

УДК 551.242.2

## ТЕКТОНИКА ПАССИВНЫХ ОКРАИН ЮЖНОГО ОКЕАНА В РЕГИОНЕ АФРИКИ – ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

© Е.Н. Меланхолина<sup>1, \*</sup>, Н.М. Сушевская<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер., д. 7

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, 119995, ул. Косыгина, д. 19

\*e-mail: e.melanh@gmail.com

Поступила в редакцию 12.10.2018 г.; после исправления 2.03.2019 г.; принята в печать 26.03.2019 г.

На основе рассмотрения геолого-геофизических данных по сопряженным окраинам Африки – Восточной Антарктиды проведено обсуждение особенностей подготовки континентального раскола в центральной части суперконтинента Гондваны. При использовании исторического подхода показана значительная унаследованность в развитии средне-позднеюрских растяжений литосферы и магматизма от предшествовавшего времени. Прослежена приуроченность тектоно-магматической активности в первую очередь к древним ослабленным зонам на проксимальной окраине, ее последующая миграция и локализация в пределах дистальных окраин, с дальнейшим океаническим раскрытием. Обсуждаются геохимические особенности магм региона и их источники. Приведены доказательства определяющего влияния плюма Кару-Мод на развитие магматизма. Рассматривается одна из важных особенностей проявления плюма – присутствие высокомагнетизальных железистых пикритов, связанных с плавлением специфического по составу пироксенитового источника, приуроченное к центральной части плюма и соответствующее наиболее ранним излияниям. Показано, что источником магматизма начального этапа могло являться вещество поднимающегося плюма, а магмы поступали на поверхность по существующим трещинам без взаимодействия с литосферой. В ходе эволюции примесь пироксенитов в источнике уменьшалась и расплавы приобретали особенности подплавляющейся литосферной мантии, что отражалось в изотопных характеристиках расплавов с преобладанием обогащенного компонента EM II. Дано сравнение структуры и магматизма на окраинах Южного океана и юга Атлантики. Обсуждается расположение мезозойских плюмов Кару-Мод и Тристан, как и зоны последующего раскола Гондваны, над краевой частью Африканского суперплюма, указывающее на связь поверхностных и глубинных событий.

**Ключевые слова:** рифтинг, раскол, раскрытие океана, магматизм, магматический источник, плюм, суперплюм

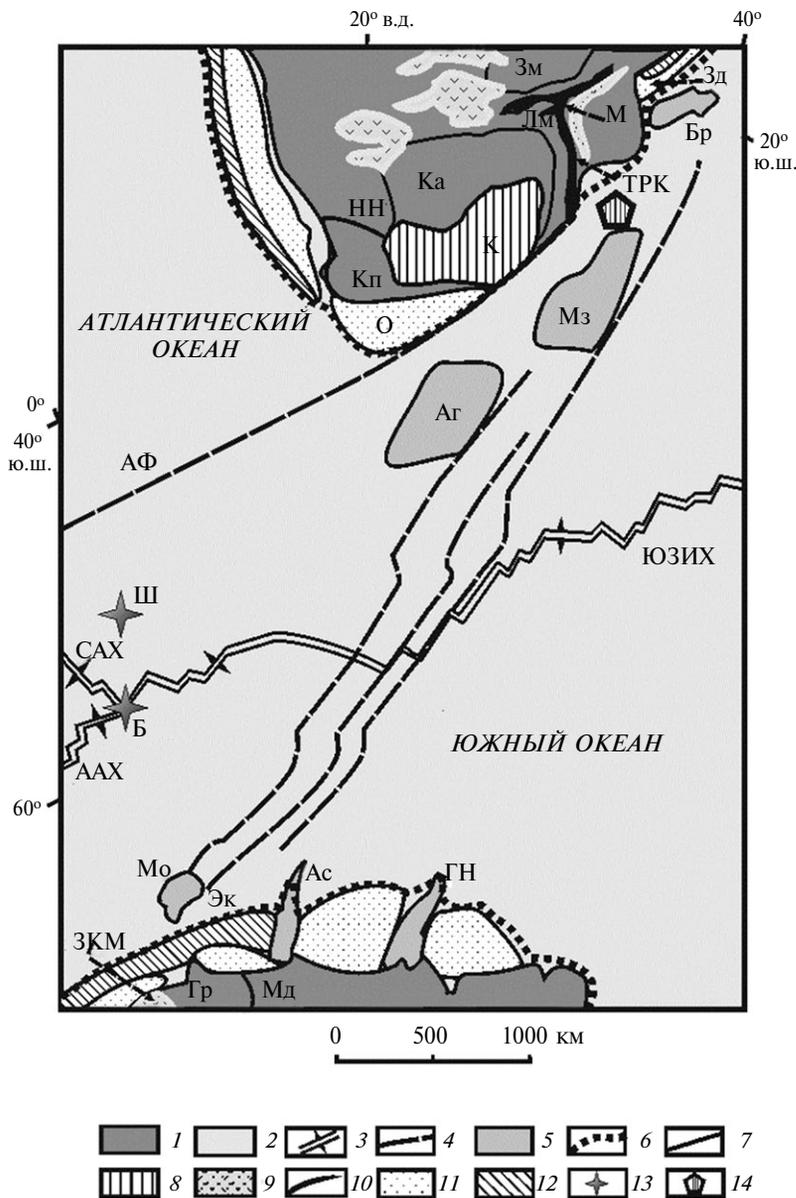
**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019325-42>

### ВВЕДЕНИЕ

При рассмотрении системы мезозойских океанических структур Атлантики и Южного океана выявляется их последовательное заложение в областях древней континентальной литосферы Гондваны. Была показана приуроченность мест заложения к периферии Африканского суперплюма – большой низкоскоростной провинции Тузо, располагающейся на границе ядро–мантия [7, 79, 80]. Такие нижнемантийные провинции с низкими скоростями поперечных волн в последнее время получили название «супервеллы» [8]. Инициация континентального раскола (середина триаса) была локализована в приэкваториальной области Земли, у северо-западного края будущего Африканского континента. С этой стартовой точки прослеживается северная проградация раскола и субширотного океанического раскрытия, начиная с региона Ибери–Ньюфаундленда (конец триаса–начало юры).

Позднее (середина юры) события раскола локализовались в южной гемисфере Земли, с развитием меридиональных растяжений и раскрытием Южного океана, после чего следовало возобновление субширотного океанического раскрытия в пределах Южной Атлантики (ранний мел).

Процесс подготовки континентального раскола повсеместно начинался с заложения и развития сопряженных пассивных окраин. Поэтому анализ истории окраин является решающим для понимания геодинамики рифтинга и начального океанического спрединга, как это показано ранее [6]. Представленная работа продолжает серию статей авторов по тектонике мезозойских пассивных окраин Атлантического океана и рассматривает особенности сопряженных окраин Африки – Восточной Антарктиды. В ходе обсуждения использованы как опубликованные геолого-геофизические, так и геохимические данные. Поставлена задача



**Рис. 1.** Схема тектоники окраин Южного океана, с использованием данных [49, 55, 56, 66].

Обозначены: Земля Королевы Мод – ЗКМ, Мвенези – М.

На континентах и проксимальных окраинах обозначены: щит Зимбабве – Зм, щит Каапваал – Ка, щит Грюнехогна – Гр, пояс Лимпопо – Лм, пояса Намаква и Натал – НН, пояс Кейп – Кп, пояс Мод – Мд, прогиб Кару – К, тройное сочленение Кару – ТрК.

На дистальных окраинах обозначены: прогиб Оугеникка – О, прогиб Замбези-Дельта – ЗД, клин Эксплора – Эк, поднятие Гуннерус – Гн, поднятие Астрид – Ас.

В пределах океана обозначены: поднятие Бейра – Бр, поднятие Мозамбик – Мз, поднятие Агульяс – Аг, поднятие Мод – Мо, трансформный разлом Агульяс-Фолкленд – АФ; горячая точка Буве – Б, горячая точка Шона – Ш; Юго-Западно-Индийский хребет – ЮЗИХ, Срединно-Атлантический хребет – САХ, Америка-но-Антарктический хребет – ААХ.

1 – фрагменты суперконтинента Гондвана с корой докембрийского и палеозойского возраста; 2–6 – область океанической коры: 2 – ложе океана, 3 – осевые зоны спрединговых хребтов, 4 – главные разломы, 5 – океанические поднятия и микроконтиненты, 6 – граница континент-океан; 7–10 – проксимальные зоны мезозойских пассивных окраин: 7 – ограничения структурных элементов, 8 – платформенный прогиб ( $C_2$ – $J_2$ ), включающий многочисленные силы ( $J_{1,2}$ ), 9 – распространение лав ( $J_{1,2}$ ), 10 – дайки тройного сочленения Кару (Pcm и  $J_{1,2}$ ); 11–12 – дистальные зоны мезозойских пассивных окраин: 11 – прогибы, выполненные синрифтовыми и постраскольными отложениями (K-CZ?), 12 – мощные вулканические серии ( $J_2$ –K?), образующие SDRs; 13 – горячие точки; 14 – положение центра плюма Кару-Мод

определения условий проявления рифтинга, магматизма и подготовки континентального раскола при раскрытии Южного океана.

## ПРОКСИМАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ ЮЖНОГО ОКЕАНА

### Окраина Южной Африки

На юге Африки континентальным фундаментом окраины служат образования фрагмента Гондваны. Это архейские щиты Зимбабве и Каапваал, разделяющий их протерозойский пояс Лимпопо и другие складчатые пояса (рис. 1). В южном направлении прослеживается последовательная смена древних элементов более молодыми: от щита Каапваал к протерозойским поясам Намаква и Натал и, наконец, к позднепалеозойскому складчатому поясу Кейп на крайнем юге. Сейсмические данные подтверждают гетерогенность африканского фундамента, включающего мозаику блоков различной мощности, строения и состава [81]. Особенности древней континентальной коры отражают более 3.5 млрд лет истории, с чередованием континентальной аккреции и периодов раздробления, с повторным проявлением базальтового магматизма, в частности в регионе Натал. Установлено неоднократное повторение кимберлитовых внедрений, особенно значительных в мезозое и раннем кайнозое. Объемные мезозойские плато-базальты и интрузивы, распространенные в пределах сопряженных окраин юга Африки и Восточной Антарктиды, образуют Магматическую Провинцию Кару [22].

Крупнейшей структурой мезозойской окраины является продольный платформенный прогиб (синеклиза) Кару, протяженностью около 1400 км, изученный по буровым и сейсмическим данным [21, 72]. Заложение прогиба в пределах суперконтинента Гондваны произошло при смещении погружений от прогиба Кейп к северу. Его развитие охватывает порядка 150 млн лет, с компенсацией погружений накоплением отложений супергруппы Кару ( $C_2-J_2$ ). Это преимущественно наземные породы (мощностью до 6 км), со сменой вверх по разрезу от гляциальных до эоловых, с мощным базальтовым горизонтом в кровле. Тектоно-магматические особенности прогиба Кару сопоставимы с особенностями прогиба Парана в Бразилии, рассмотренными в работе [7]. Вместе с тем, инициация погружений в прогибе Кару относится к более позднему времени; его протяженность, как и глубина, оказываются меньше по сравнению с прогибом Парана.

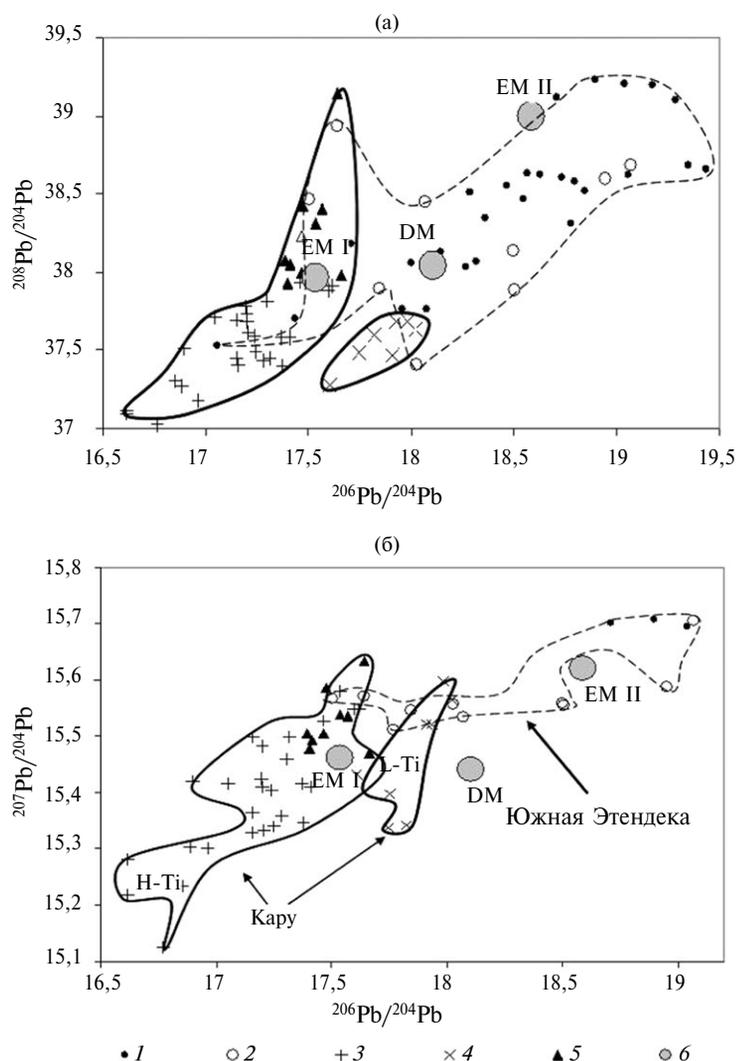
**Особенности магматизма.** Магматические образования региона: лавы плато-базальтов, дайки, силлы и гигантские дайковые серии – распространены на огромной площади юга Африки [39, 49, 51, 65]. Плато-базальты (до 1600 м и более) сохранились от эрозии во внутренней части прогиба Кару, на ограниченной территории района Лесото. Одна-

ко, первоначально они покрывали много большую площадь [51]. Плато-базальты того же возраста и состава распространены также севернее, в виде обширного поля в пределах Ботсваны и Зимбабве [23]. Широкому проявлению магматизма отвечает и повсеместное распространение силлов, создающих в прогибе Кару преобладающий объем по сравнению с вулканитами. Важный элемент структуры окраины представляют гигантские дайковые серии Окаванго, Сэйв-Лимпопо, Олифантс-Ривер и Лебомбо в пределах Мозамбика и Ботсваны, у северо-восточного окончания прогиба Кару [51]. Это так называемое тройное сочленение Кару, состоящее из многочисленных субвертикальных даек. Его радиальная геометрия, наряду с другими магматическими особенностями, прежде использовалась как доказательство «удара» плюма и инициации плюмового магматизма [28, 83].

Основные проявления мезозойского магматизма провинции Кару датируются по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определениям между ~184 и ~178 млн лет, с концентрацией возрастов в интервале 184–181 млн лет, что соответствует общей продолжительности главного события около 3 млн лет [49, 52]. Вместе с тем, U–Pb датирование по цирконам, проведенное для долеритовых силлов и даек вдоль всего прогиба Кару, дало возрасты между 183 и 182 млн лет, отвечающие промежутку времени ~1.0 млн лет [77]. На востоке Мозамбика в дайках Руи-Рэнд, секущих базальты Кару, получены наиболее поздние датировки, до 174–172 млн лет [52]. В восточных районах известны и близкие по составу молодые базальты Мовене, венчающие вулканический разрез в моноклинали Лебомбо и перекрытые меловыми осадочными слоями [49, 62].

Для даек системы тройного сочленения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определения дают возрасты, близкие к таковым для плато-базальтов [49, 50]. Однако, при детальном исследовании в составе системы обнаружено значительное количество также докембрийских даек [50, 51]. Для долеритов серии Олифантс-Ривер получены почти исключительно архейские и протерозойские датировки, при этом большая часть даек, прорывающих фундамент, не прослеживается в юрские слои. На основе этих данных было показано, что особенности юрских дайковых серий соответствуют их унаследованному становлению, контролируемому структурами фундамента [51]. Следовательно, геометрия тройного сочленения Кару скорее всего отражает положение ослабленных путей для проникновения магмы и не может использоваться как мезозойский плюмовый маркер.

В пределах прогиба Кару плато-базальты, ассоциирующие дайки и силлы долеритов имеют состав слабо обогащенных толеитов. В низах вулканического разреза в небольшом количестве присутствуют также нефелиниты и пикриты. Породы дайковой серии Руи-Рэнд и базальты Мовене в моноклинали Лебомбо, отвечающие финальной стадии магматизма, имеют деплетированный состав, близкий



**Рис. 2.** Сравнительная характеристика изотопных отношений Pb в магматических комплексах Африки, связанных с плюмами Кару-Мод (180 млн лет) и Тристан (130 млн лет), для провинции Кару (по данным [23, 43, 49, 53]) и региона Южной Этендеки (по данным [7]).

Данные пересчитаны на первичный возраст излияний.

Обозначены: L-Ti – низкотитанистые базальты, H-Ti – высокотитанистые базальты.

1–2 – базальты региона Южной Этендеки: 1 – низко-Ti и низко-Zr, 2 – щелочные; 3–5 – базальты Кару: 3 – высоко-Ti тип, 4 – низко-Ti тип, 5 – высоко-Fe пикриты района Нуанетси; 6 – модельные изотопные источники, по [12]

к MORB [49, 62]. В верхних горизонтах разреза появляются также игнимбриты, туфы и лавы дацитов и риолитов, как подстилающие, так и переслаивающиеся с базальтами Мовене [52, 62]. Все вулканиты представлены наземными образованиями.

На основе петро-геохимических данных, среди плато-базальтов, долеритов и пикритов выделены высоко- и низкотитанистый типы, с содержанием  $\text{TiO}_2$  больше и меньше 2 мас.%, соответственно, [39, 49, 58]. Обычно породы этих типов пространственно разобщены, но в дайковых сериях тройного сочленения присутствуют как высоко-, так и низкотитанистые разности. Для некоторых базальтовых разрезов Лебомбо и Ботсваны в самых

верхах отмечается резкая смена низкотитанистых разностей высокотитанистыми [49]. Для высокотитанистых базальтов характерны более высокие концентрации всех литофилов, как и бóльшая степень обогащения наиболее несовместимыми элементами по сравнению с более совместимыми [49]. Низкотитанистые базальты имеют менее дифференцированные составы. В породах обоих типов наблюдается наличие на спайдерграммах отрицательных аномалий Nb и положительных аномалий Pb [49, 65].

Изотопные характеристики базальтов высоко- и низкотитанистого типов, судя по доступным литературным данным [23, 43, 49], достаточно сильно

различаются, образуя практически не перекрывающиеся поля в координатах изотопов Pb–Sr–Nd (рис. 2). На приведенных диаграммах изотопных вариаций Pb видна специфика двух типов магм провинции Кару: низкотитанистые базальты характеризуются относительно более высокими значениями отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ , интервал которых составляет 17.6–18.0, в отличие от высокотитанистых пород ( $c^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i=16.5\text{--}17.6$ ). Для них отмечаются и повышенные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ , достигающие 0.707. При сравнении траппов Магматических Провинций Кару и Парана-Этендека, для последних устанавливается более типичное проявление обогащенного компонента, связанного с плавлением субконтинентальной литосферы [7].

Принципиальное разделение магм в провинции Кару на два типа: высоко- и низкотитанистых – подразумевает различие их мантийных источников [27, 49, 68]. Но это не дает однозначного ответа на вопрос о происхождении магм. Пространственное разобщение типов может соответствовать как гетерогенности питающего плюма с различием составов магм в его центральной части и на периферии, так и существованию неоднородностей в плавящейся литосфере, состав которой пока еще недостаточно изучен. Как было показано для района Нуанетси и северного Лебомбо [24], сильно обогащенные магмы высокотитанистого типа могли быть образованы из плюмовых расплавов, контаминированных при проходе через литосферу, содержащую прожилки более ранних щелочных выплавов. Магмы низкотитанистого типа в южной части Лебомбо могут отражать плавление в периферических частях «головы» плюма. При изучении распространенных в Нуанетси оливин-порфировых базальтов высокотитанистого типа, были установлены высокие температуры выплавления (1500–1600°C) [20, 42]. В.С. Каменецким с соавторами [53] на основе изучения составов высокомагнезильных оливинов и геохимических особенностей этих базальтов было высказано предположение о присутствии в их источнике пироксенитовой мантии с характеристиками EM I, включенной в виде рециклированных компонентов в состав поднимающегося плюма.

Вместе с тем, согласно [49], указанные особенности базальтов, в частности наличие отрицательных аномалий Nb и положительных аномалий Pb, могут соответствовать плавлению гетерогенной субконтинентальной литосферы с различающимися глубинами и варьирующим количеством граната в источнике. Для высокотитанистых базальтов и пикритов предполагается более глубокое плавление (более 80 км) с присутствием в источнике граната, что противопоставляется малоглубинному шпинель-содержащему источнику, образовавшему низкотитанистые магмы.

Специальное изучение докембрийских пород, обнаруженных в дайках тройного сочленения Кару, показало общее сходство их геохимических

характеристик, как и магматических источников, с таковыми, полученными для юрских базальтов и долеритов юга Африки [48]. И это позволяет связывать образование магматических комплексов, разобщенных на 900 млн лет, с единым источником в обогащенной литосфере, образующей Африканскую платформу.

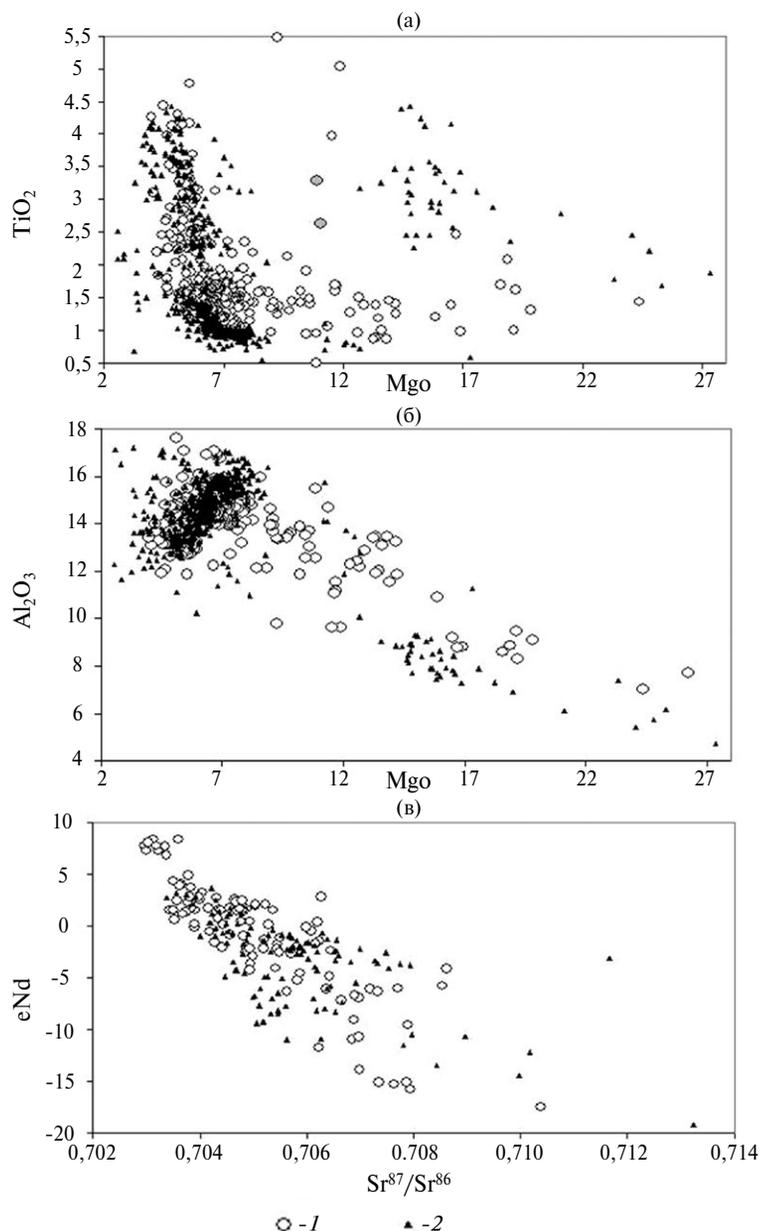
**Глубинное строение.** Скоростная структура проксимальной зоны, определяется в основном особенностями ее древнего фундамента. Структура мантии на юге Африки в общем виде соответствует поверхностной геологии, как это установлено и для щита Сан-Франциско в Южной Америке [73]. Под щитами Каапваал и Зимбабве на основе последних сейсмоотографических данных по Р и S волнам [30] предполагается наличие мощных литосферных корней (глубиной до 250–300 км). В коре отмечаются значительные вариации мощности и сейсмических скоростей, зависящих от предшествующих эпизодов сжатия, и основных внедрений [81].

В районах Кару и Кейп мощность коры большей частью оценивается по профилям преломленных волн в 40–42 км с уменьшением к югу [67, 72, 74]. Сейсмические скорости в верхней коре ( $V_p = 4.5\text{--}5.5$  км/с) соответствуют деформированным осадочным и метаморфическим породам супергрупп Кейп и Кару. В случае присутствия интрузивов и лав скорости в верхней коре возрастают до 6.3–6.4 км/с. Нижнекоревые скорости ( $V_p = 6.2\text{--}6.9$  км/с) здесь обычны для нерастянутой континентальной коры и отвечают, вероятно, подстилающим докембрийским комплексам. Однако, требует объяснения присутствие у южного побережья линзовидного нижнекоревых горизонтов с повышенными скоростями ( $V_p = 7.0\text{--}7.4$  км/с), до 7 км мощности. Его образование предположительно связывается или с наличием древних основных интрузивных пород в метаморфическом комплексе фундамента, или скорее с внедрением юрских габброидных интрузий в низах коры [74].

#### Окраина Восточной Антарктиды

Как и в Африке, на сопряженной антарктической окраине в пределах Земли Королевы Мод докембрийские образования фундамента представляют фрагмент Гондваны. Это архейские и протерозойские комплексы Восточно-Антарктической платформы, сравнимые с африканскими [37]. Архейский щит Грюнехогна представляет часть единой структуры с Каапваальским щитом Африки и ограничивается на юго-востоке мезопротерозойским поясом Мод, продолжающим пояс Натал (см. рис. 1) [58]. Положение границы архейской и протерозойской литосферы на основании аэромагнитных и гравиметрических данных реконструируется близко к северной части гор Вестфьелла [59].

**Особенности магматизма.** На западе Земли Королевы Мод известны лавы плато-базальтов и дайки долеритов, сопоставимые по соста-



**Рис. 3.** Корреляционные диаграммы составов магм, образованных под влиянием плюма Кару-Мод (по данным [58]).

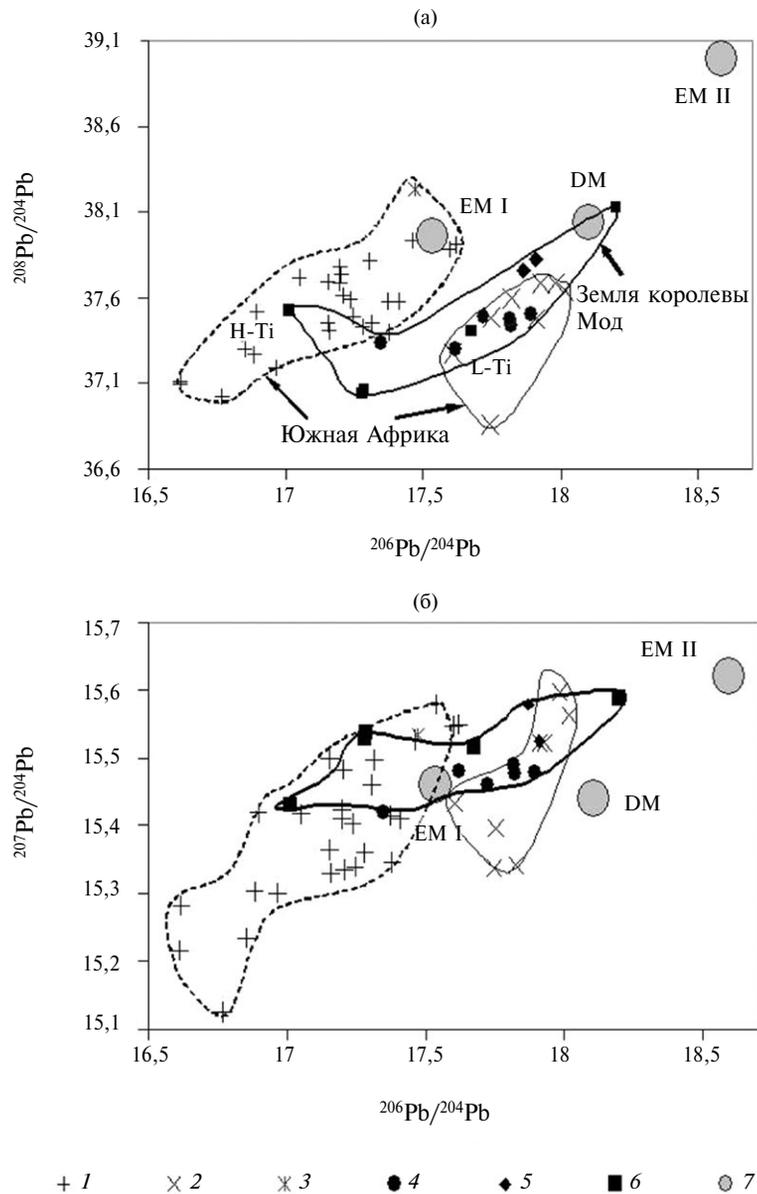
Показаны (кружки) – породы Земли Королевы Мод (Антарктида).

Показаны (треугольники) – породы Южной Африки.

ву и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возрастам с комплексами окраины Южной Африки [39, 41, 49, 60, 69]. Отмечаются также более ранние малообъемные магматические проявления в районах Альманнригген и Ютулрора, с <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возрастными ~190 и ~205 млн лет соответственно [39, 60]. Платобазальты (мощностью до 900 метров) обнажаются в горах Вестфьелла, Кирванвегген и Хемифронтфьелла в западной части площади, а их интрузивные аналоги (дайки долеритов) – в основном в горах Вестфьелла [1]. Породы близкого возраста и состава представлены и в дайках зоны Феррар на Трансантарктических горах [26]. Самые молодые базальты (173 млн лет)

обнаружены в центральной части Земли Королевы Мод, в оазисе Ширмахер [76].

Анализ составов магм юга Африки и Земли Королевы Мод, проведенный на основе базы данных, собранных А.В. Латтиным [58], выявляет для пород этих регионов практически полное совпадение по вариациям петрогенных элементов и изотопных отношений Sr–Nd (рис. 3). Главную группу составов образуют дифференцированные базальты с интервалом содержания MgO от 9 до 2 масс. % (в среднем 7 масс.%). Но в обоих регионах существует и высокомагниева группа базальтов, в которую помимо кумулятивных



**Рис. 4.** Вариации изотопных отношений Pb в магмах Земли Королевы Мод (по данным [41, 53, 58, 60]) и Южной Африки (по данным [24, 43, 49]).

Обозначены: L-Ti – низкотитанистые базальты, H-Ti – высокотитанистые базальты.

1–3 – базальты Южной Африки: 1 – высоко-Ti, 2 – низко-Ti, 3 – высоко-Ti-высоко-Fe базальт из района Нуанетси, по [53]; 4–6 – базальты и долериты Земли Королевы Мод, по классификации [59]: 4 – деплетированные ферропикриты, 5 – обогащенные ферропикриты (подтип СТ4), 6 – низко-Ti базальты (подтипы СТ1, СТ3); 7 – обогащенные модельные источники, по [12]

разностей могут входить магмы, близкие к первичным выплавкам. Среди них для юга Африки можно отметить наличие пород с повышенными содержаниями  $\text{TiO}_2$  (и  $\text{K}_2\text{O}$ ), практически не представленную на площади Земли Королевы Мод (см. рис. 3, а).

Подобно магмам юга Африки, для базальтов Земли Королевы Мод выделяются высокотитанистый ( $\text{TiO}_2 = 3.8\text{--}5.2 \text{ wt } \%$ ) и низкотитанистый ( $\text{TiO}_2 = 2.2 \text{ wt } \%$ ) типы, различающиеся по степени геохимического обогащения, хотя в составе каждо-

го из типов встречаются разности как обогащенные, так и обедненные литофильными элементами [58]. Внутри низкотитанистого комплекса в горах Вестфьелла на основании детального опробования двух разрезов было установлено переслаивание базальтов трех подтипов: СТ1, СТ2 и СТ3, различающихся по соотношению литофильных элементов [59]. При сравнении их с породами, развитыми в районе Лебомбо в Африке, выясняется близость базальтов СТ1 к низкотитанистым толеитам южного Лебомбо, а СТ2 – к деплетированным долеритам Руи-Рэнд

и их экструзивным аналогам. Подтип СТ3, не имеющий прямых аналогов в Африке, характеризуется составами близкими к MORB, высокими величинами  $\epsilon Nd_i$  и нерадиогенными значениями  $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ . По предположению [59], подтипы базальтов СТ1, СТ2 и СТ3 отражают латеральную гетерогенность плавящейся литосферы, созданную в ходе древней субдукции.

Особый интерес представляют высокомагнезиальные и высокожелезистые базальты с повышенным содержанием  $TiO_2$  из района Альманнригген (Вестфьелла), объединенные в подтип СТ4 [41, 59, 60]. Они близки к высокотитанистым породам района Мвенези на севере моноклинали Лебомбо. Породы подтипа СТ4 наименее дифференцированы, менее контаминированы коровым веществом и отличаются как примитивным спектром распределения литофильных элементов, так и высокими значениями  $Nd_i = 9$  при низких  $^{87}S/^{86}Sr_i = 0.703$ . По содержанию инертных газов и летучих магмы этого подтипа также отличаются от других. Они имеют повышенные значения отношения  $^{40}Ar/^{36}Ar$  (равные 640), высокие концентрации He и повышенное содержание летучих компонентов [1], что может говорить об их плюмовом происхождении. Этот подтип магм, относимый к ферропикритам, часто рассматривается в качестве специфических расплавов, появляющихся в верхних частях «головы» плюма на ранних стадиях развития плюмового магматизма [32, 69].

Как и другие магмы, группа ферропикритов геохимически неоднородна [41, 44, 58]. Но для всех пород: и обогащенных, и обедненных литофильными элементами, типична в той или иной степени отрицательная Nb-аномалия, связанная предположительно с примесью субдукционного компонента в источнике, что подтверждается и данными изучения изотопии кислорода и Os [41, 44]. Эти черты могут свидетельствовать о флюидном обогащении магмы наиболее несовместимыми литофильными элементами.

В изотопных координатах Nd–Sr все магмы Восточной Антарктиды, как и Южной Африки, характеризуются достаточно близкими протяженными трендами от менее радиогенных (деплетированных) составов к обогащенным (рис. 4). Вместе с тем, наблюдаемая широкая дисперсия изотопных составов в пределах каждого из типов может отражать или гетерогенность плавящегося источника (с примесью литосферного), или же контаминацию коровым веществом при подъеме первичных плюмовых расплавов [59].

**Глубинное строение.** Фундамент окраины Восточной Антарктики имеет сейсмические характеристики, типичные для нерастянутой континентальной коры и в целом сходные с полученными для юга Африки. По данным широкоугольного сейсмопрофилирования, в верхней коре моделируется  $V_p = 5.5–6.0$  км/с и в нижней коре —  $V_p = 6.3–6.9$  км/с; мощность коры оценивается

в 45 км с локальными утолщениями и с сокращением в сторону побережья до 40 км [14].

Из приведенной характеристики обрамления Южного океана хорошо видно сходство и бывшее единство континентального фундамента в пределах его проксимальных окраин. Достаточно близкими оказываются и особенности мезозойского магматизма на обеих окраинах. В то же время, исходя из изотопных характеристик, можно заметить, что наиболее деплетированные составы чаще встречаются в пределах Земли Королевы Мод. При этом вариации изотопных соотношений в базальтах здесь более ограничены по сравнению с окраиной юга Африки и близки к полю траппов Южной Этендеки (см. рис. 4). Эти особенности антарктических базальтов, вероятно, определялись более быстрой подачей расплавов к поверхности.

## ДИСТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ ЮЖНОГО ОКЕАНА

### Южноафриканская окраина

При общем сходстве сопряженных проксимальных окраин Южного океана наблюдаются различия в современной структуре их дистальных зон, осложненных неоднократными нарушениями. Южноафриканская окраина может рассматриваться как трансформная, связанная с разломной зоной Агульяс–Фолкленд и окончательно оформившаяся в начале раннемелового времени [67]. Элементы трансформной окраины наложены на более раннюю дистальную структуру — прогиб Оутеникв.

Прогиб Оутеникв расположен почти полностью в пределах шельфа и отделен от синеклизы Кару протяженным поднятием, образованным складчатыми комплексами пояса Кейп. На основе палинспастических реконструкций [67, 78], прогибы Оутеникв и более западный Фолклендский рассматриваются как элементы единой поздне-мезозойской структуры, разобненные при смещении по трансформе Агульяс–Фолкленд. В пределах прогибов возраст нижних осадочных горизонтов, перекрывающих континентальный фундамент, оценивается серединой юры, как это установлено по скважинам DSDP 237A, 330 и 511 на банке Морис Юинг [13, 78]. Рифтинговый разрез сложен мелководноморскими отложениями с прослоями лигнита, вышележащие дрифтинговые осадки имеют пелагический характер. Общая мощность отложений от верхней юры до кайнозоя в прогибе Оутеникв достигает 6 км и больше [67].

Внутренняя структура прогиба Оутеникв, изученная на основе широкоугольного сейсмопрофилирования преломленными и отраженными волнами [67, 74], включает серию небольших грабенов и полу-грабенов (суббассейнов) северо-западного простирания, косо раскрывающихся на юге в протяженный суббассейн Южный Оутеникв. Этот суббассейн, как и прогиб в целом, имеет асимметричное строение с более крутым юго-

восточным бортом и ограничивается узкой зоной краевого хребта Диаз, поднятой вдоль трансформации Агульяс—Фолкленд. Ориентировка суббассейнов соответствует праводвиговому смещению, установленному вдоль трансформации. В современной структуре фиксируется величина смещения хребет—хребет около 290 км, но для мелового времени реконструируется значительно большая амплитуда [16, 74].

При переходе от проксимальной окраины к прогибу Оутениква мощность континентальной коры резко сокращается — до 26–29 км в пределах северных суббассейнов, как это устанавливается по двум профилям преломленных волн [74]. В южном суббассейне и краевом хребте Диаз происходит дальнейшее утонение коры вплоть до 21–22 км, что сопоставимо с рассчитанным для Фолклендского прогиба. По своим параметрам эта кора рассматривается как растянутая континентальная, с  $V_p$  в верхней коре около 5.5–6.5 км/с и в нижней коре — 6.5–7.1 км/с, с постепенным возрастанием скоростей к югу [67, 74]. Континентальный характер фундамента дистальной окраины подтверждается и геологическими данными. В Фолклендском прогибе скв. 330 были достигнуты гнейсы, на северных поднятиях прогиба Оутениква получены образцы, аналогичные палеозойским породам пояса Кейп. Пограничная зона континент—океан маркируется трансформацией Агульяс—Фолкленд, где изменяется характер корового разреза, а его мощность сокращается до 7 км [67, 74].

Присутствия вулканитов на дистальной Южноафриканской окраине не обнаруживается ни по буровым, ни по сейсмическим данным. Правда, юрским магматическим проявлениям, возможно, соответствуют отмеченные высокоскоростные нижнекоровые образования у южного побережья. Севернее, у побережья Мозамбика, в строении дистальной зоны появляются образования как высокоскоростного нижнекорового тела ( $V_p = 7.2–7.4$  км/с, мощность 3 км и больше), так и клина наклоненных к океану рефлекторов (SDRs) [63] (см. рис. 1), что характерно для вулканических окраин. Клин SDRs перекрывается осадками глубокого прогиба Замбези—Дельта, мощностью до 11 км. Структуры окраины осложнены деформациями, связанными с постраскольными трансформными перемещениями.

#### **Антарктическая окраина в районе морей Уэддела, Лазарева, Риссер—Ларсена**

Вдоль антарктического побережья, на шельфе и континентальном склоне, по акустической картине и магнитным данным устанавливаются типичные особенности вулканической окраины [4, 47, 55]. У Земли Королевы Мод под покровом льда и осадков по результатам многоканального сейсмопрофилирования и магнитометрических работ обнаружено наличие клина SDRs — клина Эксплора, мощностью до 4–4.5 км, протянувшие-

гося субширотно около 1700 км [47, 55] (см. рис.1). Клин распространяется от побережья на ширину более 180 км, значительно выполаживаясь к северу. В восточной части клина, у хребта Астрид, наблюдалось последовательное залегание двух групп SDRs, различающихся и по сейсмическому выражению, и по возрасту, со сменой магнитной полярности [47]. Внутри клина Эксплора, в верхней коре, были получены оценки  $V_p$  от 4.2–4.5 км/с вверху до 5.6–6.0 км/с внизу. В нижней коре скорости возрастают до 6.4–6.8 км/с. В самых низах корового разреза отмечается присутствие мощного (до 7 км) высокоскоростного горизонта с  $V_p = 7.2–7.4$  км/с.

Восточнее, у побережья моря Риссер—Ларсена, не обнаруживаются наклоненных к океану рефлекторов. Однако, по магнитным и гравиметрическим данным в верхней коре здесь были моделированы блоки, отвечающие интрузиям основного состава, внедренным в утоненную континентальную кору, что подтверждается и по сейсмическим профилям [4, 56]. На этом основании авторами предполагается специфический тип окраины — с преобладанием плутонизма и, вероятно, лишь с малым присутствием изверженного компонента.

В целом дистальная окраина имеет расчлененный тектонический рельеф. Кроме клина SDRs, вдоль окраины по данным многоканального сейсмопрофилирования прослеживается прерывистая полоса глубоких осадочных депоцентров. По акустическим особенностям в их разрезе (от позднего мезозоя до кайнозоя) выделяются рифтинговые и дрифтинговые отложения. Их общая мощность достигает более 10 км, как это показано для моря Риссер—Ларсена [56].

На участке перехода от проксимальной окраины к хребтам Гуннерус и Астрид отмечается сокращение коровой мощности до 25 км и меньше [47], характерное для растянутой континентальной коры. Полоса растянутой континентальной коры, по-видимому, непрерывно протягивается вдоль всего побережья морей Риссер—Ларсена, Лазарева и Уэддела [33]. Параллельная берегу магнитная аномалия, зафиксированная над клином SDRs, образует границу между наземными низкоамплитудными и морскими линейными аномалиями; и дальше к северо-западу фиксируется распространение океанической коры несколько повышенной мощности (до 10 км), с утолщенным третьим слоем и высокими сейсмическими скоростями.

При палинспастических реконструкциях предполагается, что клину Эксплора (или нижней группе SDRs) отвечали сопряженные структуры вулканической окраины в пределах моноклинали Лебомбо и узкой прибрежной полосы близ Мозамбика, где установлено наличие и клина SDRs, и высокоскоростного нижнекорового тела, как это отмечено выше [47]. В подошве континентального склона, на участке перехода континент—океан, по данным многоканального сейсмопрофилиро-

вания на обеих окраинах обнаружены необычные зоны деформированного фундамента; их разоб- щение по сдвигу предполагается в конце средней юры [54, 63].

#### МИКРОКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФРАГМЕНТЫ И ГОРЯЧИЕ ТОЧКИ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО ОКЕАНА

Наличие микроконтинентальных фрагментов в пределах подводных поднятий составляет существенную особенность Южного океана, как это было показано в работе [17]. Однако, представления о тектонической природе ряда поднятий, включая самые крупные Агульяс и Мозамбик, остаются дискуссионными: их повышенная коровая мощность может быть объяснена наличием или утолщенной океанической коры [34, 35, 66], или же растянутой и утоненной континентальной [2, 17]. Не всегда однозначной, по-видимому, можно считать и интерпретацию корового разреза. Вместе с тем, коллекция драгированных пород, хотя и небольшие, полученные с подводных поднятий, представляют определенные доказательства присутствия континентальных образований. При драгировании исследователями проводилась отбраковка образцов, чтобы исключить, по возможности, влияние ледового разноса.

Согласно [38], на юге хребта Мозамбик были получены апопелитовые породы гранулитовой фации метаморфизма, аналогичные известным в древних коровых комплексах на юге Африки. На плато Агульяс наряду со свежими базальтами были подняты образцы гнейсов с K–Ar возрастом  $1074 \pm 36$  и  $478 \pm 17$  млн лет, соответствующих по петрографии и возрастам особенностям континентальных пород из районов Африки и Антарктиды [11]. Действительно, по данным глубинной сейсмоки на плато Агульяс обнаружены участки с меньшими нижнекоровыми скоростями по сравнению с окружающей океанической корой, что позволяет предполагать включение в кору континентальных отторженцев, однако небольших [66].

Модели коровых разрезов, полученные с использованием результатов широкоугольного сейсмопрофилирования преломленными и отраженными волнами, оказываются близкими для поднятий Агульяс и Мозамбик [34, 35, 66]. Обе структуры характеризуются утолщенной (до 20–22 км) сейсмически гомогенной корой. В верхней коре  $V_p = 5.3\text{--}6.7$  км/с; нижняя кора, образующая больше половины разреза, имеет  $V_p = 6.7\text{--}7.4$  км/с, с возрастанием к подошве до скоростей 7.5–7.6 км/с. На основании данных о скоростной структуре и больших коровых мощностях был сделан вывод об океанической природе поднятий Агульяс и Мозамбик – подобно океаническим магматическим провинциям, таким как Онтонг-Джава [34, 35, 66]. Это предположение подтверждается и мощными проявлениями магматизма мелового времени. В пределах поднятия

Агульяс по профилям отраженных волн идентифицируются многочисленные центры излияний, а рефлекторы в верхней коре интерпретируются как мощные лавовые потоки [66]. Возраст потоков, судя по перекрывающим отложениям, отвечает нижнему мелу. Нижнемеловые базальты и туфогенные породы были получены также в скв. 249 DSDP на поднятии Мозамбик [82]. На поднятии Мод скв. 690 ODP были достигнуты щелочные базальты кампанского возраста, аналогичные по составу породам океанических островов, в частности о. Гоф [71].

Однако, природа рассмотренных поднятий остается спорной. Представляется, что по геофизическим характеристикам достаточно трудно различить структуру утоненной континентальной коры и утолщенной океанической. В частности, требует объяснения сходство особенностей коры на поднятиях с известными для клина Эксплора на южной дистальной окраине. В обоих случаях оказываются сопоставимыми и коровые мощности, и скоростные параметры, в частности наличие высокоскоростного нижнекорового горизонта. Кроме того, по данным многоканального сейсмопрофилирования, в верхней коре поднятий Агульяс и Мозамбик обнаруживаются и расслоенные клинья, напоминающие структуру SDRs в клине Эксплора [34, 66]. Известные на поднятиях магматические образования мелового и позднемелового возраста, вероятно, могут сравниваться с породами горячих точек. Как было отмечено раньше [17], наличие таких поднятий, как Агульяс и Мозамбик, могло вызывать тектоническую активизацию благодаря растяжению вдоль их ограничений. При этом были возможны и неотектонические блоковые нарушения, и генерация базальтовых магм в случае существования на глубине термальной аномалии.

Несомненную микроконтинентальную природу имеет небольшое поднятие Бейра вблизи мозамбикского побережья. Его характеризует резкое увеличение коровой мощности (до 20–23 км) по сравнению с прилегающими океаническими площадями. Скоростной разрез поднятия отвечает растянутой и интродуцированной континентальной коре, как это показано на основе данных широкоугольного сейсмопрофилирования и гравиметрического моделирования в работе [64]. Разрез включает верхнюю кору ( $V_p = 5.4\text{--}5.8$  км/с), среднюю ( $V_p = 6.3\text{--}6.7$  км/с) и нижнюю ( $V_p = 6.8\text{--}7.0$  км/с), с небольшими скоростными градиентами, резко отличными от известных для океанической коры. У северо-западного ограничения поднятия в подошве коры устанавливается наличие небольшой высокоскоростной ( $V_p = 7.1\text{--}7.4$  км/с) линзы. По сейсмическим и магнитометрическим данным в пределах поднятия отмечаются признаки магматических проявлений в верхах коры: два мощных силла и лавовые потоки в нижнемеловых слоях. Близок к микроконтинентам также хребет Гун-

нерус, откуда при драгировании были подняты образцы докембрийских гнейсов и гранитоидов [56]. Характер разреза (с  $V_p = 5.8-6.1$  км/с в его верхах) и мощность коры (25–27 км) на хребте Гуннерус отвечают растянутой континентальной коре с неполным отторжением континентальных образований от материка.

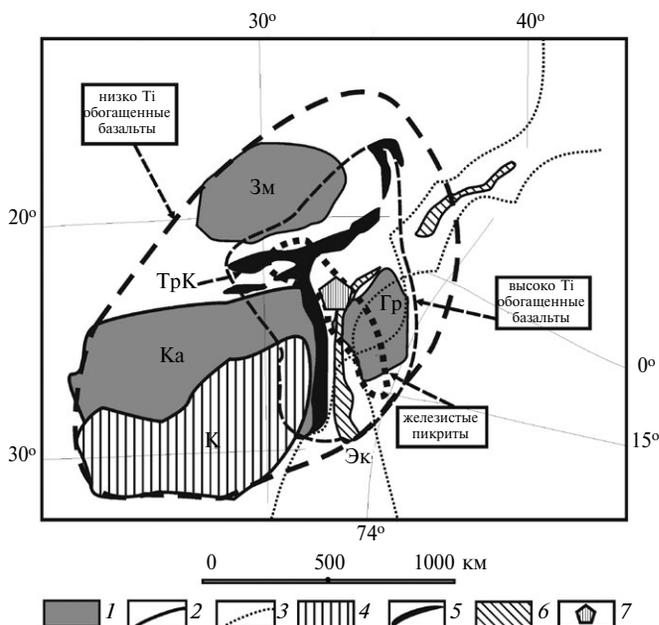
Среди горячих точек к югу от разлома Агульяс–Фолкленд известны как позднемеловые, так и современные. Наиболее изучена горячая точка Буве (2 млн лет). Ее формирование происходило над участком тройного сочленения с более тонкой и пластичной литосферой [3]. На глубине по данным сейсмической томографии здесь моделируется наличие вертикального столба разуплотненного (горячего) вещества [36]. Для системы Шона предполагается заложение в конце мела и последующая фрагментация при перемещениях по разлому Агульяс–Фолкленд [46]. Малообъемные проявления молодого магматизма известны по данным драгирования и бурения также на поднятиях Агульяс и Мозамбик. Расположение магматических проявлений разного масштаба в сложной структурной обстановке определило гетерогенность их магматизма [3, 46]. Их локализация соответствует в целом периферии Африканского суперплюма.

#### РОЛЬ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА В МАГМОГЕНЕРАЦИИ

В развитии мезозойского магматизма провинции Кару реконструируется важнейшая роль плюма Кару-Мод [5]. Широкая гетерогенность составов пород, опробованных в пределах провинции, отражает всю сложность процессов, происходивших под влиянием плюма. Выявляется генерация расплавов, протекавшая как в самом плюме при его подъеме, так и в вышележащей разогретой субконтинентальной литосфере. Более того, А.В. Латтиненом [58] было показано, что несмотря на разобщенность источников одновозрастных магм (часто со специфическими геохимическими характеристиками), лавовые потоки в ходе извержений могли растекаться и смешиваться, формируя единые структуры.

Ряд обсуждавшихся выше данных, несомненно, может служить свидетельством определяющего влияния мантийного плюма на образование магм провинции Кару, как было показано и для ряда регионов Атлантики [6]. Это:

- синхронный глубинный разогрев, вызвавший начало магматизма во всем регионе юга Африки – Восточной Антарктиды;
- огромный объем вулканических и интрузивных комплексов и признаки значительного фракционирования расплавов в ходе развития магматических резервуаров;
- повсеместное образование высокотемпературных плато-базальтов;



**Рис. 5.** Поверхностное выражение плюма Кару-Мод – реконструкция для времени подготовки раскола Гондваны (180 млн лет).

Показано (поля) распространение разных геохимических типов пород в Магматической Провинции Кару, отражающее зональность плюма, по [24, 29, 42, 58].

Обозначены: щит Зимбабве – Зм, щит Каапваал – Ка, щит Грюнехогна – Гр, прогиб Кару – К, тройное сочленение Кару – ТрК, клин Эксплора – Эк. 1 – фрагменты суперконтинента Гондвана, 2 – ограничения структурных элементов, 3 – береговая линия; 4–6 – элементы Магматической Провинции Кару: 4 – платформенный прогиб, включающий многочисленные силлы, 5 – дайки тройного сочленения Кару, 6 – мощные вулканические серии, образующие SDRs; 7 – положение центра плюма Кару-Мод

- присутствие в составе комплекса ферропикритов, отвечающих первичным плюмовым выплавкам;
- высокое гипсометрическое положение региона во время извержений;
- локализация магматической активности обрамления Южного океана непосредственно над краем Африканского суперплюма [36, 79]; обоснование устойчивого положения этого термохимического резервуара в течение не менее 300 млн лет приведено в [8, 79, 80];
- наличие выше в мантии низкоскоростного аномально горячего материала, установленное по сейсотомографическим данным [14, 70], а также расположение значительной положительной аномалии геоида, соответствующей наличию на глубине низкоплотностных гравитирующих масс [61].

Ведущая роль мантийного плюма в генерации магм Кару признается большинством исследова-

телей. Однако, на основании структурных и геохимических данных положение центра плюма разными авторами реконструировалось неодинаково [39]. Последовательно предлагались варианты его локализации: в центре тройного сочленения Кару или восточнее [19], у юго-восточного побережья Африки [83], вблизи Фолклендских островов (на сочленении областей Кару, Феррар и Чон-Айк) [75], в море Уэддела [24]. Достаточно популярной была идея связи с центром плюма мезозойских даек тройного сочленения Кару. Однако, установленный для даек литосферный контроль показывает, что геометрия тройного сочленения представляет структурную особенность древнего фундамента и не может быть использована как показатель возникновения картины напряжений при инициации мезозойского магматизма.

При обсуждении положения центра плюма весьма важной представляется геохимическая зональность, в частности распространение низко- и высокотитанистых плато-базальтов [58]. Последние, и особенно группа ферропикритов, по-видимому, могут служить маркером центральной части плюма, питавшего магматизм проксимальной окраины Африки–Антарктиды в районах Мвенеци–Альманригген (рис. 5). Именно к этому ареалу были приурочены и последующие магматические проявления в пределах дистальной окраины, образовавшие комплексы SDRS в верхней коре и высокоскоростные тела на глубине. Эти факты могут служить ведущими при реконструкции положения центра плюма. Выше, однако показано, что поверхностные магматические проявления были структурно унаследованы и могли, таким образом, быть смещены от центра мезозойского плюма к ослабленным зонам. Возможность подобного смещения при поверхностном выражении плюма, происходящего в ходе миграции плюмового материала ниже подошвы литосферы, подтверждается и при численном моделировании [18].

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОКРАИН ЮЖНОГО ОКЕАНА

Мезозойская история окраин Южного океана характеризует геодинамику центральной части суперконтинента Гондваны на начальном этапе раскола. Инициация активности на окраинах Африки–Восточной Антарктиды и подготовка континентального раскола относятся к концу раннеюрского времени. Однако, заложение окраин на фундаменте древней континентальной коры во многом было подготовлено предшествовавшим развитием коровых структур Гондваны. Неоднократное проявление в их ранней истории как континентальной аккреции (с участием элементов с разными реологическими свойствами), так и растяжений привело к образованию ослабленных участков и значительной унаследованности простирающихся от структур, существовавших уже

в докембрии – раннем палеозое. Так, моноклираль Саби следует архейскому поясу Лимпопо, моноклираль Лебомбо параллельна протерозойскому поясу Мозамбик, а дайковая серия Окаванго наследует панафриканское простираение, образованное в конце протерозоя – раннем палеозое. Тройное сочленение Кару в целом имеет полигенетичный характер, с проявлением несомненного литосферного контроля как по расположению, так и по составу магм мезозойских даек.

Существование унаследованного прогиба Кару известно начиная с позднего карбона. Его заложение произошло при смещении погружений на север от прогиба Кейп [72]. Общее прогибание в этих структурах фиксируется на протяжении около 320 млн лет, с заполнением терригенными отложениями супергрупп Кейп ( $O_1-C_1$ ) и Кару ( $C_2-J_2$ ). По суммарной продолжительности погружений прогибы сравнимы с южноамериканским прогибом Парана [7], но отличаются проявлением перерыва седиментации, длительностью в 30 млн лет, и миграции осадочного депоцентра.

Развитие прогибаний завершилось в конце ранней–начале средней юры мощной вспышкой магматической деятельности, создавшей Магматическую Провинцию Кару. Ареал проявления магматизма захватывал ослабленные зоны предшествовавшего времени: как прогиб Кару, так и систему тройного сочленения Кару. Несмотря на кратковременность главного события (около 3 млн лет), на проксимальных окраинах Южного океана был накоплен огромный объем магматического материала – аналогично Магматической Провинции Парана–Этендека на юге Атлантики. Масштабность проявления магматизма на окраинах Южного океана характеризует определяющее влияние плюма на развитие магматического процесса.

Породы Магматической Провинции Кару обычно несут метку выплавления из разогретой субконтинентальной литосферы, но с участием плюмовых расплавов. В начале извержений фиксируется поступление небольшого объема высоконагретого материала плюма, маркируемое образованием высокомагнезиальных и высокожелезистых базальтов, близких к первичным плюмовым выплавкам. Слабо деплетированные магмы финального этапа (в дайках Руи–Рэнд), возможно, могли быть сформированы при подъеме и плавлении астеносферной мантии. Их генерация близка по времени к событиям континентального раскола.

В среднеюрское время накопление у подошвы литосферы больших масс низкоплотного плюмового материала с положительной плавучестью должно было определить значительное уменьшение толщины, понижение прочности и, в конечном счете, – растяжение литосферы. На утоненном континентальном фундаменте были образованы дистальные зоны, с заложением здесь ряда продольных прогибов, в частности прогиба Оутеникв. В пределы новообразованных дистальных зон сме-

стилась и полоса вулканических извержений. При этом интенсивный магматизм и создание мощной магматической коры выявляются только на сопряженных окраинах востока Африки и части восточной Антарктиды, ныне разобщенных. На остальной площади дистальных окраин фиксируется только проявление интрузивного магматизма, как это отмечено выше для районов у южноафриканского побережья и вдоль Антарктиды восточнее хребта Астрид.

Тектоно-магматические события на проксимальной и дистальной окраинах, развивавшиеся в ареале воздействия плюма Кару-Мод, послужили подготовкой к расколу Гондваны. Представляется, что термальное эрозия под действием плюма и утонение литосферы привели к дальнейшему ослаблению общей структуры и возникновению континентального раскола в дистальных зонах над «головой» плюма. Продолжительность подготовки континентального раскола составила порядка 30 млн лет. На основе данных по магнитным хронам, датирование раскола проводится не одинаково разными исследователями. Наиболее разработанные реконструкции обосновываются в статьях [54, 63]. Авторами предполагается образование раскола и заложение сопряженных океанических бассейнов Мозамбик и Уэдделла—Ризер-Ларсена в середине юры. К этому времени относится окончательное разделение Восточной Антарктиды и Африки и формирование Южного океана. В конце средней юры, после короткого периода спрединга в северо-западном направлении, фиксируется меридиональное раскрытие Южного океана [54].

С постраскольными событиями конца юры—начала мела было связано неоднократное усложнение общей структуры океана, с созданием тройного сочленения Буве и его перестройками [3], с началом правосдвигового перемещения структур Мадагаскара и Антарктиды по отношению к африканским и образованием трансформных окраин вдоль хребтов Дэйви и Гуннерус [54, 63]. Значительное повышение тектонической расчлененности Южного океана в меловое время определялось формированием океанических поднятий или микроконтинентов с частичным или полным отторжением небольших блоков от материка. Согласно реконструкциям [34, 66], для раннего мела предполагается существование структур Агульяс, Мод и Северо-Восточной Георгии в виде единого поднятия, наложенного на более раннюю систему спрединговых магнитных аномалий. Под действием продолжавшегося спрединга в начале позднего мела реконструируется фрагментация поднятия.

Начало субширотного раскрытия Южной Атлантики в раннем мелу и заложение трансформы Агульяс—Фолкленд послужили поворотным моментом в эволюции окраин Южного океана. Амплитуда правосдвиговых перемещений вдоль трансформы составила в меловое время порядка 1200 км [16]. В палеоцене, при повторных перескоках спре-

дингового хребта, предполагается ослабление трансформных движений, так что в современной структурной картине амплитуда перемещений хребет—хребет составляет ~290 км.

Свидетельства неоднократного раздробления коры, образования мелких микроконтинентальных фрагментов и их включения в структуру крупных поднятий, а также магматических проявлений разного масштаба и возраста представляются весьма существенными для характеристики раскрытия Южного океана. Они дополняют выводы о перескоках хребта в ходе спрединга, о сдвиговых перемещениях и ротации блоков, создавших усложненную коровую структуру океана и его окраин [3, 31].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Современная изученность региона Африки — Восточной Антарктиды позволяет судить о его структурных и магматических особенностях. Проявление растяжений литосферы, рифтинга и магматизма может рассматриваться как подготовка континентального раскола и океанического раскрытия в южной гемисфере Земли. При использовании исторического подхода выявляется значительная унаследованность в развитии этих процессов от предшествовавшего времени. При этом прослеживается связь тектоно-магматической активности в первую очередь с древними ослабленными зонами, ее последующая миграция и локализация на дистальных окраинах (на месте будущего океана). Сочетание элементов типичных пассивных окраин и последующих сдвиговых нарушений определило специфику общей структуры в обрамлении Южного океана. Намечается несомненная связь образования правых сдвигов с действием субширотных растяжений при раскрытии Южной Атлантики в начале мелового времени. Сдвиговые перемещения, формирование мелких поднятий и горячих точек привели к значительному тектоническому расчленению региона, характерному для Южного океана.

Представляется, что неоднократное возобновление эпизодов растяжения и базальтового магматизма в длительной истории региона могло определяться геодинамическими событиями на глубине, по краю древнего Африканского суперплюма. Именно активизацией апвеллинга над суперплюмом может объясняться подъем мезозойского плюма Кару-Мод и вспышка магматизма в провинции Кару.

Основной вопрос при рассмотрении магматизма, связанного с плюмом Кару-Мод, состоит в том, было ли плюмовое воздействие только тепловым, подобно плюму Тристан [7], или же магмы представляют непосредственно производные плюма. Широкое обсуждение в литературе геохимических особенностей двух типов базальтов (высоко- и низкотитанистых) [40, 49, 58] показало большую гетерогенность магматизма: как региональную, так

и в пределах ограниченных площадей. При этом внутри выделенных типов часто обособляются отдельные подтипы: или с различным распределением литофильных элементов, или с различием изотопных характеристик. Так, А.В. Латтиненом [58] на основании изучения более 800 составов базальтов юга Африки и Земли Королевы Мод установлено бимодальное распределение на площади геохимически относительно обогащенных и обедненных Nb подтипов магм. Концентрация Nb по отношению к другим несовместимым элементам может рассматриваться в качестве ключевого момента для характеристики мантийного резервуара, как и роль Ti.

В центральной части Магматической Провинции Кару распространены преимущественно высокотитанистые породы, с локализацией в центре ферропикритов (см. рис. 5). По периферии провинции преобладают базальты низкотитанистой группы, для которых типичны более высокие значения Nb/Y при данных значениях Zr/Y по сравнению с базальтами центрального района. Подобное территориальное разобщение различающихся магм может отражать определенный контроль их состава выплавлением из разных частей плюма [58].

Исходя из изотопных данных, устанавливается, что большинство магм Кару, подобно породам провинции Парана–Этендека, имеют примесный компонент EM II, типичный для континентальной литосферы. В то же время, в пределах провинции Кару отмечено присутствие ферропикритов, первичные составы которых связаны с источником, содержащим в своем составе пироксениты. Пироксениты могли быть образованы в поднимавшемся глубинном плюме в ходе преобразования эклогитов, т.е. рециклированного вещества древней океанической коры [9, 10]. Встречены также базальты, сильно деплетированные по некогерентным элементам, производные от плавления перидотитовой мантии.

Таким образом устанавливается, что часть расплавов, пироксенитовых высокожелезистых, высокомагнезиальных и более высокотемпературных, образованных на ранних этапах магматизма, могла соответствовать составу плюма и выводилась на поверхность без взаимодействия с веществом литосферы, по существующим трещинам. Подобные магмы развиты в пределах Земли Королевы Мод и на сопряженной окраине Африки. Они достигали поверхности вблизи краевых частей мощного щита Каапваал–Грюнехогна, у границы со складчатым поясом Мод. В ходе эволюции плюма примесь пироксенитов в источнике уменьшалась и расплавы приобретали особенности подплавающей литосферной мантии, что отражается в изотопных характеристиках расплавов с обогащенным компонентом EM II – подобно породам, образующим трапповые провинции по обрамлению Северной, Центральной и Южной Атлантики [6, 7]. Эти относительно низкотитанистые образования, развитые главным образом по периферии Магма-

тической Провинции Кару (см. рис. 5) и связанные с плавлением метасоматизированной литосферной мантии, составляют основной объем магматического комплекса.

Подводя итог, можно сказать, что магматизм, возникший под воздействием плюма Кару-Мод, протекал в ходе начального плавления плюмового вещества, сопровождавшегося смешением первичных магм и материала вовлеченной в плавление литосферы Гондваны. Для последующих стадий был типичным процесс плавления гетерогенной литосферы, древней, метасоматически обогащенной, без поступления расплавов из плюма [49].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение окраин Южного океана как в структурном, магматическом, так и в историческом аспекте позволяет провести обсуждение особенностей континентального раскола в центральной части суперконтинента Гондваны.

При сравнении Южного океана с Южной Атлантикой выявляется значительное сходство их континентальных окраин и по общей зональности, и по специфике структурных элементов, как и по их истории. Для этих окраин выше отмечено сходство структур фундамента, представленных в обоих регионах фрагменты Гондваны. Сравнимы и тектоно-магматические особенности прогибов Парана и Кару на проксимальных окраинах. В частности, в работе [57] для этих прогибов показано близкое сходство разрезов верхнего палеозоя–нижнего мезозоя. Для обоих регионов оказываются сходными и особенности подготовки континентального раскола, с мощной вспышкой магматизма и формированием магматической коры.

При подготовке раскола Гондваны в пределах Африки – Восточной Антарктиды отчетливо выявляется унаследованность структур от древних гондванских зон. При этом, погружения в прогибе Кару продолжались без перерыва с позднепалеозойского времени. Для даек тройного сочленения Кару намечается не только использование древних ослабленных зон, но и наследование магматических источников.

Два мощных плюма в пределах Гондваны: Кару-Мод и Тристан, с близкой длительностью проявления магматизма, привели к образованию крупных трапповых провинций. Это Кару (190–178 млн лет) и Парана–Этендека (135–131 млн лет). Формирование большей части траппов в обоих регионах связано с обогащенным источником, несущим метку EM II, которая объясняется плавлением разогретой континентальной литосферы Гондваны. Примесь материала мантийных источников, менее проявленных, несущих метку EM I, связанных либо с древним субдукционированным компонентом, либо с примесью в источнике более древней литосферы, устанавливается в центральной части

провинции Кару, фрагментарно в провинции Парана–Этендека и в пределах Китового хребта.

При обсуждении магматических источников для провинции Кару выше отмечена одна из важных особенностей проявления плюма Кару–Мод – присутствие высокомагнезиальных, железистых, обедненных несовместимыми элементами магм на фоне широкого разнообразия геохимических типов магматизма. Генезис подобных высокомагнезиальных железистых пикритов, редко встречающихся в других магматических плюмовых провинциях, можно связывать с плавлением специфического по составу пироксенитового источника в мантии. Уникальность таких расплавов, обнаруженных в провинции Кару, определяется их приуроченностью именно к центральной части плюма, как и вероятным соответствием наиболее ранним излияниям.

Взаимодействие плюмов с древней литосферой и эрозия в ее подошве, утонение и понижение сопротивления силам растяжения приводило к разрыву литосферы, определившему распад Гондваны.

Неоднократная мощная подпитка магматическим материалом с образованием вулканических окраин, повторение эпизодов сжатия и растяжения должны были поддерживаться возобновлением активности глубинных плюмов. Специфическое расположение мезозойских плюмов и участков последующего раскола Гондваны над краевыми частями Африканского суперплюма указывает на связь поверхностных и глубинных событий. Такая связь выражена также в распространении горячих точек, как и в длительном тектоно-магматическом развитии синеклиз Кару и Парана, протянувшихся по южной и западной периферии Африканского суперплюма. Выявление геологических свидетельств динамики Африканского суперплюма, их последовательности во времени и характера связей суперплюма с развитием поверхностных структур представляется нам одной из ключевых задач ближайшего времени.

**Благодарности.** Авторы благодарят редакцию журнала и рецензентов за внимание к статье и полезные рекомендации.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект № 16-17-10139) и бюджетной темы № 0135-2019-0050 «Геодинамика океанических бассейнов в мезо-кайнозойской истории Земли и формирование связанных с ними полезных ископаемых».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляцкий Б.В., Прасолов Э.М., Суцевская Н.М., Михальский Е.В., Луттенен А.В.* Особенности изотопного состава юрских магм Антарктиды (Земля Королевы Мод) // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 4. С. 529–532.
2. *Дубинин Е.П.* Геодинамические обстановки образования микроконтинентов, погруженных плато и

невулканических островов в пределах континентальных окраин // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 463–475.

3. *Дубинин Е.П., Суцевская 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.

4. *Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В.* Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов Индоокеанской акватории Антарктики / СПб.: ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ, 2015. 199 с.

5. *Лейченко Г.Л., Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В.* Геодинамика атлантического и индийского секторов Южного океана // Докл. РАН. 2003. Вып. 391. № 5. С. 675–678.

6. *Меланхолина Е.Н., Суцевская Н.М.* Развитие континентальных окраин Атлантического океана и последовательный раскол суперконтинента Пангея-3 // Геотектоника. 2017. № 2. С. 44–58.

7. *Меланхолина Е.Н., Суцевская Н.М.* Тектоно-магматическое развитие континентальных окраин Южной Атлантики и раскрытие океана // Геотектоника. 2018. № 2. С. 20–41.

8. *В.Н. Пучков.* Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // Геотектоника. 2016. № 4. С. 88–104.

9. *Соболев А.В., Кривошук Н.А., Кузьмин Д.В.* Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 276–310.

10. *Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В., Лейченко Г.Л., Батанова В.Г., Соболев А.В.* Изотопная характеристика юрского плюмового магматизма в провинции Альманригген (Земля Королевы Мод, Восточная Антарктида) // Докл. РАН. 2019. В печати.

11. *Allen R., Tucholke B.* Petrography and implications of continental rocks from the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean // Geology. 1981. Vol. 9. P. 463–468.

12. *Armiienti P., Longo P.* Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space // Int. J. Geosciences. 2011. No. 2. P. 231–239.

13. *Basov I.A., Ciesielski P.F., Krashennikov V.A., Weaver F.M., Wise S.W. Jr.* Biostratigraphic and paleontologic synthesis: Deep Sea Drilling Project Leg 71, Falkland Plateau and Argentine Basin // Ed. by W.J. Ludwig, V.A. Krashennikov, et al. / Washington: U.S. Government Print. Office. Init. Rep. DSDP. 1983. Vol. LXXI. Part.1. P. 445–460.

14. *Bayer B., Geissler W.H., Eckstaller A., Jokat W.* Seismic imaging of the crust beneath Dronning Maud Land, East Antarctica // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 178. P. 860–876.

15. *Becker T.W., L. Boschi.* A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. Vol. 3. No. 1. P.1003. doi:10.129/2001GC000168.

16. *Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Kitchin K.A.* Structure and tectonics of the Agulhas–Falkland fracture zone // Tectonophysics. 1997. Vol. 282. No. 3. P. 83–98.

17. *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. Vol. 100. No. B4. P. 6199–6211.

18. *Beniest A.* From continental rifting to conjugate margins: Insights from analogue and numerical modelling. Dr. Thesis. Paris: University of Pierre et Marie Curie, 2017. 211 p.
19. *Burke K., Dewey J.F.* Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks // *J. Geol.* 1973. Vol. 81. P. 406–433.
20. *Campbell I.H., Griffiths R.W.* Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 99. P. 79–93.
21. *Catuneanu O., Wopfner H., Eriksson P.G., Cairncross B., Rubidge B.S., Smith R.M.H., Hancox P.J.* The Karoo basins of South-Central Africa // *J. African Earth Sci.* 2005. Vol. 43. P. 211–253.
22. *Cox K.G.* The Karoo Province // *Continental flood basalts* / Ed. by J.D. MacDougall. Dordrecht: Kluwer Academic, 1988. P. 239–271.
23. *Elburg M., Goldberg A.* Age and geochemistry of Karoo dolerite dykes from northeast Botswana // *J. African Earth Sci.* 2000. Vol. 31. No. 3–4. 2000. P. 539–554.
24. *Ellam R.M., Cox K.G.* A Proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism: evidence from the Nuanetsi picrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 92. No. 2. P. 207–218.
25. *Elliot D.H., Fleming T.H.* Weddell triple junction: The principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana // *Geology.* Vol. 28. No. 6. P. 539–542.
26. *Encarnación J., Fleming T.H., Elliot D.H., Eales H.V.* Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana // *Geology.* 1996. Vol. 24. No. 6. P. 535–538.
27. *Erlank A.J., Duncan A.R., Marsh J.S., Sweeney R.J., Hawkesworth C.J., Milner S.C., Miller R.M., Rogers N.W.* A laterally extensive geochemical discontinuity in the subcontinental Gondwana lithosphere // *Geochemical Evolution of the Continental Crust Conference* 11–16 July, 1988, Pocos de Caldes, Brazil / *Int. Assoc. of Geochem. Cosmochem. Abstr.* 1988. P. 1–10.
28. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // *Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism* / Ed. by J.J. Mahoney, M.F. Coffin. AGU: *Geophys. Monogr.* 1997. Vol. 100. P. 297–333.
29. *Ferraccioli F., Jones P.C., Curtis M.L., Leat P.T., Riley T.R.* Tectonic and magmatic patterns in the Jutulstraumen rift (?) region, East Antarctica, as imaged by high-resolution aeromagnetic data // *Earth Planets Space.* 2005. Vol. 57. P. 767–780.
30. *Fouch M.J., James D.E., VanDecar J.C., Van der Lee S.*, Kaapvaal Seismic Group. Mantle seismic structure beneath the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons // *Geol. Soc. of South Africa.* 2004. Vol. 107. No. 1–2. P. 33–44.
31. *Gaina C., Torsvik T.H., Douwe J., van Hinsbergen J., Medvedev S., Werner S.C., Labails C.* The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 604. P. 4–25.
32. *Gibson S.A.* Major element heterogeneity in Archean to Recent mantle plume starting-heads // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 195. No. 1–2. P. 59–74.
33. *Gohl K.* Antarctica's continent-ocean transitions: consequences for tectonic reconstructions // *Antarctica: A Keystone in a Changing World* / Ed. by A.K. Cooper, P.J. Barrett, H. Stagg, B. Storey, E. Stump, W. Wise and the 10th ISAES editorial team. Proc. 10th Int. Symp. on Antarctic Earth Sci. Washington, DC: National Acad. Press. 2008. P. 29–38. doi:10.3133/of2007-1047.kp04.
34. *Gohl K., Uenzelmann-Neben G.* The crustal role of the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean: evidence from seismic profiling // *Geophys. J. Int.* 2001. Vol. 144. No 3. P. 632–646.
35. *Gohl K., Uenzelmann-Neben G., Grobys N.* Growth and dispersal of a Southeast African Large Igneous Province // *South Afr. J. Geol.* 2011. Vol. 114. No 3–4. P. 379–386.
36. *Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiantoro S.* Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth // *GSA Today.* 1997. Vol. 7. No 4. P. 2–7.
37. *Grantham G.H., Macey P.H., Ingram B.A., Roberts M.P., Armstrong R.A., Hokada T., Shiraiishi K., C. Jackson, Bisnath A., Manhica V.* Terrane Correlation between Antarctica, Mozambique and Sri Lanka; Comparisons of Geochronology, Lithology, Structure and Metamorphism and possible implications for the geology of southern Africa and Antarctica // *Geol. Soc London, Spec. Publ.* 2008. Vol. 308. P. 91–119.
38. *Hartnady, C.J.H., Ben-Avraham Z., Rogers J.* Deep-ocean basins and submarine rises off the continental margin of southeastern Africa, new geological research developments // *Sci. African J.* 1992. Vol. 88. P. 534–539.
39. *Hastie W.W., Watkeys M.K., Aubourg C.* Magma flow in dyke swarms of the Karoo LIP: Implications for the mantle plume hypothesis // *Gondwana Research.* 2014. Vol. 25. P. 736–755.
40. *Hawkesworth C.J., Marsh J.S., Duncan A.R., Erlank A.J., Norry M.J.* The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd- and Sr-isotopes studies // *Geol. Soc. South Afr. Spec. Publ.* 1984. Vol. 13. P. 341–354.
41. *Heinonen J.S., Carlson R.W., Luttinen A.V.* Isotopic (Sr, Nd, Pb, and Os) composition of highly magnesian dikes of Vestfjella, western Dronning Maud Land, Antarctica: A key to the origins of the Jurassic Karoo large igneous province? // *Chem. Geol.* 2010. Vol. 277. P. 227–244.
42. *Heinonen J.S., Carlson R.W., Luttinen A.V., Bohrsen, W.A.* Enriched continental flood basalts from depleted mantle melts: modeling lithospheric contamination of Karoo lavas from Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. Vol. 171. No. 1. P. 9.
43. *Heinonen J.S., Carlson R.W., Riley T.R., Luttinen A.V., Horan M.F.* Subduction-modified oceanic crust mixed with a depleted mantle reservoir in the sources of the Karoo continental flood basalt province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 394. P. 229–241.
44. *Heinonen J.S., Luttinen A.V., Riley T.R., Michallik R.M.* Mixed pyroxenite–peridotite sources for mafic and ultramafic dikes from the Antarctic segment of the Karoo continental flood basalt province // *Lithos.* 2013. Vol. 177. P. 366–380.
45. *Heinonen J.S., Luttinen A.V., Whitehouse M.J.* Enrichment of  $^{18}\text{O}$  in the mantle sources of the Antarctic portion of the Karoo large igneous province // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. Vol. 173. No. 3. P. 1–26.
46. *Hoernle K., Schwindrofska A., Werner R., van den*

- Bogaard P., Hauff F., 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. Vol. 44. No 4. P. 263–266.
47. Jokat W., Ritzmann O., Reichert C., Hinz K. Deep crustal structure of the continental margin off the Explora Escarpment and in the Lazarev Sea, East Antarctica // *Marine Geophys. Res.* 2004. Vol. 25. No 3-4. P. 283–304.
48. Jourdan F., Bertrand H., Féraud G., Le Gall B., Watkeys M.K. Lithospheric mantle evolution monitored by overlapping large igneous provinces: case study in southern Africa // *Lithos*. 2009. Vol. 107. P. 257–269.
49. Jourdan F., Bertrand H., Sharer U., Blichert-Toft J., Féraud G., Kampunzu A.B., Le Gall B., Watkeys M.K. Major and Trace Element and Sr, Nd, Hf, and Pb Isotope Compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana-Zimbabwe: Lithosphere vs Mantle Plume Contribution // *J. Petrol.* 2007. Vol. 48. P. 1043–1077.
50. Jourdan F., Féraud G., Bertrand H., Kampunzu A.B., Tshoso G., Le Gall B., Tiercelin J.J., Capiiez P. The Karoo triple junction questioned: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Jurassic and Proterozoic ages and geochemistry of the Okavango dyke swarm (Botswana) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 222. P. 989–1006.
51. Jourdan F., Féraud G., Bertrand H., Watkeys M.K., Kampunzu A.B., Le Gall B. Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: case study of the Karoo triple junction // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 2006. Vol. 241. P. 307–322.
52. Jourdan F., Féraud G., Bertrand H., Watkeys M.K., Renne P.R. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the sill complex of the Karoo large igneous province: Implications for the Pliensbachian-Toarcian climate change // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. No 6. Q06009. DOI:10.1029/2008GC001994.
53. Kamenetsky V.S., Maas R., Kamenetsky M., Yaxley G.M., Ehrig K., Zellmer G.F., Bindeman I., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Ivanov A.V., Woodhead J., Schilling J.-G. Multiple mantle sources of continental magmatism: insights from "high-Ti" picrites of Karoo and other large igneous provinces // *Chem. Geology*. 2016. Vol. 455. P. 22–31.
54. Klimke J., Franke D., Mahanjane E.S., Leitchenkov G. Tie points for Gondwana reconstructions from a structural interpretation of the Mozambique Basin, East Africa and the Riiser-Larsen Sea, Antarctica // *Solid Earth*. 2018. Vol. 9. P. 25–37.
55. Kristoffersen Y., Hofstede C., Diez A., Blenkner R., Lambrecht A., Mayer C., Eisen O. Reassembling Gondwana: A new high quality constraint from vibroseis exploration of the sub-ice shelf geology of the East Antarctic continental margin // *J. Geophys. Res.* 2014. Vol. 119. No 12. P. 9171–9182.
56. Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Griukurov G., Kristoffersen, Y., Sand M., Golyunsky A., Aleshkova N. Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies // *Marine Geophys. Res.* 2008. Vol. 29. P. 135–158.
57. Linol B., de Wit M.J., Milani E.J., Guillocheau F., Scherer C. New regional correlations between the Congo, Paraná and Cape-Karoo Basins of Southwest Gondwana // *Geology and Resource Potential of the Congo Basin* / Ed. by M. de Wit, F. Guillocheau. Berlin, Heidelberg: Springer, 2015. Region. Geol. Rev. P.183–192.
58. Luttinen A.V. Bilateral geochemical asymmetry in the Karoo large igneous province // *Sci. Rep.* 2018. Vol. 8. P. 5223–5234. DOI:10.1038/s41598-018-23661-3.
59. Luttinen A.V., Furnes H. Flood basalts of Vestfjella: Jurassic magmatism across an Archaean-Proterozoic lithospheric boundary in Dronning Maud Land, Antarctica // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 1271–1305.
60. Luttinen A.V., Heinonen J.S., Kurhila M., Jourda F., Saku I., Huhma K.V.H. Depleted Mantle-sourced CFB Magmatism in the Jurassic Africa–Antarctica Rift: Petrology and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U/Pb Chronology of the Vestfjella Dyke Swarm, Dronning Maud Land, Antarctica // *J. Petrol.* 2015. Vol. 56. No 5. P. 919–952.
61. Marsh J.G. Satellite altimetry // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1983. Vol. 21. No 3. P. 574–580.
62. Melluso L., Cucciniello C.O., Petrone C.M., Vasconcelos L., Lustrino M., Morra V., Tiepolo M. Petrology of Karoo volcanic rocks in the southern Lebombo monocline, Mozambique // *J. African Earth Sci.* 2008. Vol. 52. P.139–151.
63. Müeller C.O., Jokat W. Geophysical evidence for the crustal variation and distribution of magmatism along the central coast of Mozambique // *Tectonophysics*. 2017. Vol. 712–713. P. 684–703.
64. Müeller C.O., Jokat W., Schreckenberger B. The crustal structure of Beira High, Central Mozambique – Combined investigation of wide-angle seismic and potential field data // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 683. P. 233–254.
65. Neumann E.-R., Svensen H., Galerne C.Y., Planke S. Multistage evolution of dolerites in the Karoo Large Igneous Province, Central South Africa // *J. Petrol.* 2011. Vol. 52. No. 5. P. 959–984.
66. Parsieglia N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G. The Agulhas Plateau: Structure and evolution of a Large Igneous Province // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 174. No 1. P. 336–350.
67. Parsieglia N., Stankiewicz J., Gohl K., Ryberg T., Uenzelmann-Neben G. Southern African continental margin: Dynamic processes of a transform margin // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2009. Vol. 10. No. 3. Q03007 DOI:10.1029/2008GC002196
68. Puffer J.H. Contrasting high field strength element contents of continental flood basalts from plume vs reactivated-arc sources // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 675–678.
69. Riley T.R., Leat P.T., Curtis M.L., Millarrobet I.L., Duncan F.A. Early–Middle Jurassic dolerite dykes from Western Dronning Maud Land (Antarctica): A. Identifying Mantle Sources in the Karoo Large Igneous Province // *J. Petrol.* 2005. Vol. 46. No. 7. P. 1489–1524.
70. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 194. P. 417–449.
71. Schandl E.S., Gorton M.P., Wicks F.J. Mineralogy and geochemistry of alkali basalts from Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica // Ed. by Barker P. E, Kennett J. P., et al. Washington: College Station, TX (ODP), 1990. Proc. ODP. Sci. Res. Vol. 113. P. 5–14.
72. Scheiber-Enslin S.E., Ebbing J., Webb S.J. New depth maps of the Main Karoo Basin, used to explore the Cape isostatic anomaly // *South African J. Geol.* 2015. Vol. 118. P. 261–284.

73. Schimmel M., Assumpcao M., Vandecar J. C. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. No B4. P. 2191–2203.
74. Stankiewicz J., Parsieglia N., Ryberg T., Gohl K., Weckmann U., Trumbull R., Weber M. Crustal structure of the southern margin of the African continent: Results from geophysical experiments // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. P. B10313 1–15. DOI:10.1029/2008JB005612.
75. Storey B.C., Kyle P.R. An active mantle mechanism for Gondwana breakup // *South African J. Geol.* 1977. Vol. 100. P. No 4. P. 283–290.
76. Sushchevskaya N.M., Belyatsky B.V., Laiba A.V. Origin, distribution and evolution of plume magmatism in East Antarctica // *Volcanology / Ed. by F. Stoppa. Croatia. INTECH Rijeka*, 2011. P. 3–29.
77. Svensen H., Corfu F., Polteau S., Hammer Ø., Planke S. Rapid magma emplacement in the Karoo Large Igneous Province // *Earth Planet. Sc. Lett.* 2012. Vol. 325–326. P. 1–9.
78. Thompson R.W. Mesozoic sedimentation on the Eastern Falkland Plateau // *Ed. by S. W. Wise (Jr.) / Proc. DSDP.* 1977. Vol. 36. P. 877–891.
79. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B. Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle // *Geophys. J. Int. Tectonics and geodynamics.* 2006. Vol. 167. P. 1447–1460.
80. Torsvik T. H., van der Voo R., Doubrovine P., Burke K., Steinberger B., Ashwal L.D., Trønnes R., Webb S.J., Bull A.L. Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth. // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* Vol. 111. No. 24. P. 8735–8740.
81. Youssof M., Thybo H., Artemieva I.M., Levander A. Moho depth and crustal composition in Southern Africa // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 609 P. 267–287.
82. Valuer T. L. Volcanogenic sediments and their relation to landmass volcanism and sea floor-continent movements, western Indian Ocean, leg 25, Deep Sea Drilling Project // *Ed. by T.L.Valluer, S.M. White / Init. Reports DSDP.* Washington, 1974. Vol. XXV. P. 515–542.
83. White R., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. No B6. P.7685–7729.

Рецензенты: В.Н. Пучков, А.А. Пейве

## Tectonics of the Southern Ocean Passive Margins in the Africa – East Antarctica Region

E.N. Melankholina<sup>1,\*</sup>, N.M. Sushchevskaya<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017, Russia*

<sup>2</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119995, Russia*

\*e-mail: e.melanh@gmail.com

Received October 12, 2018; Revised March 2, 2019; Accepted March 26, 2019

**Abstract** – Based on geological and geophysical data for the conjugate margins of Africa – East Antarctica, the peculiarities of preparation of the breakup central Gondwana supercontinent are discussed. When using the historical approach, a significant inheritance of the Middle-Upper Jurassic tectono-magmatic development from the preceding time is shown. The first location of tectono-magmatic activity in zones of weakness on the proximal margin, its subsequent migration to distal margins and further oceanic opening is established. The geochemical features of magmas of the region and their sources are under discussion. Evidence for the decisive influence of the Karoo-Mod plume on the development of magmatism is presented. A significant feature of the plume manifestation is considered: the presence of high-magnesian ferruginous picrites, formed by melting of a pyroxenite source with specific composition, coinciding with the central part of the plume and corresponding to the earliest eruptions. We determined the source of magmatism at the initial stage could have been the substance of a rising plume, and magmas reached the surface through existing fractures without interacting with the lithosphere. In the course of evolution, the admixture of pyroxenites in the source decreased and the melts acquired the features of the melting lithospheric mantle, which was reflected in the isotopic characteristics of the melts with a predominance of the enriched EM II component. The structure and magmatism of the Southern Ocean and South Atlantic are compared. Also discussed the locations of the Mesozoic Karoo-Maud and Tristan plumes, as well as the zones of the subsequent breakup of Gondwana, above the margin of the African superplume, indicating a relationship between surface and deep-seated events, is discussed.

**Keywords:** rifting, breakup, opening of the ocean, magmatism, magmatic source, plume, superplume