых хребтах (рис. 3): 1) провинция, сформированная в процессе спрединга преимушественно ЮЗ-СВ направления на спрединговом хребте ЮСАХ; 2) провинция плиты Мальвинес, сформированная на палеоспрелинговом хребте Агульяс, а также спредингового центра, предположительно существовавшего в котловине Транскей; 3) провинция, сформированная в процессе спрединга С-Ю направления на прямолинейном отрезке ЮЗИХ; 4) провинция, сформировавшаяся в ходе спрединга на спрединговом хребте моря Уэдделла с неоднократно менявшимся направлением спрединга преимущественно СЗ-ЮВ направления.

Все провинции разделены современными спрединговыми или трансформными границами плит, а также шовными зонами палеограниц плит. Они прослеживаются в рельефе дна, магнитном и гравитационном полях и представляют собой псевдоразломы — следы продвижения спрединговых хребтов ААХ и ЮЗИХ в пределы старой океанической литосферы, шовные зоны, фиксирующие формирование ЮСАХ вследствие перескока оси спрединга хребта Агульяс (хребты Метеор и Айлос Оркадас), палеоспрединговые хребты (хр. Агульяс), а также пассивные следы трансформных разломов.

На тектонической схеме (см. рис. 3) показаны основные структуры — современные спрединговые хребты и трансформные разломы, палеограницы плит разных типов, разделяющие литосферу на гетерогенные блоки, разрывные нарушения, океанические поднятия, районы с разным типом коры, возраст коры, проявления магматизма и др. Тектоническая картина региона отражает сложную эволюцию океанической литосферы, которая сопровождалось неоднократными кинематическими перестройками и перескоками осей спрединга, отмиранием спрединговых хребтов и проявлениями плюмового магматизма.

# ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ

На основании анализа имеющихся моделей реконструкций положения материков и аккреции океанической коры [1, 25, 31, 37, 40, 41, 44, 45, 51, 52, 55, 71] установлена многоэтапная эволюция региона с уточнением специфики ее развития для отдельных районов. Началу спрединга в западной части Гондваны предшествовал рифтогенный раскол континентальной литосферы, инициируемым воздействием плюма Кару (188–178 млн лет назад) [51]. Под его влиянием в пределах западной



**Рис. 3.** Схема тектонического районирования литосферы, построенная на основе данных глобальных гридов и компиляций [47, 49, 58, 62]. На рисунке показаны: 1-5- активные границы плит: 1- ось спрединга; 2- нетрансформные смещения; 3- трансформные разломы; 4- зона субдукции; 5- диффузные границы плит; 6-8- древние границы плиты: 6- оси палеоспрединга, 7- следы демаркационных трансформных разломов, 8- внеосевые следы трансформных трансформных разломов; 9- внеосевые следы нетрансформных смещений; 10, 11- континентальные окраины: 10- рифтогенные, 11- сдвиговые; 12- шовные зоны, обусловленные перескоками оси спрединга; 13- следы продвижения спрединговых хребтов — псевдоразломы; 14- магматические поднятия; 15- островные дуги; 16- массивы континентальной коры; 17- массивы утоненной континентальной коры; 18-27- различные по происхождению массивы океанической коры, сформированные на разных спрединговых хребтах: 18- САХ, 19- ЮСАХ, 20- западного сегмента ЮЗИХ, 21- восточного сегмента ЮЗИХ, 22- хребта Мальвинес, 23- хребта котловины Транскей, 24- Фолклендского бассейна, 25- спрединговых хребтов моря Уэдделла, 26- хребта Западный Скотия, 27- бассейнов центральной и восточной части моря Скотия; 28-33- прочие обозначения: 28- скважины проекта DSDP, 29- скважины проекта ODP, 30- подводные горы, 31- ЛМА М0, 32-ЛМА СЗ4, 33-линия профиля А-А', показанного на рис. 1.

части Фолклендских островов были сформированы дайки плагиоклаз-клинопироксен-оливиновых долеритов В-3 направления [57].

История спрединга на акватории этого сектора включает несколько этапов. В ходе первого этапа за рифтогенным расколом континентальной литосферы (рис. 4а) последовал спрединг и формирование океанической коры в створе континентальных окраин Мозамбика и моря Риссер-Ларсена (рис. 46). Здесь прослеживается наиболее древняя аномалия M25 возрастом около 155–156 млн лет назад. Примерно в это же время 166–154 млн лет назад формировалась океаническая кора мощностью около 20 км в Фолклендском бассейне между банкой Мориса Юинга и Фолклендским плато [59].

В ходе второго этапа (150–135 млн лет назад) начинается спрединг в субмеридиональном направлении в акватории современного моря Уэдделла (см. рис. 46, в). Этот спрединговый центр «упирался» в массив континентальной коры Северного Мозамбикского хребта и Северной долины Натал, «пытаясь» соединиться с уже функционирующим, начиная со времени в 155–157 млн лет назад, спрединговым центром в Мозамбикской котловине (см. рис. 3а). Формирование Мозамбикского бассейна привело к обособлению Мозамбикского хребта и образованию многочисленных магматических поднятий. Продолжающееся движение Антарктиды на юг относительно Африки стало причиной отделения Фолклендского плато от Антарктиды. Ко времени хрона М20 (147 млн лет назад) океаническая кора образовалась между Южной Америкой и Антарктидой в южной части моря Уэдделла [36], а 138 млн лет назад начался рифтинг между Южной Америкой и Африкой [53].

В ходе третьего этапа, начиная с отрезка времени около 130–135 млн лет назад, спрединг в СВ-ЮЗ направлении развивается в Южной долине Натал и затем в котловине Транскей, видимо соединенной в то время с бассейном, расположенным к востоку от банки Мориса Юинга. Возможно, в это время происходит отделение банки Мориса Юинга от Северного Мозамбикского хребта. Около 135 млн лет назад в пределах Фолклендских островов начинается распространение даек плагиоклаз-клинопироксен-ортопироксеновых долеритов СВ-ЮЗ направления [57]. В период 131–125 млн лет назад на океанической



**Рис. 4.** Реконструкции структур района исследования по данным [47, 51, 62, 71] с изменениями и дополнениями: a - 165-170 млн лет назад, 6 - 150 млн лет назад, B - 130 млн лет назад, r - 95-100 млн лет назад, d - 70 млн лет назад, e - 50 млн лет назад. Цифрами обозначены: 1 - области активного рифтинга; <math>2 -кратоны; 3 -схематичная область развития магматизма связанного с плюмом Кару, 4 -континентальная кора, 5 -области развития SDR, 6 -отмирание рифтинга, 7 -утоненная кора, 8 -магматические поднятия, 9 -океаническая кора восточного участка ЮЗИХ и других спрединговых хребтов Индийского океана, 10 -океаническая кора западного участка ЮЗИХ, 11 -океаническая кора САХ, 12 -океаническая кора спредингового центра моря Уэдделла, 13 -океаническая кора ЮСАХ, 14 -океаническая кора плиты Мальвинес, 15 -океаническая кора спредингового центра моря Уэдделла, 17 - оси палеоспрединга; 18 -шовные зоны сформированные в результате перескока спрединга, 19 - псевдоразломы — следы тройного соединения Буве, 20 - внеосевые следы разломов. Знаками вопроса отмечены области с возможным развитием океанической коры [59].

106

коре формируются массивы магматических поднятий Южного Мозамбикского хребта и, возможно, поднятия Астрид.

В ходе четвертого этапа на протяжении отрезка времени от 125 до 105 млн лет назад продолжался спрединг в котловине Транскей (см. рис. 4в). Начался спрединг в Южной Атлантике, важным индикатором которого считается аномалия М5п (около 126 млн лет назад) [69] (см. рис. 4б, в). Продвигаюшаяся к югу рифтовая зона САХ в Южной Атлантике подошла к Фолклендскому плато с мощной континентальной литосферой, которая послужила структурным барьером на пути рифта. Это привело к существенной кинематической перестройке границ плит: образованию крупного Агульяс-Фолклендского трансформного разлома длиной более 1110 км, разделяющего Африканскую плиту с юга и Фолклендское плато (Южноамериканская плита) с севера и соединяющего сегмент САХ и спрединговый хребет в бассейне Транскей.

В течение пятого этапа эволюции, попавшего на период нормального магнитного поля, в районе южной оконечности Африки сформировалась крупная магматическая провинция, морфоструктурным выражением которой явилось плато Агульяс (см. рис. 4в). Это событие, по всей видимости, привело к перескоку оси спрединга, сопровождавшемуся отмиранием спрединга в котловине Транскей и образованием нового спредингового хребта Агульяс и одноименного плато, являющегося результатом магматической деятельности горячей точки. Такая кинематическая перестройка привела к формированию тройного соединения Буве, в котором соединились три спрединговых хребта: хребет Агульяс, Юго-Западный Индийский хребет и Уэддельский хребет ЮЗ-СВ простирания [52] (см. рис. 4в, г). В дальнейшем около 96 млн лет назад плато Агульяс было разбито на три фрагмента: собственно, плато Агульяс, поднятие Мод и поднятие Северо-Восточная Георгия, которые впоследствии окажутся вблизи трех различных материков — Африки, Антарктиды и Южной Америки [52] (см. рис. 4г, д). По версии [51], поднятие Мод могло быть фрагментом Южной части Мозамбикского хребта.

Во время шестого этапа спрединг на хребте Агульяс продолжался вплоть до хрона С29 (60—64 млн лет назад) и сформировал кору котловины Агульяс (или Мальвинес) (см. рис. 4е). В период 60—80 млн лет назад активность горячей точки Шона в районе сочленения хребта Агульяс и Агульяс-Фолклендской разломной зоны привела к формированию приразломного хребта и ряда небольших магматических поднятий в этой котловине.

Седьмой этап эволюции характеризовался прекращением спрединга на хребте Агульяс и формированием нового спредингового сегмента

ОКЕАНОЛОГИЯ том 64 № 1 2024

на южном продолжении САХ (см. рис. 4е). Такая кинематическая реорганизация, вероятно, происходила под влиянием термической аномалии, связанной с деятельностью горячей точки Шона, что зафиксировано в поднятиях рельефа. Продвижение нового сегмента спредингового хребта ЮСАХ к югу явилось следствием перескока оси спрединга хребта Агульяс на 1105 км к западу, случившемся между хронами С31 и С26, сопровождавшемся постепенным прекращением спрединга на этом хребте и формированием нового спредингового сегмента ЮСАХ и двух сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас, симметрично расположенных относительно его оси и фиксирующих место его заложения (см. рис. 4е). Новый спрединговый сегмент ЮСАХ начал генерировать молодую кору, которая в современном морфоструктурном плане отделяется поднятиями Метеор и Айлос Оркадас от более древней коры котловины Агульяс. сформированной на спрединговом хребте Агульяс. В реконструкциях [45] начало формирования сопряженных шовных зон Метеор и Айлос Оркадос как места рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинес датируется в 83 млн лет назад. В то же время началось прекращение спрединга на хребте Агульяс. В этот период в раскрытии океанических бассейнов участвовали Южно-Американская, Африканская, Антарктическая плиты и микроплита Мальвинес. Кора этой микроплиты подстилает котловину Агульяс, где в настоящее время находится палеоспрединговый хребет с одноименным названием, и котловину Восточная Георгия, расположенную между поднятием Айлос Оркадас и поднятием Северо-Восточная Георгия. Когда спрединг на хребте Агульяс завершился во время хроны С270 (61.2 Ма), плита Мальвинес вошла в состав Африканской плиты. Поднятия Метеор и Айлос Оркадас, расположенные на западном фланге плиты Мальвинес, представляют собой «шовные зоны», маркирующие границы между корой плиты Мальвинес и более молодой корой Южно-Американской плиты, сформированной на южном сегменте САХ.

Следующий восьмой этап эволюции связан с прекращением спрединга в море Уэдделла, формированием плиты Скотия и Американо-Антарктического хребта. Этот этап детально рассмотрен в работах [2, 24, 71]. Вопрос о причинах прекращения спрединга в акватории моря Уэдделла остается дискуссионным. По всей видимости, это стало результатом столкновения спредингового центра моря Уэдделла с зоной субдукции вдоль юго-восточной окраины формировавшейся плиты Скотия (дуга Джейн). Этот этап эволюции сопровождался рифтогенным разрушением континентального моста между Южной Америкой и Антарктидой и раскрытием моря Скотия, которое началось со спрединга в западной части моря Скотия около 26 млн лет назад, последующего «столкновения»

Западного хребта Скотия со структурным барьером Фолклендского плато и его отмиранием [2, 12, 24]. Дальнейшее изменение направления астеносферного потока в субширотном направлении привело к растяжению литосферы континентального моста в районе моря Скотия, образованию зоны субдукции вдоль ее восточной окраины плиты Скотия и формированию Американо-Антарктического хребта, соединяющего южную границу плиты Скотия с тройным соединением Буве [2]. Кинематические и структурные перестройки этой части океана были в значительной степени стимулированы активностью горячих точек (Шона, Буве, Дискавери), «следы» магматической деятельности которых хорошо выражены в рельефе дна в виде хребтов, цепочек подводных гор и вулканических плато [33]. Причина усиленного снабжения расплавом этого региона может быть связана с обширной термальной аномалией в мантии, связанной с наличием африканского суперплюма, инициирующего магматическую активность плюма Кару-Феррар в мезозое и последующую миграцию астеносферных магм, реализующихся в магматической деятельности горячих точек. Образовавшиеся обширные поднятия в восточной части Атлантики (Дискавери, Шона, Метеор, Агульяс) и западной части Индийского океана (Москаренский хр., Крозе) испытали на себе плюмовое влияние, что отразилось на геохимических особенностях магм. Под воздействием горячих точек их формирование было сопряжено с образованием обогащенных магм, образующихся в процессе генерации с вовлечением в процесс плавления субконтинентальной нижней коры или мантии, фрагменты которых могли быть либо эродированы поднимающимся плюмом, либо отторжены в ходе тектонического детачмента (tectonic detachment) при расколе Гондваны [17].

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ геолого-геофизической информации и глобальных цифровых моделей приантарктической части Южной Атлантики позволил выявить генетическую природу подводных поднятий и глубоководных котловин, уточнить особенности их строения и эволюции. Проведено тектоническое районирование и построена тектоническая карта региона, свидетельствующая о разнообразии морфоструктур, образование которых связано с неоднократными кинематическими перестройками спрединговых систем и трансформных разломов, а также с деятельностью горячих точек Шона, Буве и Дискавери.

Показано, что на эволюцию района существенно сказалось влияние глубинного, долгоживущего африканского супер-плюма, выделяемого под Африкой по глубинной сейсмической аномалии, что приводило в ходе развития к образованию многочисленных горячих точек и их взаимодействию с формирующимися рифтовыми зонами. Это отразилось в морфологии океанических областей, характере магматизма и в составах обогащенных магм, формирующих поднятия. Для последних фиксируется примесь в плавящемся источнике фрагментов континентальной литосферы.

На основании анализа имеющихся моделей реконструкций положения материков и аккреции океанической коры установлена многоэтапная эволюция региона с уточнением специфики ее развития для отдельных районов. Выделены гетерогенные блоки литосферы с корой. сформированной на разных спрединговых хребтах, которые разделены структурными границами, представляющими собой палеограницы плиты, фиксирующие следы продвижения, перескока и отмирания спрединговых хребтов. На сложный структурный план рассматриваемого района накладываются блоково-глыбовые морфоструктуры внутриплитных поднятий, формирование которых обусловлено магматической активизацией горячих точек, сопровождаемой кинематические перестройки границ плит.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проекты № 22-27-00110 и № 16-17-10139).

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 423–443.
- 2. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Тетерин Д.Е. и др. Тектоническое строение и типы рифтогенных бассейнов моря Скотия, Южная Атлантика // Геотектоника. 2016. № 1. С. 41–61.
- Дубинин Е.П., Рыжова Д.А., Чупахина А.И. и др. Строение литосферы и условия формирования подводных поднятий приантарктической части Южной Атлантики на основе плотностного и физического моделирования // Геотектоника, 2023, № 4, с. 32–55.
- Лейченков Г.Л., Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В. Геодинамика атлантического и индийского секторов Южного океана // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 5. С. 675–678.
- 5. *Меланхолина Е.Н., Сущевская Н.М.* Тектоника пассивных окраин южного океана в регионе Африки Восточной Антарктиды // Геотектоника. 2019. № 4. С. 25–42.
- 6. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пущаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 51–68.

- 7. *Пущаровский Ю.М.* Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
- 8. Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы поднятий Метеор и Айлос Оркадас по результатам анализа потенциальных полей // Геофизические исследования. 2022. Т. 23. № 4. С. 5–22.
- Рыжова Д.А., Толстова А.И., Дубинин Е.П. и др. Строение тектоносферы и условия формирования Мозамбикского хребта: плотностное и физическое моделирование // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 1. Вып. 53. С. 46–58.
- Сущевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А. и др. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1(3). С. 221–250.
- Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. Региональные и локальные аномалии магматизма и особенности тектоники рифтовых зон между Антарктической и Южно-Американской плитами // Геохимия. 2016. № 5. С. 1–17.
- Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др. Пролив Дрейка и море Скоша — океанские ворота Западной Антарктики // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 66–90.
- Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Le Roex A.P. Neotectonic activity on continental fragments in the Southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge // J. Geophys. Res. 1995. V. 100(B4). P. 6199–6211.
- Bradford M.C., Hailwood E.A. Magnetostratigraphy of Sediments from Sites 701 and 702 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991. V. 114. P. 359–366.
- Brenner C., LaBrecque J.L. Bathymetry of the Georgia Basin and environs // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 114. P. 23–26.
- 16. *Ciesielski P.R, Kristoffersen Y. et al.* Leg 114 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 114.
- 17. *Class C., Le Roex A.* South Atlantic DUPAL anomaly Dynamic and compositional evidence against a recent shallow origin // Earth and Planet Sci. Lett. 2011. V. 305. № 1–2. P. 92–102.
- DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80.
- 19. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. V. 426. P. 405–412.
- Dingle R.V., Scrutton R.A. Continental breakup and the development of post-Paleozoic sedimentary basins around southern Africa // Geol. Soc. Am. Bull. 1974. V. 85. P. 1467–1474.

- Dorschel B., Jensen L., Arndt J.E. et al. The southwest Indian Ocean Bathymetric Compilation (SWIOBC) // Geochem. Geophys. Geosyst. 2018. V. 19. № 3. P. 968–976.
- Doucouré C.M., Bergh H.W. Continental origin of the Mozambique Plateau: a gravity data analysis // J. African Earth Sciences. 1992. V. 15. № 3–4. P. 311– 319.
- 23. *Douglass J. et al.* Small Influence of the discovery and Shona mantle plumes on the southern Mid-Atlantic Ridge: Rare earth evidence // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22. № 21. P. 2893–2896.
- Eagles G., Jokat W. Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage // Tectonophysics. 2014. V. 611. P. 28–50.
- Eagles G., König M. A model of plate kinematics in Gondwana breakup // Geophys. J. Int. 2008. V. 173. P. 703–717.
- Erlank A.J., Reid D.L. Geochemistry, mineralogy, and petrology of basalts, LEG 25, Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., USA. 1974. V. 25. P. 543–551.
- Fischer M.D., Uenzelmann-Neben G., Jacques G., Werner R. The Mozambique Ridge: a document of massive multistage magmatism // Geophys. J. Int. 2017. V. 208. P. 449–467.
- 28. 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.
- Goodlad S.W., Martin A.K., Hartnady C.J.H. Mesozoic magnetic anomalies in the southern Natal valley // Nature. 1982. V. 295. P. 686–688.
- Granot R., Dyment J. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean // Earth and Planet Sci. Lett. 2015. V. 414. P. 156–163.
- Hanyu T., Nogi Y., Fujii M. Crustal formation and evolution processes in the Natal Valley and Mozambique Ridge, off South Africa // Polar Science. 2017. V. 13. P. 66–81.
- Hartnady C.J.H. et al. Seismotectonics of the Lwandle-Nubia plate boundary between South Africa and the Southwest Indian Ridge // Geophys. Res. Abstracts. V. 15. EGU2013–10203.
- Hoernle K. et al. 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.
- Jacques G., Hauff F., Hoernle K. et al. Fischer Nature and origin of the Mozambique Ridge, SW Indian Ocean // Chrm. Geology. 2019. V. 509. P. 9–22.
- 35. *Kamenetsky V.S., Maas R., Sushchevskaya N.M. et al.* Remnants of Gondwan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge // Geology. 2001. V. 29. № 3. P. 243–246.

- 36. *König M., Jokat W.* The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. B12102.
- 37. *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 // Geophys. J. Int. 2010. V. 180. № 1. P. 158–180.
- Kristoffersen Y., Labrecque J. On the tectonic history and origin of the Northeast Georgia Rise. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991. V. 114. P. 23–38.
- 39. *LaBrecque J.L., Hayes D.E.* Seafloor spreading history of the Agulhas Basin // Earth and Planetary Sci. Lett. 1979. V. 45. P. 411–428.
- 40. LaBrecque J.L., Ciesielski P.F., Clement B. Leg 114. Subantarctic South Atlantic. Ocean Drilling Program, Scientific Prospectus. 1987. № 14. 135 p.
- 41. *Leinweber V.T., Jokat W.* Is there continental crust underneath the northern Natal Valley and the Mozambique Coastal Plains? // Geophys. Res. Let. 2011. V. 38. L14303.
- 42. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M. et al. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. P. 367–380.
- Ludwig W.J., Nafe J.E., Simpson E.S. W., Sacks S. Seismic refraction measurements on the Southeast African continental margin // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 3707–3719.
- 44. *Marks K.M., Stock J.M.* Evolution of the Malvinas Plate south of Africa // Mar. Geophys. Res . 2001. V. 22. № 4 P. 289–302.
- Marks K.M., Tikku A.A. Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar // Earth and Planetary Sci. Lett. 2001. V. 186. P. 479–495.
- Matthews K., Müller R., Wessel P., Whittaker J. The tectonic fabric of the ocean basins // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. B12109.
- 47. *Matthews K. et al.* Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // Global and Planetary Change. 2016. V. 146. P. 226–250.
- 48. 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 // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. V. 10. № 8. 12 p.
- 49. *Meyer B., Chulliat A., Saltus R.W.* Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // Geochemistry. 2017. V. 18. P. 4522–4537.
- Moulin M. et al. Gondwana breakup: Messages from the North Natal Valley // Terra Nova. 2020. V. 32. P. 205–214.
- Müeller C.O., Jokat W. The initial Gondwana breakup: A synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor // Tectonophysics. 2019. V. 750. P. 301–328.

- Parsiegla N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G. The Agulhas Plateau: Structure and evolution of a large igneous province. // Geophys. J. Int. 2008. V. 174. P. 336–350.
- Pérez-Díaz L., Eagles G. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data // Tectonics. 2014. V. 33. № 9. P. 1848–1873.
- 54. Raymond C.A., LaBrecque J.L., Kristoffersen Y. Islas Orcadas Rise and Meteor Rise: the tectonic and depositional history of two aseismic plateaus from sites 702, 703, and 704 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991. V. 114. P. 5–22.
- Reeves C.V. et al. Insight into the Eastern Margin of Africa from a new tectonic model of the Indian Ocean // Geological Society, London, Special Publications. 2016. V. 431(1). P. 299–323.
- Reznikov M., Ben-Avrahamb Z., Hartnady C., Niemie T. Structure of the Transkei Basin and Natal Valley, Southwest Indian Ocean, from seismic reflection and potential field data // Tectonophysics. 2005. V. 397. P. 127–141.
- 57. *Richards P.C., Stone P., Kimbell G.S. et al.* Mesozoic Magmatism in the Falkland Islands (South Atlantic) and their offshore sedimentary basin // J. Petroleum Geology. 2013. V. 36(1). P. 61–74.
- 58. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67.
- 59. Schimschal C.M., Jokat W. The Falkland Plateau in the context of Gondwana breakup // Gondwana Research. 2019. V. 68. P. 108–115.
- Schmid F., Schlindwein V. Microearthquake activity, lithospheric structure, and deformation modes at an amagmatic ultraslow spreading Southwest Indian Ridge segment // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. V. 17. P. 2905–2921.
- Schwindrofska A., Hoernle K. Hauff F. et al. Origin of enriched components in the South Atlantic: Evidence from 40 Ma geochemical zonation of the Discovery Seamounts // Earth and Planetary Sci. Lett. 2016. V. 441. P. 167–177.
- 62. *Seton M. et al.* Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // Geochem. Geophys. Geosyst. 2014. V. 15(4). P. 1629–1641.
- 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 // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B10. 28 p.
- 64. *Stamps D.S., Flesch L.M., Calais E., Ghosh A.* Current kinematics and dynamics of Africa and the East African Rift System // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. V. 119. P. 5161–5186.
- 65. *Standish J., Dick H., Peter J. et al.* MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9–25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source // Geochemistry. 2008. V. 9. Q05004.

- Storey B.C., Kyle P.R. An active mantle mechanism for Gondwana breakup // South African Journal of Geology. 1997. V. 100. P. 283–290
- 67. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A. et al.* Petrology, geochemistry and original tectonic setting of basalts from the Mozambique Basin and Ridge (DSDP sites 248, 249 and 250) and from the Southwest Indian Ridge (DSDP site 251) // Mar. Geol. 1982. V. 48. P. 175–195.
- 68. *Tikku A., Marks K.M., Kovacs L.C.* An Early Cretaceous extinct spreading center in the northern Natal valley // Tectonophysics. 2002. V. 347. P. 87–108.
- 69. Torsvik T.H., Rousse S., Labails C., Smethurst M.A. A new scheme for the opening of the South Atlantic

Ocean and the dissection of an Aptian salt basin // Geophys. J. Int. 2009. V. 177. Issue 3. P. 1315–1333.

- Tucholke B.E., Houtz R.E., Barret D.M. Continental Crust Beneath the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // J. of Geophys. Res. 1981. V. 86(BS). P. 3791– 3806.
- Vérard C., Flores K., Stampfli G. Geodynamic reconstructions of the South America–Antarctica plate system // J. Geodynamics. 2012. V. 53. P. 43–60.
- Weatherall P. et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans // Earth and Space Science. 2015. V. 2. P. 331–345.

# TECTONIC STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE LITHOSPHERE IN THE ANTARCTIC PART OF THE SOUTH ATLANTIC

E. P. Dubinin<sup>a, \*</sup>, A. V. Kokhan<sup>b, \*\*</sup>, N. M. Suschevskaya<sup>c,\*\*\*</sup>

<sup>a</sup> Lomonosov Moscow State University, the Earth Science Museum, Moscow, Russia
<sup>b</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia
<sup>c</sup> Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia
<sup>\*</sup>e-mail: edubinin08@rambler.ru
<sup>\*\*</sup>e-mail: kkkkk1987@mail.ru
<sup>\*\*\*</sup>e-mail: nadsus@gmail.com

Based on the analysis of global digital models, the distribution of fracture zones of the oceanic crust, global and regional models of evolution, and published geological and geophysical data, the structural features of the ocean floor in the junction area of the Indian and Atlantic oceans are considered. Tectonic zoning of the region's crust has been carried out. Heterogeneous blocks of the lithosphere with crust formed on different spreading ridges, separated by structural boundaries, which are pseudo faults, fixing traces of propagating rift zones, jumping and dying off of spreading ridges, are identified. The main stages in the evolution of the lithosphere associated with the activation of plume magmatism and kinematic reorganizations of plate boundaries are identified.

Keywords: relief, morphostructures, tectonics, crust structure, evolution, South Atlantic