

ПРИРОДА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА – КЛЮЧЕВОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

© 2021 г. О. В. Левченко^{1, *}, Н. М. Сущевская², Ю. Г. Маринова¹

¹Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова,
д. 36 Нахимовский просп., 117997 Москва, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
д. 19 ул. Косыгина, 119995 Москва, Россия

*e-mail: olevses@mail.ru

Поступила в редакцию 23.08.2020 г.

После доработки 08.11.2020 г.

После повторной доработки 07.01.2021 г.

Принята к публикации 28.01.2021 г.

Восточно-Индийский хребет – самое протяженное линейное внутриплитное поднятие в Мировом океане и ключевая тектоно-магматическая структура восточной части Индийского океана. Представления о природе и эволюции этого уникального асейсмичного хребта менялись в течение более чем 50-летнего периода его изучения по мере получения новых геолого-геофизических данных. Наш аналитический обзор показал, что в настоящее время наиболее признанной является гипотеза “следа горячей точки”, которая предполагает формирование Восточно-Индийского хребта под воздействием мантийного плюма Кергелен в пределах древней спрединговой зоны хребта Вартон вблизи гигантского трансформного разлома. Имеющиеся геофизические данные свидетельствуют о сильной латеральной и глубинной неоднородности Восточно-Индийского хребта. По морфологии, характеру тектонической деформации осадочного чехла и глубинному строению коры Восточно-Индийский хребет разделяется на северный, центральный и южный сегменты. Разное строение сегментов объясняется тем, что они формировались на разных этапах нескольких фаз (ранний-средний мел, средний мел–средний эоцен и средний эоцен–квартер соответственно) тектонической эволюции восточной части Индийского океана. На каждом из этих этапов плюм Кергелен находился в разных позициях относительно палеоспредингового хребта Вартон. Сложное строение центрального сегмента с тонкой разуплотненной упругой литосферой свидетельствует о формировании в зоне спредингового центра. Северный и южный сегменты с мощной упругой литосферой образованы внутриплитным вулканизмом на остывшей коре Индийской плиты. Формирование Восточно-Индийского хребта под воздействием плюма Кергелен существенно повлияло на геохимический состав слагающих его толеитов, обогащенных в разной степени некогерентными элементами. Присутствие в Восточно-Индийском хребте магм, первичные расплавы которых относятся к низкотитановому и обогащенному Si типу толеитов, образованными высокими степенями плавления мантийного протолита, указывают на особенно сильное влияние плюма в интервале 70–50 млн лет. Они распространены в центральной части Восточно-Индийского хребта. Это соответствует этапу наиболее сложной и аномальной эволюции восточной части Индийского океана. Отсутствие типично деплетированных, океанических астеносферных магм, с различными обогащенными изотопными характеристиками свидетельствует, что магмы, не проникая на поверхность, повсеместно смешивались с магмами плюмового источника Кергелен.

Ключевые слова: Восточно-Индийский хребет, мантийный плюм Кергелен, трансформный разлом, спрединг, линейная магнитная аномалия, кора, литосфера, магматизм, изотопия

DOI: 10.31857/S0016853X21020065

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Индийский хребет – самое протяженное линейное поднятие не только в рельефе дна Мирового океана, но и всей Земли [68, 75, 87] (рис. 1). Он занимает ключевое положение в структуре восточной части Индийского океана, связывая Австрало-Антарктический срединный

хребет с континентальной окраиной Южной Азии в районе Бенгальского залива. Восточно-Индийский хребте протягивается более чем на 5.5 тыс. км, почти строго в меридиональном направлении вдоль 90° в.д., поэтому в зарубежных публикациях его называют Хребет Девяностого градуса (Ninetyeast Ridge) [43, 54]. Он разделяет

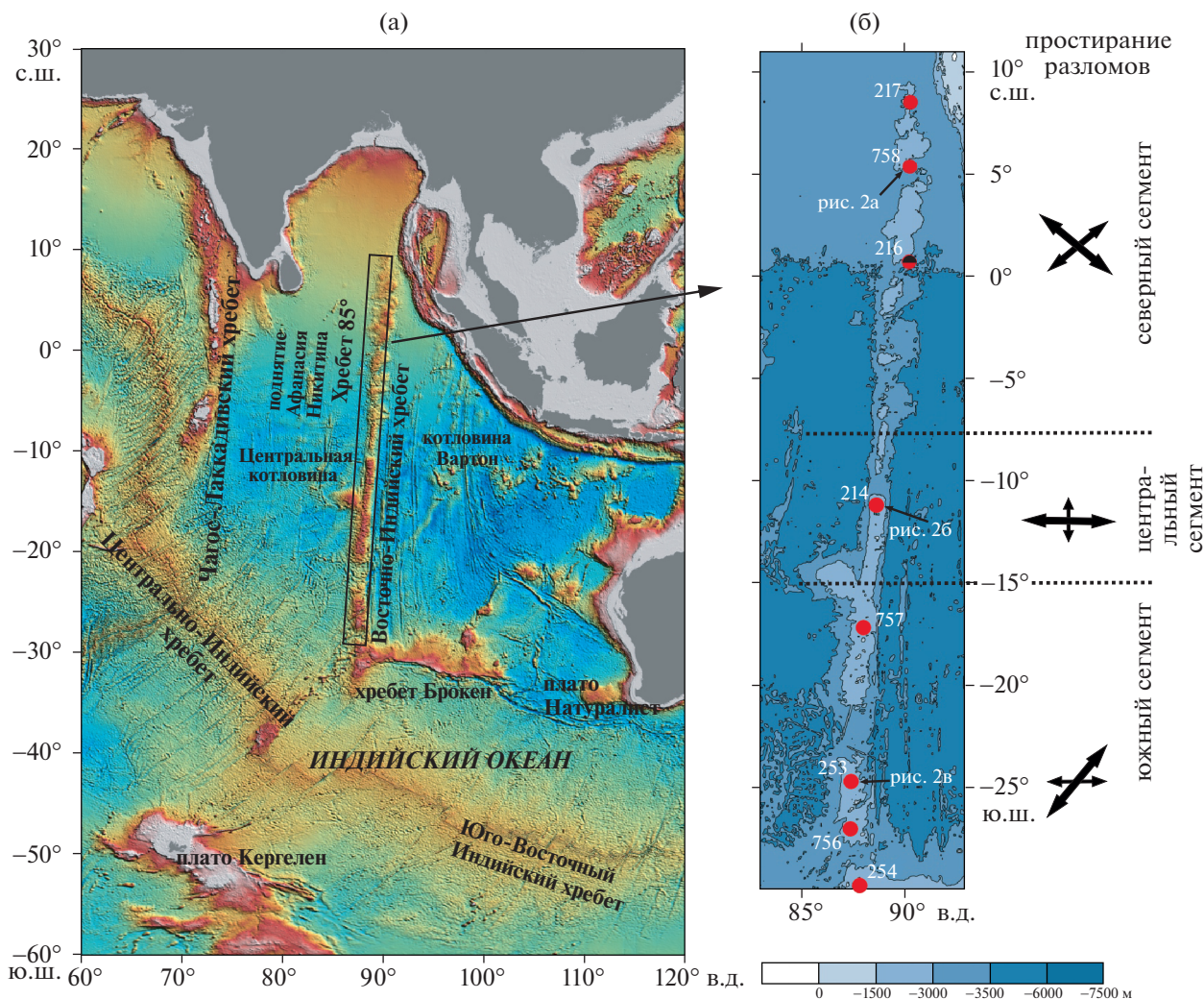


Рис. 1. Карта восточной части Индийского океана.

(а) – Рельеф дна и главные морфоструктуры восточной части Индийского океана; (б) – сегменты Восточно-Индийского хребта с разным характером тектонических нарушений в осадочном чехле.

Показано: направление простирания основных разломов (стрелки); положение скважин глубоководного бурения DSDP, ODP (кружки).

две глубоководные котловины с типичной океанической корой: Центральную-Индийскую котловину с запада и котловину Вартон (вместе с Кокосовой и Западно-Австралийской котловинами) с востока, которые различаются строением литосферы и тектоническими особенностями. Восточно-Индийский хребет является крупнейшей тектоно-магматической структурой Индийского океана [27, 28].

Обилие часто противоречивых представлений о генезисе хребта, природа которого до настоящего времени остается дискуссионной, свидетельствует о сложной истории его формирования. Ю.М. Пушаровский [27] предполагал, что хребет сформировался на океанической коре тектонически и геодинамически единых Центральной и Кокосовой глубоководных впадин. В ранних работах

формирование Восточно-Индийского хребта исследователи связывали с тектоническими факторами и рассматривали его как горстообразную структуру, т.е. ограниченную разломами большой горст [29, 51], односторонний горст [69] или часть Индийской плиты, надвинутую на Австралийскую плиту [70], также полагали, что Восточно-Индийский хребет это:

– антиклинальное поднятие океанской коры за счет серпентинизации перидотитов в зоне гигантского меридионального трансформного разлома [43];

– рифтогенная вулканическая структура после перестройки кинематического плана, ставшая трансформным разломом [92];

– результат взаимодействия спредингового центра с трансформным разломом [86]. Позже данные глубоководного бурения по международным программам DSDP и ODP, начатого на Восточно-Индийском хребте в 1972 г., доказали его магматическую природу [47, 79, 93, 95], что подтвердили последующие геолого-геофизические исследования [5, 67, 81].

В настоящее время рассматриваются две основные эволюционные геодинамические модели. Наиболее широко распространенная геодинамическая модель связывает образование Восточно-Индийского хребта с магматизмом мантийного плюма Кергелен [8, 37, 46, 57, 67, 73, 78, 79, 88]. Вторая геодинамическая модель связана с магматизмом в зоне гигантского разлома [1, 11, 22]. Согласно этой модели, Восточно-Индийский хребет представляет собой долгоживущий глубинный, магматически активный приразломный хребет планетарного масштаба, связанный с трансформным разломом, разделяющим две крупные океанические плиты [15]. Однако до сих пор сохраняются и сторонники чисто тектонической природы Восточно-Индийского хребта, включая самые экзотические модели, где хребет рассматривается как реликтовый фрагмент континента, сохранившийся в виде эскарпа – протяженной горстовой структуры [9].

К. Боун [43] ранее проанализировал сейсмические профили, пересекающие хребет вдоль всего его протяжения, и показал повсеместное наличие разломных блоков и сбросов на его склонах. Однако он сделал вывод, что образование Восточно-Индийского хребта не связано с разломной тектоникой, которая является лишь вторичным механизмом, определяющим морфологию хребта. К. Боун [43] предполагал, что хребет в основном сложен габбро и серпентинизированными перидотитами, выведенными на поверхность вдоль разломных зон, а затем под нормальную океаническую кору. Последующие геофизические исследования действительно выявили широкое развитие разломов на Восточно-Индийском хребте [17, 83, 84]. Исследованиями в рейсе научно-исследовательского судна “Roger Revelle” (Scripps Institution of Oceanography, UC San Diego, USA) в 2007 г. в регион Восточно-Индийского хребта, в котором участвовал автор данной статьи О.В. Левченко, выявлены типы основных нарушений, показано, что хребет не является простой цепью вулканов, и подтверждена его сложная тектоническая история [82, 83]. Разная структура дна котловин по обе стороны от Восточно-Индийского хребта и, прежде всего, разный характер его деформации, дали основания предполагать, что хребет являлся тектонической границей [17, 67, 84, 89]. В обеих геодинамических моделях предполагается, что приуроченные к ней разломы были каналами поступления магм. Хотя доказано,

что Восточно-Индийский хребет является вулканическим хребтом, разломная тектоника играла значительную роль в его формировании, поэтому мы рассматриваем Восточно-Индийский хребет как тектоно-магматическую структуру.

Целью данной статьи является аналитический обзор полученных и опубликованных данных по различным аспектам геологии и геофизики Восточно-Индийского хребта, включая обобщения по его строению, тектонике и магматизму, чтобы оценить состояние его изученности, природы и эволюции и определить нерешенные проблемы. Исследование структуры Восточно-Индийского хребта и восстановление его тектонической истории имеет исключительно важное значение, как для понимания мезозойско-кайнозойской истории Индийского океана, так и для выяснения происхождения океанических асейсмичных хребтов вообще.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

В истории геолого-геофизических исследований Восточно-Индийского хребта можно выделить три основных этапа. На первом этапе в 1950–60-е годы прошлого столетия, примерно до конца 1960-х годов были получены общие представления о его строении. Систематические исследования были выполнены по программе Международной Индоокеанской экспедиции (МИОЭ) в 1960–65 гг., в рамках которой работали научно-исследовательские суда более чем 20-ти стран. Полученные результаты представлены в Геолого-Геофизическом атласе дна Индийского океана [7]. Значительный объем данных был получен в рейсах НИС “Витязь” Института океанологии АН СССР (ИО РАН, г. Москва, Россия), которые внесли большой вклад в изучение Восточно-Индийского хребта [6, 10]. Именно Восточно-Индийский хребет был главной новой структурой в Индийском океане, впервые выявленной в результате комплексных исследований Международной Индоокеанской экспедиции (МИОЭ) в 1960–65 гг. как протяженный хребет, а до этого он выделялся в виде отдельных поднятий в рельефе дна [10, 69].

Основные геолого-геофизические данные на Восточно-Индийском хребте были собраны на следующем втором этапе в 1970–80-е гг. в отечественных и международных экспедициях. Геолого-геофизические исследования региона проводились в рейсах научно-исследовательских судов различных отечественных научных организаций. Постоянно работал Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР на своих научно-исследовательских судах – НИС “Витязь”, НИС “Дмитрий Менделеев”, НИС “Академик

Курчатов”, НИС “Профессор Штокман”, НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Именно в этот период в исследованиях, проведенных в 58-м рейсе НИС “Витязь” в 1976 году, были получены первые данные по глубинному строению Восточно-Индийского хребта, когда на двух полигонах было проведено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), позволившее определить строение океанической коры под хребтом [6, 23]. Полученные тогда результаты ГСЗ используются в моделировании строения Восточно-Индийского хребта до настоящего времени [66, 87]. Несколько больших экспедиций в северной части хребта провел СахКНИИ ДВНЦ РАН (ныне ИМГиГ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск) – 24-й рейс НИС “Пегас” в 1982 г., 20-й в 1982 г. и 22-й в 1983 г. рейсы НИС “Морской геофизик” [26, 30, 39]. В 1987 г. в 5-м рейсе НИС “Антарес” совместной экспедиции Мингео СССР (г. Москва) и Одесского государственного университета (г. Одесса) исследования выполнялись в осевой части Восточно-Индийского хребта в районе 10° ю.ш. [32]. Научно-производственным объединением “Южморгеология” Мингео СССР (г. Геленджик) в 1986–95 гг. был выполнен большой объем геофизической съемки (батиметрия, магнитометрия, гравиметрия, сейсмопрофилирование) на участке Восточно-Индийского хребта в полосе Трансиндоокеанского Маскаренско-Австралийского геотраверса между 10°–18° ю.ш. [24, 25, 40]. Часть этих работ выполнялась в рамках двухстороннего сотрудничества СССР (России) с Индией по программам ILTP (Integrated Long-Term Programme) и TIAG (Trans Indian Ocean Geotraverse) [63–65]. В 1972 г. началось изучение Восточно-Индийского хребта по программе глубоководного бурения в океанах Deep Sea Drilling Program (DSDP). В рамках этой программы в 22-м и 26-м рейсах бурового судна “Glomar Challenger” были пробурены пять скважин 214, 216, 217 [93] и 253, 254 [47]. В 1988 г. в 121-м рейсе бурового судна “JOIDES Resolution” по программе Ocean Drilling Program (ODP) были пробурены еще три скважины 757, 756, 758 [79]. Всего к настоящему времени на Восточно-Индийском хребте пробурены восемь скважин по программе глубоководного бурения, по результатам бурения были получены данные по составу и возрасту коренных пород и осадочных толщ [85, 95]. При этом на этапе рекогносцировочных съемок в районах будущих скважин и непосредственно в 22-м и 26-м рейсах бурового судна “Glomar Challenger” (DSDP) [93] и “JOIDES Resolution” (ODP) [79] также были получены геофизические данные. Именно в период 1970–80-е гг. были получены основные геолого-геофизические данные, на которых во многом складывались представления о тектонике и эволюции Восточно-Индийского хребта.

В начале 1990-х годов экспедиционные исследования Восточно-Индийского хребта сократились и проводились эпизодически. В 1997 г. в 131-м рейсе научно-исследовательского судна “Sonne” (ФРГ) были выполнены геофизические исследования на полигоне в районе скважины ODP 757, включая профиль ГСЗ вдоль 17° ю.ш. [58]. Большой объем геолого-геофизических исследований с использованием современной аппаратуры и методики был выполнен в рейсе KNOX06RR научно-исследовательского судна “Roger Revelle” (США) в 2007 г. вдоль Восточно-Индийского хребта [16, 17, 56, 57, 78, 82–84]. Геофизическая съемка (батиметрия с многолучевым эхолотом, магнитная и гравиметрическая) выполнялась по всему маршруту от 5.5° с.ш. до 21° ю.ш. и на шести полигонах, где она была дополнена многоканальным сейсмическим профилированием. Также в рейсе выполнено драгирование на 33-х станциях, равномерно расположенных вдоль маршрута. Геофизическая съемка (батиметрия с многолучевым эхолотом, высокоразрешающее сейсмопрофилирование и магнитная) выполнена в 2017 г. на нескольких полигонах на севере Восточно-Индийского хребта в 42-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” (ИО РАН, г. Москва, Россия) [4, 18]. В настоящее время изучение природы Восточно-Индийского хребта основывается на глобальных спутниковых данных по рельефу дна и полю силы тяжести [3, 68, 87].

СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Данные геофизических исследований

Рельеф дна (батиметрия). После системы из трех срединно-океанских хребтов – следующей, наиболее выразительной морфоструктурой в рельефе дна Индийского океана, является Восточно-Индийский хребет вместе с примыкающим к его южной оконечности с востока хребтом Брокен и близко расположенным на западе архипелагом Кергелен [7, 10] (см. рис. 1). При ширине 100–200 км он протягивается от 34° ю.ш., где пересекается с хребтом Брокен, до 10° с.ш. Далее на север Восточно-Индийский хребет выделяется на сейсмических профилях в виде антиклинального поднятия фундамента под осадками Бенгальского фэна от 18° с.ш. [65] и даже до 20° с.ш. [74]. Глубины над сводом хребта составляют преимущественно 2–3 км. Хребет возвышается на 2–3 км над дном примыкающей к нему с запада Центральной котловины с глубинами 4–5 км и котловины Вартон восточнее хребта с глубинами 5–5.5 км. Самое большое превышение Восточно-Индийского хребта достигает 3.5 км при глубинах его свода менее 2 км.

Несмотря на кажущуюся непрерывность хребта, его морфология значительно меняется вдоль простирания [17, 82, 84, 87]. На юге он высокий и почти непрерывный, но северная часть состоит из серий отдельных больших вулканов [83]. Все исследователи разделяют Восточно-Индийский хребет на три сегмента с некоторым расхождением в их границах. По ранее полученным результатам морфоструктурного анализа данных батиметрии и дополнительно сейсмопрофилирования мы уточнили положение трех выделенных сегментов, которые отличаются не только морфологией, но и тектонической структурой осадочного чехла [17], это – сегменты:

- северный (10° с.ш.– 7° ю.ш.);
- центральный (7° – 15° ю.ш.);
- южный (15° – 34° ю.ш.).

Северный сегмент имеет среднюю ширину ~200 км и глубину ~3 км. Он представляет собой серию отдельных вулканических построек, разделенных глубокими депрессиями с абиссальными глубинами до 5500 м [82] или эшелонированных массивов, предположительно тектонических блоков, на которые северный сегмент разбит разломами ЮЗ–СВ простирания [17]. Южнее 7° ю.ш. морфология Восточно-Индийского хребта резко меняется и дальше до северной оконечности хребта Броккен он протягивается в виде почти непрерывного линейного хребта. Центральный сегмент Восточно-Индийского хребта является его наиболее узкой частью шириной ~100 км, причем между 7° и 10.5° ю.ш. ширина хребта сокращается до 80 км. Глубины дна в этом сегменте хребта варьируют в широком диапазоне от 3.5 до 1.5 км. Крутой широтный уступ высотой примерно 1 км на 10.5° ю.ш. разделяет относительно глубоководный (3.0–2.5 км) и мелководный (2.0–1.5 км) участки центрального сегмента. В южном сегменте (южнее плато Осборн) Восточно-Индийский хребет расширяется до 200 км и становится более мелководным и массивным. Его пересекают две большие глубокие депрессии на 23° и 28.5° ю.ш.

Склоны Восточно-Индийского хребта на всем его простирании имеют разную крутизну, что определяет ассиметричный профиль его северного и южного сегментов, тогда как центральный сегмент характеризуется относительно симметричным профилем. Угол наклона более крутого восточного склона южного сегмента достигает 20° . В центральном сегменте оба склона крутые. Восточный склон в центральном и южном сегментах переходит в котловину в виде серии уступов, образующих протяженные гряды субмеридионального простирания. На Восточно-Индийском хребте вдоль всего его простирания находится множество подводных гор высотой до 1–1.5 км и с минимальной глубиной вершин 0.85–1.0 км, детальная морфология которых в разных сегментах Восточно-

Индийского хребта выявлена при съемке с применением многолучевого эхолота [4, 17, 62, 84].

Строение коры (НСП и ГСЗ). По результатам непрерывного сейсмического профилирования (НСП) почти на всем протяжении Восточно-Индийского хребта развит осадочный чехол средней мощностью 0.5 км [6]. Он состоит из трех сейсмических комплексов [21]:

– нижний (от кампана на севере до верхнего эоцена на юге) мелководный или субаэральный вулканогенно-осадочный комплекс;

– средний (от маастрихта–нижнего палеогена до нижнего олигоцена) переходный карбонатный комплекс;

– верхний (от середины эоцена–квартера до верхнего олигоцена–квартера) глубоководный комплекс пелагических илов.

Внутри осадочного чехла вдоль простирания Восточно-Индийского хребта на сейсмических разрезах выделено несколько четких непрерывных высокоамплитудных рефлекторов, которые маркируют эрозионные и стратиграфические несогласия, связанные с перерывами в осадконакоплении. В основном они связаны с палеоокеанологическими событиями и реже – с крупными тектоническими перестройками в восточной части Индийского океана. Главные перерывы в осадконакоплении при формировании чехла Восточно-Индийского хребта существовали в начале палеоцена, нижнем-среднем эоцене, нижнем олигоцене и среднем миоцене (рис. 2). Предположение об их возможной природе сделано нами по результатам корреляции сейсмических разрезов со скважинами глубоководного бурения. Перерыв в начале раннего палеоцена совпадает по времени с общим падением уровня Мирового океана и отмечается только в пределах северного сегмента хребта. Первая “мягкая” коллизия Индийской и Евразийской плит и палеоцен–эоценовый термальный максимум (PETM – Paleocene–Eocene Thermal Maximum) могли стать причинами наиболее продолжительного перерыва в раннем-среднем эоцене в северной и средней частях хребта [21]. Перерыв в начале олигоцена также проявился в северной и средней частях хребта и, вероятно, был связан с подводной эрозией. Образование Антарктического циркумполярного течения и изменение гидродинамического режима бассейна Индийского океана могли стать причинами перерыва в середине миоцена, который прослеживается в чехле вдоль всего Восточно-Индийского хребта.

Все исследователи отмечали сильную тектоническую раздробленность Восточно-Индийского хребта и широкое развитие разрывных нарушений разной интенсивности и стиля, объясняя это его тектоно-магматической историей и региональной геодинамической обстановкой [6, 17, 25,

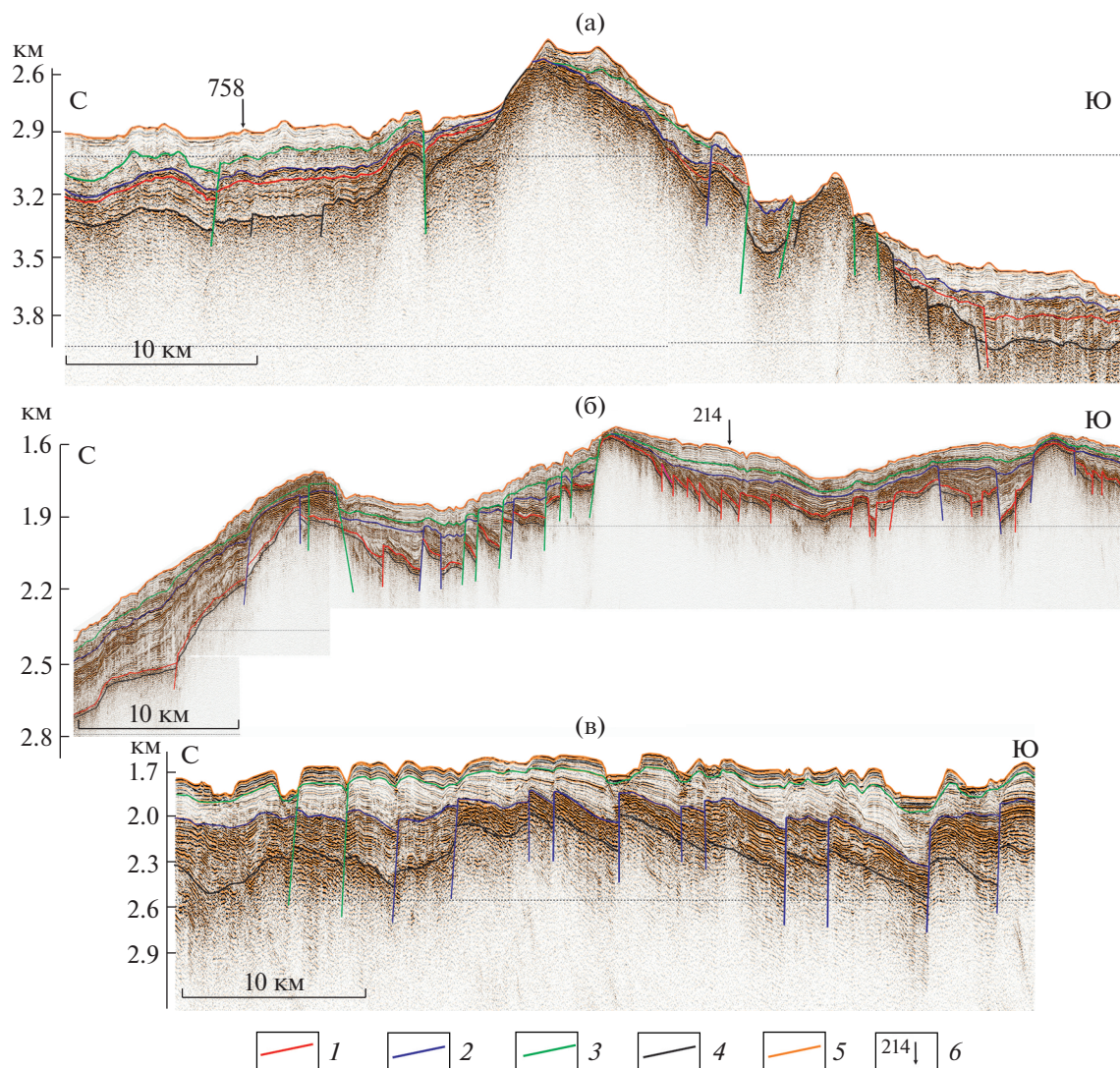


Рис. 2. Сейсмические разрезы Восточно-Индийского хребта (по данным [17]).

Обозначены сегменты Восточно-Индийского хребта: (а) – северный, (б) – центральный, (в) – южный.

Показаны рефлекторы, маркирующие перерывы в осадконакоплении, и разломы, связанные с этапами тектонической активности хребта.

1 – ранний палеоцен; 2 – средний эоцен; 3 – средний миоцен; 4 – поверхность акустического фундамента; 5 – поверхность дна; 6 – положение скважины глубоководного бурения

83, 84]. Они выделяют две системы разломов: древние меридиональные разломы, параллельные хребту, и секущие его более молодые разломы. Природа меридиональных нарушений, по-видимому, связана с формированием Восточно-Индийского хребта в зоне гигантского разлома (палеограница, трансформ и т.п.). Природа секущих косых нарушений остается менее определенной и может быть связана с разными геодинамическими процессами (спредингом Центрально-Индийского и Австрало-Антарктического хребтов, континентальной коллизией Индостана с Азией и другими). Внутри осадочного чехла Восточно-Индийского хребта контрастно отражены основные региональные тектонические события,

влиявшие на его эволюцию. Сейсмические профили показывают несколько групп разновозрастных разломов Восточно-Индийского хребта [16, 17, 83, 84]. Большинство разломов, которые нарушают базальтовый фундамент и продолжают немного выше фундамента в покрывающие осадки, являются древними. Эти разломы были активны сразу после формирования вулканического массива хребта в интервале от 82 млн лет на севере до 43 млн лет на юге. Другие разломы секут весь осадочный чехол и нарушают поверхность дна, т.е. являются молодыми и отражают неотектонические подвижки. По результатам сейсмостратиграфического анализа сейсмопрофилей для расшифровки природы несогласий и характера

деформаций осадочного чехла выявлены три основных этапа тектонической активности в пределах Восточно-Индийского хребта, которые состоялись в палеоцене, эоцене и позднем миоцене [17, 20]. Позднемиоценовый этап может продолжаться до настоящего времени, судя по высокой современной сейсмичности [80]. Именно на этом этапе, по-видимому, активизировались субширотные сбросы, изначально образованные в спрединговом центре. Такая активизация могла быть связана с пересечением Восточно-Индийским хребтом зоны внутриплитной деформации, где большая композитная Индо-Австралийская плита разделена диффузными границами на три плиты-компоненты – Индийская плита, плита Каприкорн и Австралийская плита. Структурный анализ на основе детальных данных сейсмопрофилирования на полигонах рейса KNOX06RR научно-исследовательского судна “Roger Revelle” (США) в 2007 г. показал различный характер тектонических нарушений в осадочном чехле трех выделенных сегментов Восточно-Индийского хребта [17, 84]. Каждый из них имеет свои структурные особенности. В северном сегменте основными разрывными дислокациями являются сбросовые нарушения СВ–ЮЗ и СЗ–ЮВ простираний. Некоторые разломы северо-западного простирания имеют признаки горизонтального смещения по типу правостороннего сдвига с элементами растяжения, т.е. являются сбросо-сдвигами [17]. Согласно другой интерпретации, они характеризуются локальным сжатием и иногда растяжением, т.е. отображают скорее транспрессию и являются взбросо-сдвигами [83]. Южнее, в центральном сегменте Восточно-Индийского хребта развита ортогональная система меридиональных и широтных нарушений, которые, как и большинство разломных структур северного сегмента, также являются сбросовыми структурами растяжения [17]. Разворот их простираний от ССВ на субширотные в южной части северного сегмента допускает, что перестройка структурного плана происходила скорее плавно. В центральном сегменте наиболее выразительны поперечные депрессии-грабены субширотного простирания, предполагающие меридиональное растяжение. Напротив, в другой интерпретации надвиги ЗСЗ–ВЮВ простирания отображают почти меридиональное сжатие в центральном сегменте Восточно-Индийского хребта [84]. В южном сегменте хребта структурная обстановка и характер разломов снова резко меняется. Хотя здесь доминирует растяжение и сбросы северо-восточного простирания, но также наблюдаются узкие зоны разломов с характеристиками сдвига и сжатия. Восточно-Индийский хребет характеризуется сложной комбинацией разломных нарушений различного генезиса.

К настоящему времени исследования с использованием метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) выполнялись только в центральной части Восточно-Индийского хребта. В 58-м рейсе НИС “Витязь” в 1976 г. исследования проводились на двух полигонах в северной (9° – 10° ю.ш.) и южной (16° – 17° ю.ш.) частях центрального сегмента Восточно-Индийского хребта [6, 23, 66] (рис. 3).

Полученные данные показали, что глубина поверхности Мохоровичича (скорости преломленных волн 7.9–8.0 км/с) под хребтом составила 12–13 км. Кора Восточно-Индийского хребта примерно в два раза мощнее типичной спрединговой океанической коры в прилегающих котловинах [15, 23]. Г.Л. Кашинцев с соавт. [15] и Ю.П. Непрочнов с соавт. [23] предположили на основании измеренных значений сейсмических скоростей и имеющихся драгировок, что кора Восточно-Индийского хребта (сверху вниз) состоит из слоев: 2А (базальты и возможно частично измененные долериты), 2Б (долериты), 3А (габбро) и 3Б (серпентинизированные перидотиты). Аномально высокая мощность коры хребта, по [15, 23], связана с наличием в основании слоя мантийных перидотитов, разуплотненных за счет серпентинизации в разломной зоне. Позже в 1998 году в средней части Восточно-Индийского хребта в районе скважины 757 ODP был выполнен протяженный профиль ГСЗ вдоль 17° ю.ш. в рейсе научно-исследовательского судна “Sonne” (ФРГ) [58]. Новые данные, полученные и обработанные с применением цифровых технологий, показали, что глубина границы Мохо и мощность коры под Восточно-Индийским хребтом намного больше, чем предполагалось, и достигает 25 км. В отличие от интерпретации по [15, 23], И. Гревейер с соавт. [58] связывают образование Восточно-Индийского хребта с магматизмом горячей точки Кергелен. Излившиеся базальты сформировали вулканический массив хребта, под которым в результате андерплейтинга накопился большой объем низкоплотного магматического материала, что объясняет избыточную мощность коры Восточно-Индийского хребта.

Поле силы тяжести (гравиметрия). Для характеристики глубинного строения Восточно-Индийского хребта по всему его простиранию были использованы данные измерений поля силы тяжести непосредственно на борту НИС “Витязь” (58-й рейс в 1976 г.) и спутниковые альтиметрические и гравиметрические измерения [3, 68, 76, 87], которые совпадают [90]. В гравитационном поле Индийского океана Восточно-Индийский хребет проявляется контрастно в виде узкой 200–300 км полосы положительных аномалий до +50 мГал в свободном воздухе и отрицательных до –200 мГал аномалий в редукции Буге, вытянутой вдоль 90° в.д. [4, 76, 87]. Изостатическая ком-

пенсация этого большого поднятия в рельефе дна свидетельствует, что под Восточно-Индийским хребтом находится глубокая корневая структура, состоящая из пород низкой плотности [43], утолщенная кора или разуплотненная мантия [87]. Поле силы тяжести имеет неоднородный характер, и локальные гравитационные аномалии Восточно-Индийского хребта отражают существование блоков пород разной плотности на глубине под хребтом.

На основании структурного анализа поля силы тяжести и разных методов плотностного моделирования Восточно-Индийский хребет был разделен на три [68], четыре [87] или пять [4] сегментов с разной интенсивностью локальных аномалий, что свидетельствует о гетерогенности коры и изменениях ее мощности. Неоднородное аномальное гравитационное поле Восточно-Индийского хребта было объяснено пространственно-временными вариациями в интенсивности проявления тектонических, магматических и метаморфических структурообразующих процессов по мере развития хребта [4, 68, 87]. Формирование океанической литосферы в зоне Восточно-Индийского хребта происходило в результате остывания и кристаллизации изначально расплавленного магматического вещества верхней мантии. Подошва механически прочной литосферы примерно совпадает с глубиной изотермы $\sim 600^\circ\text{C}$ и соответствует эффективной упругой мощности T_e , которая по результатам плотностного моделирования на основании батиметрических и гравитационных данных вдоль Восточно-Индийского хребта меняется от 4 до 35 км [87].

Проведенные исследования позволили уточнить историю образования коры и сделали возможной разработку новых эволюционных моделей. Однако имеющихся сейсмических данных ГСЗ, которые позволяют прогнозировать плотности в разных слоях коры Восточно-Индийского хребта, пока недостаточно. Для структурного анализа потенциальных полей [4] и плотностного моделирования [68, 87] необходимы дополнительные геолого-геофизические данные, которые возможно получить с использованием бурения, сейсмических методов ГСЗ и НСП и других современных методов исследований.

Аномальное магнитное поле (магнитометрия). Широтные спрединговые линейные магнитные аномалии достаточно уверенно идентифицированы в прилегающих к Восточно-Индийскому хребту глубоководных котловинах Центральной и Вартон [64–67, 71, 86]. На Восточно-Индийском хребте подобные аномалии, как правило, не идентифици-

руются. Это согласуется с гипотезой его формирования под воздействием мантийного плюма Кергелен, создающего термическую аномалию. Высокие температуры над каналом плюма, по которому поднимается горячее мантийное вещество, разрушают ферромагнитные свойства спрединговых вулканических пород. Возможно, этот процесс разрушил оригинальные спрединговые линейные магнитные аномалии в океанической коре, на которой Восточно-Индийский хребет сформировался [87]. В отличие от регулярных серий линейных магнитных аномалий в котловинах, прилегающих к Восточно-Индийскому хребту, в редких случаях подобные одиночные аномалии идентифицированы на Восточно-Индийском хребте достаточно условно из-за ограниченного объема и низкого качества имеющихся магнитных данных [41, 64, 86].

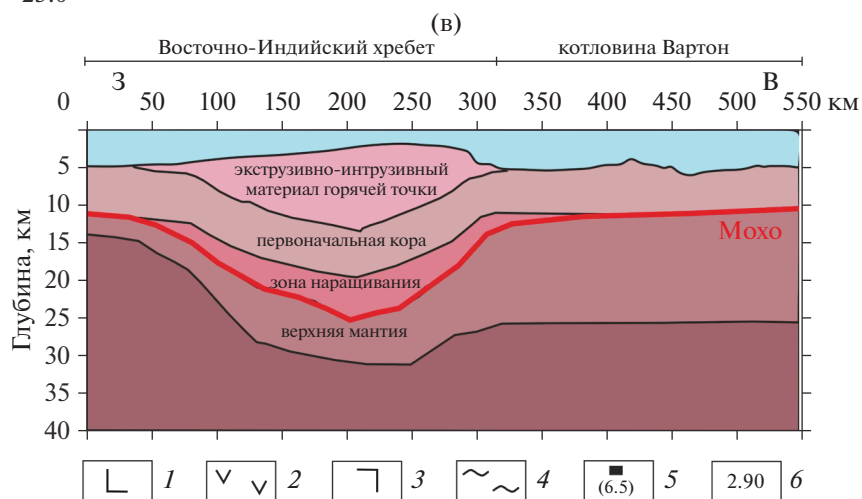
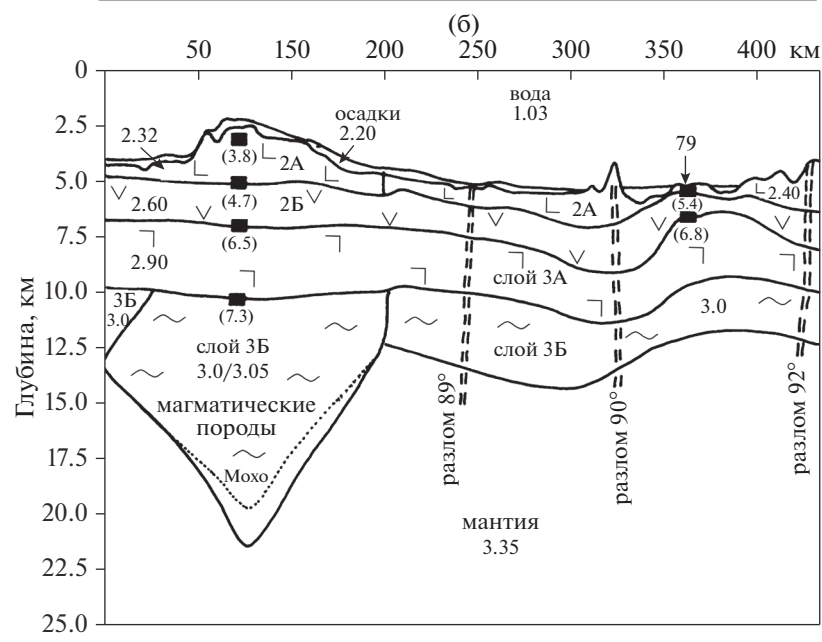
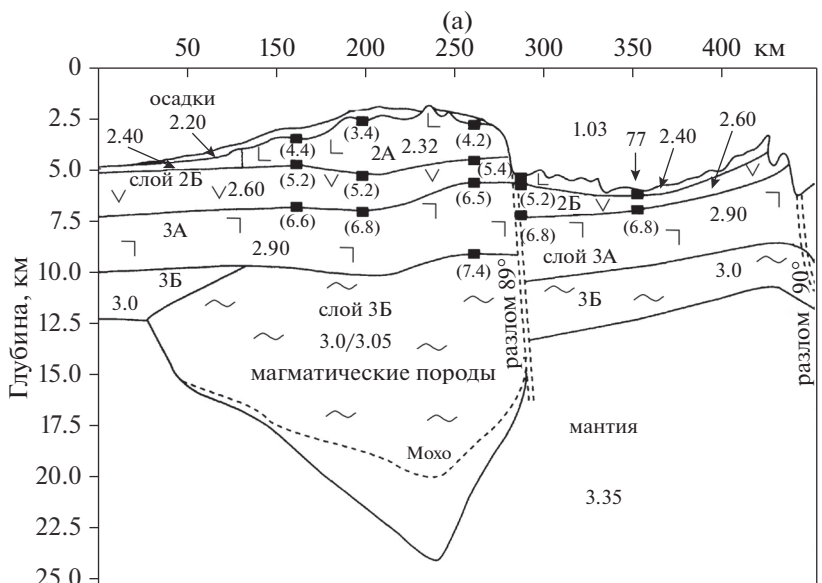
Редкая сетка профилей судовой магнитной съемки определяет слабую изученность аномального магнитного поля Восточно-Индийского хребта, его структура остается дискуссионной до настоящего времени. Глобальная модель EMAG2, построенная в основном на спутниковых измерениях, не обеспечивает необходимой детальности, поэтому анализ структуры аномального магнитного поля Восточно-Индийского хребта на ее основе показывает только его самые общие черты [4]. Хребет представлен полосой (шириной ~ 600 км) положительных и отрицательных аномалий небольшой интенсивности. К его осевой части приурочены преимущественно положительные, как правило, изометричные или слабо вытянутые в широтном направлении локальные магнитные аномалии. Пока остаются только самые общие предположения об их природе, например связи этих аномалий с вулканическими структурами, образованными магматизмом горячей точки Кергелен [64] или последующим внутриплитным магматизмом [18]. По характеристикам магнитных аномалий в аномальном магнитном поле Восточно-Индийского хребта выделено девять провинций [6, 41] или, соответственно, пять участков [4]. Данные провинции (участки) не классифицируются генетически, т.к. они имеют сравнительно одинаковую намагниченность и состав магматических пород в отличие от выделенных в результате плотностного гравитационного моделирования сегментов с разным строением коры.

Детальная геомагнитная съемка на полигонах в 42-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” (ИО РАН, г. Москва, Россия) в 2017 г. позволила определить палеошироту геологических объектов в северной части Восточно-Индийского хребта.

Рис. 3. Строение Восточно-Индийского хребта по данным ГСЗ.

(а)–(б) – широтные разрезы вдоль: (а) – 9.5° ю.ш. (по [66]); (б) – 17° ю.ш. (по [66]); (в) – общая модель (по данным [15, 23, 58, 66]).

1 – базальты; 2 – долериты; 3 – габброиды; 4 – серпентиниты; 5 – сейсмические скорости, км/с; 6 – плотность, г/см³



Полученные данные указали на возможное развитие здесь молодых вулcano-магматических процессов, не связанных напрямую с магматизмом горячей точки Кергелен и вдали от нее [4]. Проведенная съемка показала, что одна из исследованных подводных гор состоит из двух разновозрастных фрагментов, образовавшихся примерно 68.5 и 50 млн лет назад, соответственно, через 9.5 и 28 млн лет после формирования здесь основного массива Восточно-Индийского хребта [18]. Как и для другой исследованной подводной горы, по [62], только прямое определение возраста в образцах коренных пород может подтвердить или опровергнуть существование стадий вторичного магматизма Восточно-Индийского хребта.

Тепловой поток (геотермия). Дополнительные данные по эволюции Восточно-Индийского хребта и молодым геологическим процессам дала геотермическая съемка. В 1982–1983 гг. Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом АН СССР (СахКНИИ ДВНЦ РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия) были выполнены 38 измерений теплового потока в широком диапазоне от 11.5 до 251.6 мВт/м² в северном сегменте Восточно-Индийского хребта (~0°–5° с.ш.) [39]. Аномальные измеренные величины теплового потока 205–251.6 мВт/м² находятся в осевой части хребта над локальными выступами фундамента и связаны с источниками избыточного тепла внутри океанической коры на глубине до 6–7 км. Было сделано предположение, что локальные тепловые аномалии и деформация осадков свидетельствуют о том, что отдельные участки Восточно-Индийского хребта испытывали вертикальные подвижки в результате тектоно-магматической активизации с позднего миоцена до настоящего времени [39]. Они полагали, что эти аномалии теплового потока указывают на существование здесь в недавнем прошлом магматических очагов, из которых магма внедряется не только во второй слой коры, но и проникает выше в осадочный чехол, образуя структуры типа диапиров. Анализ имеющихся в районе Восточно-Индийского хребта геотермических данных показал, что плотность теплового потока вдоль Восточно-Индийского хребта плавно уменьшается в северном направлении по мере его старения от ~80 мВт/м² на 31° ю.ш (возраст ~40 млн лет) до ~40 мВт/м² на 8.5° с.ш (~85 млн лет), что соответствует кристаллизационной модели остывания движущейся Индийской литосферной плиты [5].

МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

История изучения коренных магматических пород Восточно-Индийского хребта восходит к началу 60-х годов, когда они были впервые под-

няты с борта НИС “Витязь” [2]. За прошедшие десятилетия в пределах Восточно-Индийского хребта в трех рейсах буровых судов “Glomar Challenger” (DSDP) и “JOIDES Resolution” (ODP) было пробурено семь скважин, вскрывших базальтовый слой на всем протяжении хребта, а также проведена серия драгировок в ходе рейсов НИС “Витязь” (рейсы 54-й 1973 г. и 58-й 1976 г.), НИС “Антарес” (5-й рейс, 1987 г.) и американского научно-исследовательского судна “Roger Revelle” (рейс KNOX06RR, 2007 г.) [12, 14, 32, 34, 56]. Для изучения магматизма важно то, что именно в рейсах, выполняемых НИС “Витязь” в 1973 г. и 1976 г., драги были расположены не только непосредственно на склонах хребта, но и захватывали его западный и восточный фланги, включая структуру восточной разломной зоны. Все точки станций и скважин, на которых были установлены породы коренного ложа, проанализированные в разные годы, показаны на рис. 4. Однако частота пробуренных скважин была недостаточной. Так, на структуру хребта протяженностью около 5000 км приходится около 22 точек опробования с расстояниями между ними вдоль хребта, достигающими 500–800 км. Реперными в изучении магматизма, сформировавшего структуру хребта, остаются скважины глубоководного бурения, установившие временную последовательность его формирования в интервале 82 млн лет на севере (скв. 758) до 43 млн лет (скв. 756) на юге [49, 53, 56].

В соответствии с полученными данными, хребет сложен базальтами различных типов и степени дифференциации. Но по данным драгировок (см. рис. 4) на восточном, более крутом склоне встречены породы третьего слоя – габбро, ультрабазиты, серпентиниты, брекчи [13, 32]. Это подчеркивает, что структура хребта граничит с трансформным разломом, где вскрываются типичные для океанических разломов породы [13].

Проведенная типизация более 200 анализов составов базальтов и стекол выявила 8 кластерных групп. Для этого использовался метод кластерного анализа по девяти составам главных элементов [35]. Было показано, что базальты в кластерах соотносятся по содержанию главных компонентов с несколькими устойчивыми группами океанических базальтов, развитых и в Западно-Австралийской котловине, что свидетельствует в пользу рифтовой природы магматизма, сформировавшего данную структуру. В то же время выявлен пестрый состав магм, что отмечалось и в работах [31, 53]. По данным кластеризации в пределах Восточно-Индийского хребта наиболее распространены плагиоклаз порфириновые базальты с содержанием Al₂O₃ от 15 до 18 мас. % и средней степени фракционирования (содержание MgO 9.4–6.3 мас. %). В пределах этих наиболее распространенных групп (кластеров), по содер-

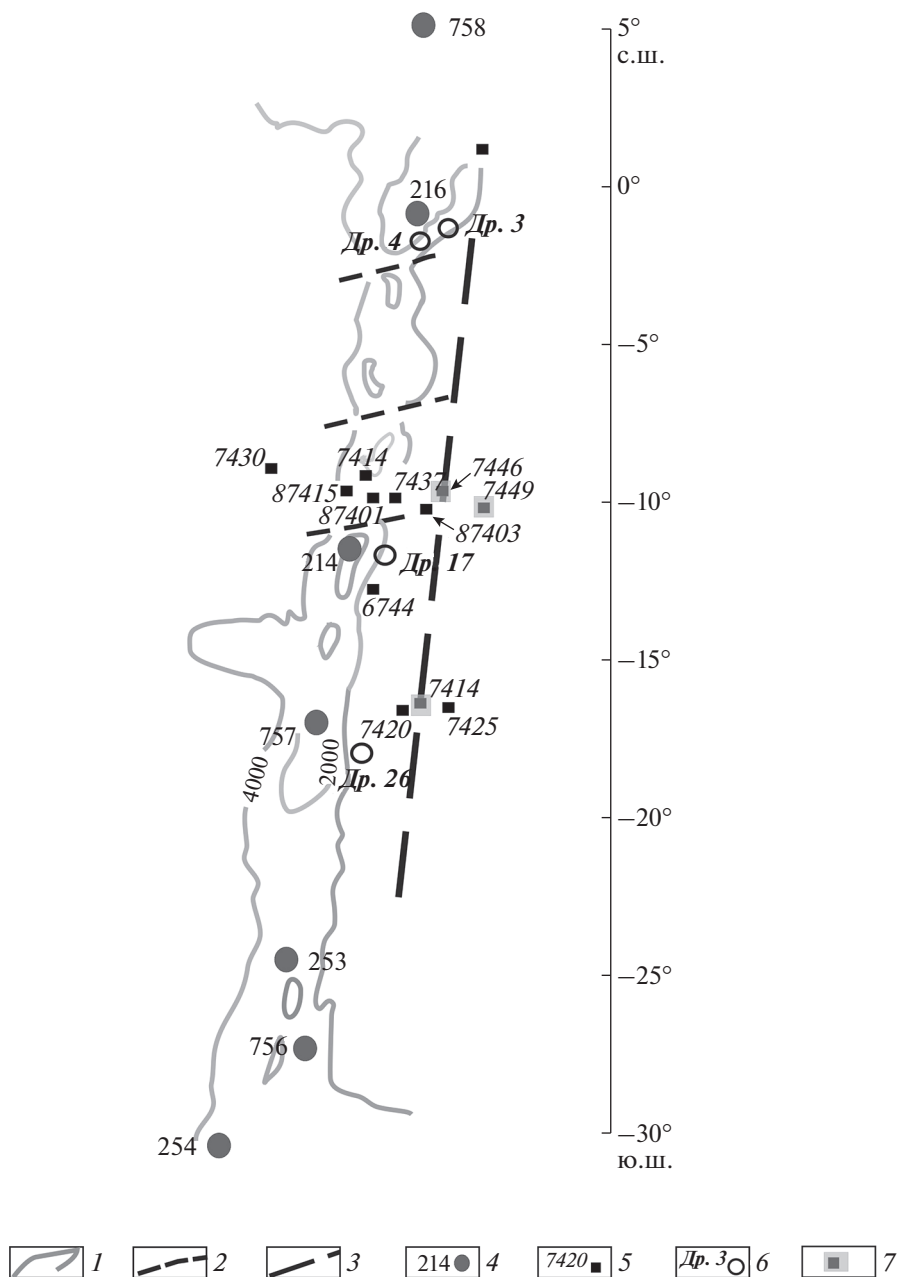


Рис. 4. Тектоническая схема Восточно-Индийского хребта (по данным [17], с изменениями и дополнениями). 1 – область Восточно-Индийского хребта, ограниченная изобатой 4 км; 2 – разломы; 3 – разлом восточной части Восточно-Индийского хребта; 4 – скважины глубоководного бурения DSDP и ODP; 5–6 – станции драгирования: 5 – российских рейсов с номерами станций (54-й, 58-й рейсы НИС “Витязь” и 5-й рейс НИС “Антарес”), 6 – рейса KNOX06RR НИС “Roger Revelle”; 7 – станции, на которых отмечены находки ультраосновных пород

жанию в них K_2O , которое колеблется от 0.14 (среднее из 58) до 0.98 мас. % (среднее из 40), отмечено присутствие как обогащенных, так и обедненных разностей. Особенностью базальтов Восточно-Индийского хребта является широкое распространение наиболее дифференцированных магм, обладающих высокими концентрациями железа, титана, калия, натрия [92]. Подобные толеиты, в которых содержание MgO падает до

6 мас. %, связаны трендами дифференциации более железистых первичных расплавов (толеиты океанических рифтов (ТОР-1) [33]. В пределах хребта обнаружены редкие выходы базальтов щелочного генезиса, существенно обогащенных

K_2O до 2 мас. %, $Na_2O > 4$, $TiO_2 > 3.5$ мас. %.

Они встречаются в скважине 216 (силл) [91] и драге 27 [56].

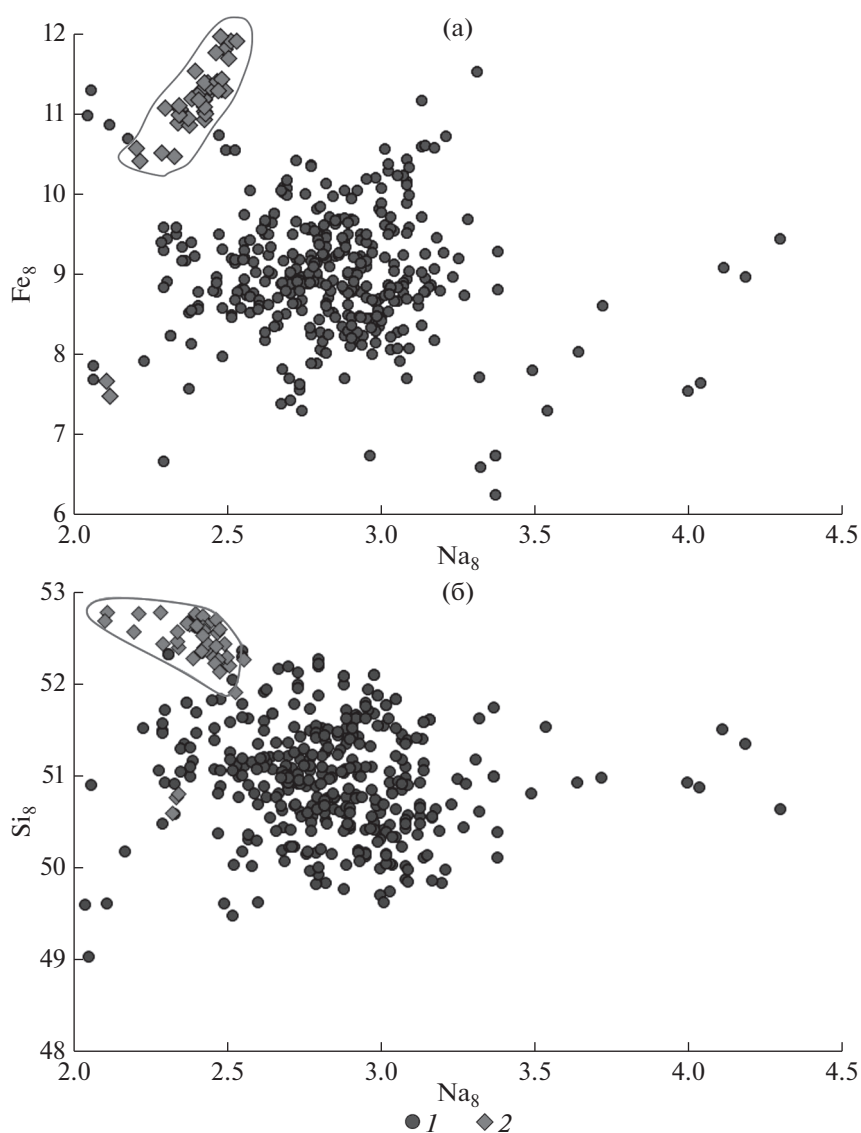


Рис. 5. Вариации толеитовых расплавов, обогащенных Si, Fe и обедненных Na, обнаруженных в пределах Восточно-Индийского хребта, на фоне составов стекол хребтов Индийского океана (по данным [37]).

(а) – Fe_8 – Na_8 ; (б) – Si_8 – Na_8 .

Параметры Si_8 , Fe_8 , Na_8 отражают пересчитанное содержание Na_2O в расплавах с 8% MgO и показывают их различный уровень в первичных выплавках толеитов [60]. В контуре поля находятся составы Si-толеитов Восточно-Индийского хребта.

1–2 – составы стекол: 1 – спрединговых хребтов Индийского океана, 2 – Si-типа Восточно-Индийского хребта, по [37]

Особую группу пород представляют андезитобазальты, обогащенные кремнием. Подобные базальты обнаружены только в пределах Индийского океана [34, 35]. Толеиты данного типа (Si-толеиты) отличает:

- повышенное содержание SiO_2 (51–53% мас. %);
- пониженное содержание TiO_2 (0.5–1% мас. %) и Na_2O (1.8–2% мас. %).

Они встречаются в драгах “Roger Revelle” 4 и 26 [56] и в драгах 5-го рейса НИС “Антарес”, станции отбора 403 и 415 (рис. 5).

Выявленные типы развитых групп базальтов в пределах Восточно-Индийского хребта, по данным драгировок и скважин глубоководного бурения, находят подтверждение в составе стекол, отражающих изменение составов расплавов, достигающих поверхности [35]. По данным 121-го рейса ODP бурового судна “JOIDES Resolution” в 1989 г. было показано, что в начальные этапы формирования Восточно-Индийского хребта (скв. 758, 82 млн лет) процесс магматизма протекал в глубоководных условиях, впоследствии сменившийся на извержения на мелководье, о чем свидетель-

ствуют обнаруженные прослои тефры [79]. Практически все породы претерпели различные стадии низкотемпературного подводного изменения [31, 52–54, 91]. Закономерностей в распределении типов базальтов в пределах Восточно-Индийского хребта обнаружено не было, что заставляет предполагать, что в ходе формирования хребта процесс выплавления магм не оставался стабильным, также как он мог варьировать под различными тектоно-морфологическими сегментами древнего Юго-Восточного Индийского хребта.

Происхождение магм

Оценка условий образования первичных расплавов и их последующей дифференциации, по [53, 59], показала, что в пределах Восточно-Индийского хребта существуют магмы, соотносящиеся с более глубинным типом выплавления первичных расплавов (ТОР-1) [35]. Эти расплавы выплавляются при давлении от 25 до 9.5 кбар и $T = 1350–1270^\circ\text{C}$, степень плавления достигает $\sim 15–20\%$. Подобные базальты в системе спрединговых зон Индо-Атлантического сегмента Земли встречены вблизи горячих точек и в пределах северной Атлантики [36]. В то же время большее распространение в пределах Восточно-Индийского хребта имеют базальты-дифференциаты типичного для большей части первичных расплавов типа ТОР-2. Генерация и фракционирование первичных расплавов типа ТОР-2, по классификации [33], типичных для всех спрединговых зон Мирового океана, кроме района Северной Атлантики, происходит при полибарическом плавлении океанической мантии в поднимающейся мантийной колонне при давлении от 20 до 8 кбар и $T = 1320–1250^\circ\text{C}$. Проведенная оценка полученных по разным моделям первичных расплавов [60, 77], которые могли генерироваться в условиях спрединговых зон океанов, показала, что наилучшее приближение имеют расплавы, по [77].

Первичные расплавы Si-типа базальтов Восточно-Индийского хребта, отличающиеся низкими концентрациями Na, Ti, повышенными $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Si, получены по модельным расчетам [60, 77] фракционного полибарического плавления, продолжавшегося вплоть до 4 кбар [35]. Суммарная степень плавления при этом достигала 28%. Фракционирование этого расплава при $P = 0–2$ кбар в интервале температур $1150–1210^\circ\text{C}$ описывает изменение концентраций петрогенных элементов во всех Si-расплавах Индийского океана. Степени плавления мантийного источника чрезвычайно высокие (до 28%) и для спрединговых зон нетипичны. Более поздние оценки условий генерации расплавов этого типа по данным драгированных базальтов также связывают происхождение таких расплавов с высокими сте-

пенями плавления мантийного протолита, начинающегося в пределах гранатовой фации перидотитовой мантии и продолжающегося вплоть до глубин менее 30 км [56]. В пределах базальтов Si-типа по составу наблюдаются отличия в первичных содержаниях Fe и их геохимических особенностей, что отражает большую гетерогенность мантийного источника и нестабильность процесса плавления [56].

В каждой выделенной генетической группе толеитов наблюдаются относительные вариации как в первичных составах, так и в геохимических характеристиках, что подчеркивает большую гетерогенность источника и нестабильность процесса генерации [56].

Геохимическая характеристика магм

Выявление геохимических особенностей магматизма является значимым фактором для определения источника происхождения океанических магм [96, 97]. Большинство составов базальтов Восточно-Индийского хребта соотносится с обогащенным источником. По данным содержаний и соотношений литофильных элементов было установлено, что базальты обладают специфическим характером распределения с отрицательными аномалиями U и Th и положительными Nb и Ta, и более слабо выраженными для Zr и Hf [56]. Вариации состава кремнистых толеитов практически все отражают характер источника, который относительно литофильных элементов достаточно однороден, слабо обогащен или деплетирован, но отличается от типичного деплетированного источника океанических толеитов [56]. Повышенные значения отношений Y/Nb и Y/Du и низкие Tb/Yb , по [56], свидетельствуют о том, что их источником служила остаточная (деплетированная) гранат-содержащая мантия. Ее образование связано с предварительным плавлением гранатового лерцолита, возможно, вблизи островоужного обрамления [56]. Сравнение корреляционных зависимостей некогерентных элементов показало, что геохимические характеристики источников толеитовых расплавов плато Кергелен и Восточно-Индийского хребта близки [37], но базальты плато Кергелен от базальтов Восточно-Индийского хребта отличаются относительно высокие содержания Ba, Sr и Pb. Отдельную группу образуют щелочные базальты драги 27, происхождение которых связано с низкими степенями плавления в гранатовой фации глубинности лерцолита, на что указывают также повышенные значения нормированного отношения $(\text{Gd}/\text{Yb})_n > 1.5$ [56]. Эти геохимические характеристики базальтов Восточно-Индийского хребта, обогащенных в разной степени, но достаточно выдержанных по соотношению характеристических элементов, ассоциированы с плюмовым источ-

ником Кергелен [37, 53–55, 72, 85, 91]. Слабообогащенные характеристики отличаются от типично деплетированного MORB Индийского океана по полученным данным по базальтам драг 4 и 26 (см. рис. 4, Si-толеиты). Это может быть следствием их плавления гранат-клинопироксен содержащего остаточного перидотита, образованного в течение предыдущей истории его формирования [56].

Особое значение при идентификации источника обогащения магматизма Восточно-Индийского хребта приобретает изотопная характеристика. В статье [78] показаны вариации изотопных отношений в базальтах, вскрытых скважинами 121 рейса ODP, от верхних потоков до нижних и было установлено, что 180 м базальтовый фундамент не имеет каких-либо закономерных эволюционных трендов составов, как в пределах отдельных скважин, так и в пространстве. Отсутствие временных закономерностей указывает на то, что источник был гетерогенен в течение всего формирования Восточно-Индийского хребта [78]. На основании изучения особенностей Восточно-Индийского хребта также было получено, что изотопные различия в магматизме Восточно-Индийского хребта отражают гетерогенность источника в пределах каждого вулканического центра [78]. Простое бинарное смешение не объясняет изотопные вариации в пределах Восточно-Индийского хребта. Были выделены как минимум три обогащенных источника, проявляющихся в магматизме Восточно-Индийского хребта [78]. Наиболее деплетированным составом обладают базальты наиболее молодой скважины 756 (42 млн лет) с нерадиогенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, промежуточными $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и относительно радиогенными изотопными отношениями Nd и Hf (см. рис. 4). Вскрытые в скважине 758 (82 млн лет) наиболее обогащенные базальты с радиогенными отношениями Hf и нерадиогенными $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, промежуточными Sr и Nd, могут отражать характеристику обогащенного источника. Третий компонент с относительно обогащенными характеристиками с нерадиогенным Hf и Nd изотопными отношениями, радиогенными Sr и Pb – отмечены в горизонте 7 скважины 756 и части образцов скважины 757 (см. рис. 4). Возможно, что существует и четвертый источник с $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 18.55$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70425$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51278$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.28315$, который выявлен в лавах скважин 757 и 758. По мнению И.Г. Нобле Силва с соавт. [78], изотопный состав лав Восточно-Индийского хребта – промежуточный между магмами Кергелена и базальтами островов Сан Поль–Амстердам, что отражает влияние на формирование Восточно-Индийского хребта двух горячих точек. Несмотря на то, что современные полученные данные явля-

ются высокопрецензионными, мы сравнили все имеющиеся данные по Восточно-Индийскому хребту и плато Кергелен, включающие данные по драгировкам, чтобы представить общую картину магматизма хребта [36]. Нами показаны изотопные вариации Восточно-Индийского хребта и Кергелена, а также поднятий, связанных с плюмом Кергелена. Можно отметить главное – это отсутствие в лавах Восточно-Индийского хребта астеносферного деплетированного источника, типичного для Юго-Восточного Индийского хребта (рис. 6).

По сравнению с полем составов базальтов плато Кергелен и магм, связанных с ним (поднятия Афанасия Никитина, Натуралист, Брокен, острова Росс, Херд), базальты Восточно-Индийского хребта характеризуются более деплетированными составами и образуют достаточно компактное поле, занимающее промежуточное положение между полями Юго-Восточного Индийского хребта и Кергелена в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 6, а).

По данным изотопных отношений Pb [78], составы базальтов Восточно-Индийского хребта лежат в поле изотопных вариаций плато Кергелен и наиболее близки к составам молодых лав плато Кергелен и о. Росс (см. рис. 6, б). Принципиальное различие составов лав плато Кергелен и Восточно-Индийского хребта хорошо видно в Pb-изотопной систематике (см. рис. 6, б). Особенно это касается базальтов древнего поднятия Натуралист и скважины 738, пробуренной в южной части плато Кергелен, составы которых образуют четкий тренд, отражающий примесь вещества древней континентальной литосферы в различных пропорциях, что могло происходить на ранних этапах плюмового воздействия на древнюю континентальную литосферу.

Деплетированные разности Восточно-Индийского хребта имеют значения изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ около 15.5 и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ около 18.0. Эти базальты вскрыты скважинами 253, 254, 756 (~46 млн лет). Наиболее обогащенные разности отмечены в скважинах 758 (83 млн лет) и 757 (54 млн лет) (см. рис. 4). Значения изотопных отношений для них достигают $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – в интервале 15.57–15.6 и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – около 18.85. Отдельно на диаграмме располагаются составы базальтов из скважины 216 (65 млн лет), которые отличаются повышенными значениями отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и более низкими величинами отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ до 17.65, что может отражать присутствие вещества из мантийного источника с характеристиками EM-1. Для образцов базальтов из остальных скважин существует достаточно большой разброс значений изотопных отношений.

Таким образом, магматизм Восточно-Индийского хребта связан с эволюцией плюма Кергелена, раскрыв историю которого можно понять,

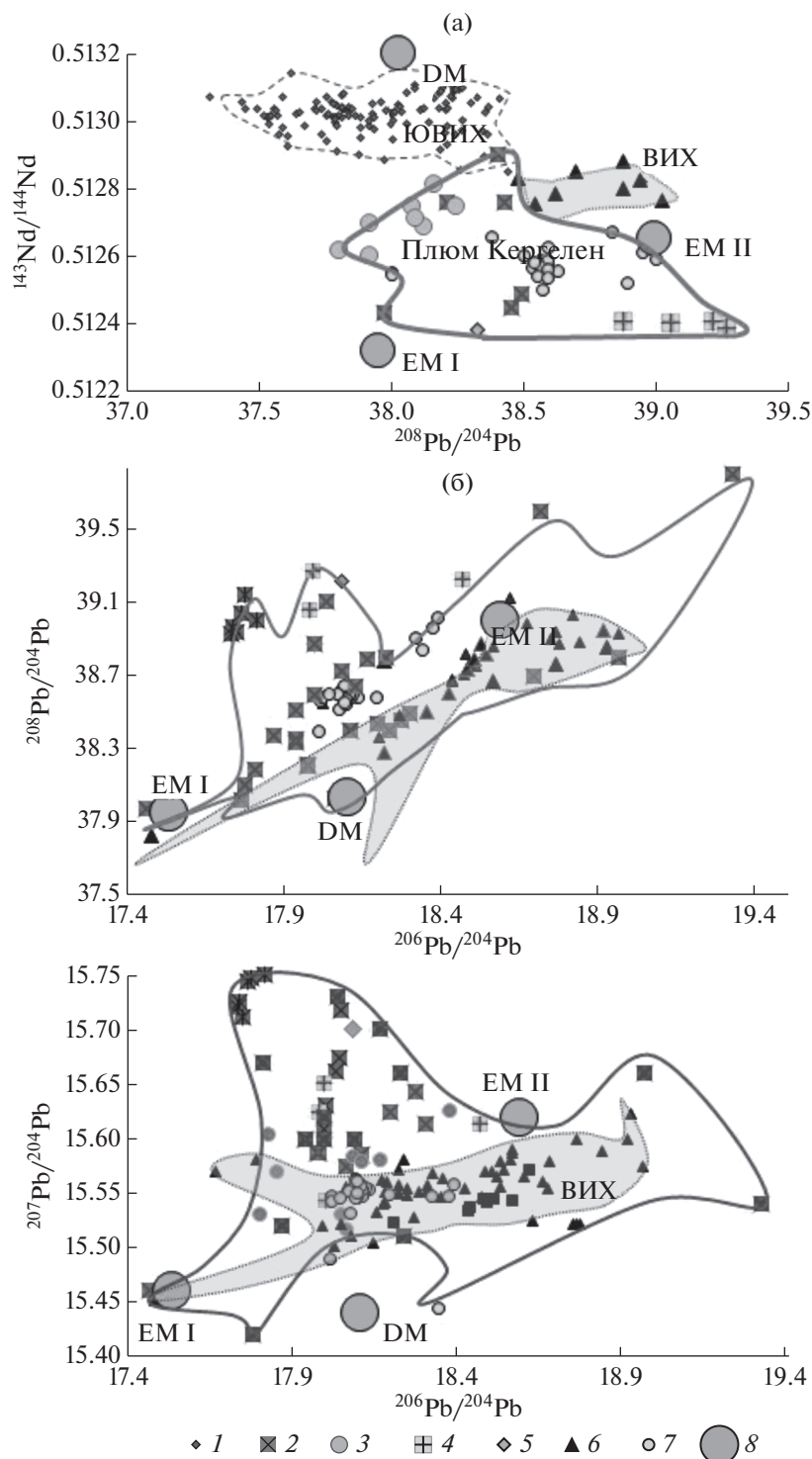


Рис. 6. Изотопная характеристика магм Восточно-Индийского хребта.

(а) – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ корреляция составов магм Восточно-Индийского хребта, развитых в пределах современной системы срединно-океанических хребтов Индийского океана и обогащенных базальтов, связанных своим происхождением с плюмом Кергелен;

(б) – вариации изотопного состава Рb, в магмах Восточно-Индийского хребта и базальтах (по [37]), данные приведены к исходным значениям по возрасту излияния.

1 – составы стекол Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ); 2 – магмы плато Кергелен по данным драгировок и скважин глубоководного бурения; 3 – базальты поднятия Афанасия Никитина; 4 – плато Брокен; 5 – Банбери; 6 – Восточно-Индийский хребет (ВИХ); 7 – молодые базальты острова Росс; 8 – модельные изотопные источники, по [42]

каким образом образовывались обогащенные магмы в пределах спрединговой зоны вблизи действующей горячей точки.

ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

История формирования Восточно-Индийского хребта связана с многоэтапной позднемеловой—кайнозойской эволюцией восточной части Индийского океана, которая хорошо задокументирована с использованием спрединговых линейных магнитных аномалий и включает три основные фазы спрединга и две четкие реорганизации кинематики плит [48, 65, 71, 73, 81, 86]. Образование Индийского океана началось с раскола восточной части Гондваны в поздней юре—раннем мелу примерно 120 млн лет назад на два отдельных континентальных массива Австралия—Антарктида и Большая Индия и их последующего раздвига. Основные события тектоно-магматической эволюции Индийской плиты отражаются в развитии трапповых провинций в ее континентальной части [44]. Предложенная в 1983 году тектоническая модель эволюции восточной части Индийского океана, в которой появился палеоспрединговый хребет Вартон, составляет основу всех последующих моделей [71].

Во время первой фазы (ранний-средний мел) Индийская плита двигалась на северо-восток относительно единой Австрало-Антарктической плиты, частью разделяющей их спрединговой границы юго-западного простирания были ортогональные активные трансформные разломы в Центральной котловине и котловине Вартон [86]. Именно тогда, ~120 млн лет назад, фрагмент континента — Банка Элан, который в настоящее время лежит на западной окраине плато Кергелен, отделился от современной восточной окраины Индии [19]. Эти последовательности раскола предполагают, что большая часть океанической коры в Бенгальском заливе эволюционировала в течение мелового периода спокойного магнитного поля (120—83 млн лет).

Во время второй фазы (средний мел—средний эоцен), ~80 млн лет назад, произошла первая существенная реорганизация плит и направление движения Индийской плиты изменилось с северо-восточного на северное. Примерно в это время, ~85 млн лет назад, Индия, которая стремительно дрейфовала на север как островной континент через океан Тетис, столкнулась с Кохистан—Ладакхской дугой Индской шовной зоны [44]. В конце этого периода в раннем эоцене ~53 млн лет назад произошло первое мягкое столкновение Индийского континента с островной дугой южноазиатской зоны субдукции, из-за чего замедлился северный дрейф Индийской плиты. Именно тогда 53 млн лет назад начали разделяться Ав-

стралия и Антарктида, которые до того были частями одной и той же Австрало-Антарктической плиты, включавшей хребет Брокен и плато Кергелен [86]. Впоследствии в восточной части Индийского океана образовались три плиты — Индийская, Австралийская и Антарктическая. Продолжается относительное движение между Индийской и Антарктической плитами вдоль трансформного разлома, который выражен глубоким трогом, расположенным восточнее Восточно-Индийского хребта. Пересечение этого трансформала с Индо-Антарктическим и Австрало-Антарктическим хребтами образует тройственное сочленение границ трех этих плит. Однако существуют противоречивые представления о границе между Индийской и Австралийской плитами. Согласно [85], примерно 53 млн лет назад образовалась активная граница в непосредственной близости от северного сегмента Восточно-Индийского хребта — спрединговый хребет Вартон, и новая безымянная плита между Индией и Австралией, которая в других реконструкциях не упоминается. В другой интерпретации хребет Вартон существовал уже ~90 млн лет назад как граница между Австралийской и Индийской плитами, ограничивая ее на юго-западе вместе с Индо-Антарктическим хребтом, с которым он был связан трансформным разломом 86° в.д. [64—67]. Сегменты западной оконечности хребта Вартон выявлены на Восточно-Индийском хребте на 0.5° ю.ш. и западнее в Центральной котловине. Они маркируют отмирания спредингового хребта и его перескоки на юг во время трех реорганизаций спрединга ~65, ~52 и ~42 млн лет назад [67].

Третья фаза спрединга началась в среднем эоцене ~42 млн лет назад, когда произошла вторая большая реорганизация плит в восточной части Индийского океана из-за жесткого столкновения Индийской плиты с Евразийской плитой — континентальной коллизией Индостана с Азией [44, 48, 64], и она продолжается до настоящего времени. Тогда спрединговый хребет Вартон перестал быть активным и перескочил на юг, что привело к объединению Индо-Антарктического и Австрало-Антарктического хребтов в современный Юго-Восточный Индийский хребет [64]. В это же время прекратилось относительное движение Индийской и Австралийской плит вдоль трансформной границы, и они слились в единую Индо-Австралийскую плиту. Коллизионная тектоника в результате жесткого столкновения привела не только к образованию Гималаев, высочайшей горной системы [44]. Это компрессионное сжатие также сформировало уникальную область внутриплитной деформации океанической литосферы на севере Индийской плиты, охватывающую Восточно-Индийский хребет [84].

Значительное влияние на эволюцию литосферы Индийского океана, включая его восточную

часть, в разные геологические эпохи оказали несколько мантийных плюмов, или горячих точек. Магматизм плюма Кергелен, который расположен в восточной части Индийского океана, способствовал образованию Восточно-Индийского хребта. Активность плюма Кергелен началась ~130 млн лет назад, когда раздельно существующие сейчас континентальные блоки Индия, Австралия и Антарктида были частью единого материка Гондвана [19]. Активность плюма Кергелен вызвала широкое распространение вулканизма в течение мелового и кайнозойского периодов в континентальных и океанических регионах, который привел к образованию магматических провинций Раджмахал, Банбери и лампрофировых даек на окраинах Индии, Австралии и Антарктиды, а также Восточно-Индийского хребта и других плато и асейсмичных хребтов [38, 45]. Горячая точка Кергелен (~120 млн лет назад) была под Антарктической плитой, формируя южную и центральную части плато Кергелен и хребет Брокен. Первая радикальная реорганизация плит ~90 млн лет назад переместила эту горячую точку под Индийскую плиту и это привело к образованию Восточно-Индийского хребта [64]. Вторая главная фаза реорганизации плит ~42 млн лет снова переместила горячую точку Кергелен под Антарктическую плиту, и результатом стало создание северной части плато Кергелен, включая архипелаг Кергелен и острова Херд, Росс и МкДональд. Движение Индийской плиты сопровождалось перескоком спрединговой зоны, в пределах которой магмагенерация протекала с различной интенсивностью [88]. При этом могли возникать циклы магмообразования с периодичностью ~16 млн лет, а также более короткие циклы ~5 млн лет. Интенсивность и пульсация циклов обусловлена периодичностью существования плюма.

Модели формирования Восточно-Индийского хребта

При изучении Восточно-Индийского хребта было сделано множество предположений о его природе, которые уточнялись по мере получения новых геолого-геофизических данных. Полученные результаты глубоководного бурения однозначно определили, что коренные породы хребта являются океаническими базальтами [47, 56, 78, 93, 95], что привело к несостоятельности первоначальных мнений, предполагавших тектоническую природу Восточно-Индийского хребта [3, 51, 69, 70]. Далее развивались представления о его тектоно-магматической природе как вулканического хребта, образованного в результате взаимодействия спредингового центра и трансформного разлома [43, 85, 92], массивных излияний базальтов в развивающемся гигантском разломе в условиях глобального растяжения [1, 11, 17, 22]. Одна-

ко доминирующая в настоящее время гипотеза рассматривает Восточно-Индийский хребет как след горячей точки Кергелен [37, 46, 57, 67, 73, 78, 79, 88].

Возраст Восточно-Индийского хребта по данным прямого определения в образцах коренных вулканических и осадочных пород из скважин глубоководного бурения линейно возрастает с юга на север от 43 млн лет (скв. 254 DSDP, ~31° ю.ш.) до 77–83 млн лет (скв. 758 ODP, ~5.5° с.ш.) [67, 80] (рис. 7). Возраст его самой южной оконечности хорошо согласуется с началом заключительной третьей фазы реорганизации спрединга в восточной части Индийского океана в среднем эоцене примерно 42 млн лет назад, когда произошла вторая большая реорганизация плит в восточной части Индийского океана из-за жесткого столкновения Индийской плиты с Евразийской плитой – континентальной коллизией Индостана с Азией [44, 48, 64, 71, 79]. При этом в результате объединения Индо-Антарктического, Вартон и Австрало-Антарктического спрединговых центров образовался современный Юго-Восточный Индийский спрединговый хребет. С этого времени горячая точка Кергелен находится под Антарктической плитой и формирует вулканические структуры плато Кергелен. Восточно-Индийский хребет как внутриплитное поднятие дрейфует от Юго-Восточного Индийского хребта в северо-восточном направлении вместе со ставшей тогда единой Индо-Австралийской плитой [81].

Севернее скважины 758 ODP Восточно-Индийский хребет прослеживается в виде антиклинального поднятия фундамента под осадочными отложениями Бенгальского фэна до 20° с.ш. [74], и драгирование коренных пород здесь не представляется возможным. Поэтому предположения о возрасте северной оконечности Восточно-Индийского хребта (севернее 9° с.ш.) были сделаны по геофизическим данным. Была предложена интерпретация происхождения северного сегмента Восточно-Индийского хребта, основанная на результатах структурного анализа осадочного покрова на разрезах многоканального сейсмопрофилирования, полученных нефтяной компанией Petroleum Geo-Services (PGS) (г. Осло, Норвегия) при разведке месторождений углеводородов в Бенгальском заливе [75]. Предположительно, Восточно-Индийский хребет начал формироваться над горячей точкой Кергелен вблизи континентальной окраины [75].

Горячая точка образовала и большую часть плато Кергелен в меловой период в апте–туроне вблизи пересечения Индийского, Антарктического и Австралийского континентальных блоков, которые еще не отделились от своих Гондванских позиций, поэтому некоторые мело-

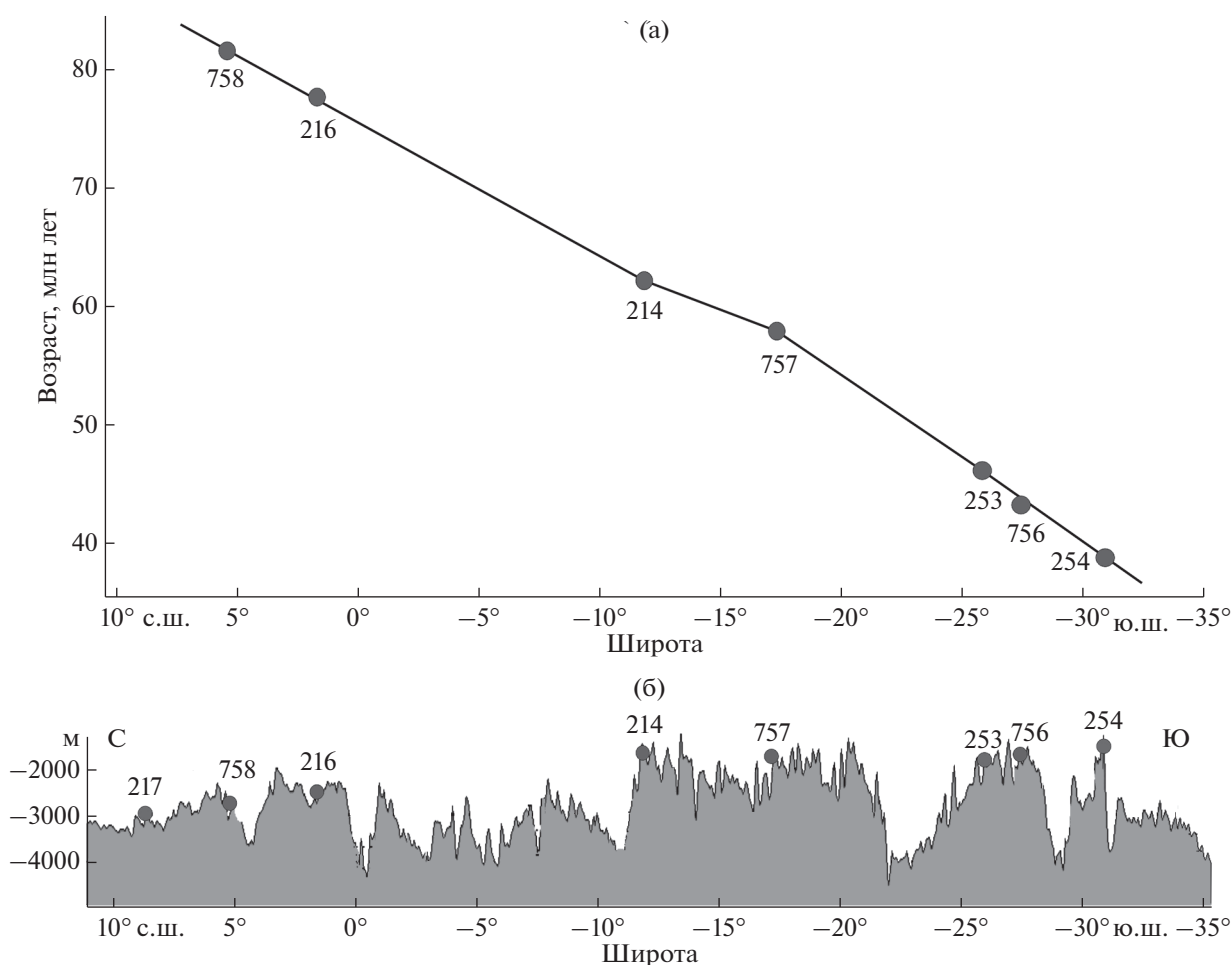



Рис. 7. Скважины глубоководного бурения DSDP и ODP на Восточно-Индийском хребте. (а) – кривая возраста разбуренных базальтов; (б) – батиметрический профиль.

вые базальты плато Кергелен имеют континентальные признаки [54]. Базальты в северном сегменте Восточно-Индийского хребта могли иметь аналогичное континентальное влияние [75]. По косвенным оценкам северный сегмент Восточно-Индийского хребта формировался, начиная с 130–100 млн лет во время рифтинга и северного дрейфа Индийской плиты до ~84 млн лет [75]. Однако Р.Е. Мореманс и С.К. Сингх [75] сами отмечают субъективность этих оценок из-за отсутствия четких и непрерывных магнитных аномалий в Бенгальском заливе восточнее Индии. Это относится и к их предположению о возможном существовании в северной части Восточно-Индийского хребта утоненной Индийской континентальной коры и того, что его северный сегмент был образован на Индийской континентальной коре [75]. Ранее уже отмечалось генетическое сходство базальтов Восточно-Индийского хребта с траппами Раджмахал в континентальной Восточной Индии [1, 38]. Предполагалось, что трансформный разлом 90° наследует один из гигантских разломов планетарного масштаба, су-

ществовавшего на континенте Гондвана [11, 28]. В процессе образования восточной части Индийского океана и спрединга морского дна вдоль этой ослабленной зоны развивался разлом, последовательно распространяясь от континента в океан, что может объяснять закономерное уменьшение возраста Восточно-Индийского хребта в южном направлении [1, 17]. Основной механизм формирования Восточно-Индийского хребта в такой модели связан с развитием разломной зоны на консолидированной океанической коре, провоцирующим декомпрессионное плавление, подъем к поверхности мантийного вещества и излияния больших объемов базальтовых магм [1, 22].

Восточно-Индийский хребт южнее 10° с.ш., где он выражен в рельефе дна, разделен на три морфологически различных сегмента, границы которых отличаются [17, 65, 81]. Эти сегменты кроме рельефа дна и характера разломов в осадочном чехле также отличаются глубинным строением хребта и мощностью океанической коры под ним [68, 87, 90]. Выявленную сегментацию Восточно-Индийского хребта объясняют разными

Таблица 1. Эволюционные модели Восточно-Индийского хребта.



	Royer et al., (1991), [81]	Krishna et al., (1999), [65]	Tiwari et al., (2003), [90]	Kumar et al. (2013), [68]	Sreejith et al., (2015), [88]
758 (82 млн лет)	Внутриплитный вулканизм на Индийской плите	Внутриплитный вулканизм на Индийской плите	Внутриплитный вулканизм на Индийской плите	Внутриплитный вулканизм на Индийской плите	Внутриплитный вулканизм на Индийской плите
216 (78 млн лет)	2°–5° ю.ш.	2°–5° ю.ш.	2°–5° ю.ш.	0,5° с.ш.	2° с.ш.
214 (62 млн лет)	На краю Антарктической плиты	На краю Индийской плиты	Положение горячей точки рядом со спрединговым центром	Взаимодействие горячей точки и спредингового хребта	Перескок на Антарктическую плиту и объединение с Индийской плитой в виде нескольких сегментов в ходе многократных перескоков хребта в южном направлении
757 (58 млн лет)	15° ю.ш.	11° ю.ш.	11° ю.ш.	17° ю.ш.	18° ю.ш.
253 (46 млн лет)	На краю Индийской плиты	Вулканизм на оси спрединга	Взаимодействие горячей точки и спредингового центра	Заключительные стадии спредингового взаимодействия и вулканизм на краю Индийской плиты	Перескок на Антарктическую плиту и объединение с Индийской плитой после умеренного перескока оси спрединга
756 (43 млн лет)	28° ю.ш.	17° ю.ш.	18°–19° ю.ш.	17° ю.ш.	18° ю.ш.
254 (38 млн лет)	28° ю.ш.	28° ю.ш.	28° ю.ш.	28° ю.ш.	28° ю.ш.
		На краю Индийской плиты	Внутриплитный вулканизм на Индийской или Антарктической плите		Перемещение хребта на Индийскую плиту, имеющую относительно разуплотненную кору

геологическими условиями во время образования отдельных его участков в зависимости от расположения горячей точки Кергелен относительно спредингового центра в зоне трансформного разлома во время трех основных фаз спрединга восточной части Индийского океана (табл. 1).

Ж.И. Ройер с соавт. [81] на основании анализа батиметрии хребта и магнитных аномалий в прилегающих котловинах Центральной и Вартон предложили модель трехфазной тектонической эволюции формирования Восточно-Индийского хребта в результате магматической активности горячей точки Кергелен.

В этой модели, по данным исследования внутриплитного вулканизма, северная часть хребта (севернее 2,5° ю.ш.) построена на Индийской плите и океаническая кора по обе стороны хребта принадлежит Индийской плите. Средняя часть

Восточно-Индийского хребта (2,5°–15° ю.ш.) сформировалась на краю Антарктической плиты или вероятно – на недолго существовавшей безымянной микроплите. Южная часть Восточно-Индийского хребта (южнее 15° ю.ш.) сформирована на краю Индийской плиты, непосредственно западнее трансформного разлома, разделявшего Индийскую и Австралийскую плиты.

К.С. Кришна с соавт. [65] дополнительно проанализировал сейсмические профили и предложили свое видение геологической истории формирования Восточно-Индийского хребта. Восточно-Индийский хребет (севернее 2,5° ю.ш.) также формировался во время внутриплитного вулканизма на Индийской плите [65]. Средний сегмент протягивается несколько южнее и разделен на два участка. Участок между 2,5° ю.ш. и 11° ю.ш., по-видимому, формировался на краю

Индийской плиты, а между 11° ю.ш. и 17° ю.ш. образовался в результате вулканизма горячей точки Кергелен на оси спредингового хребта Вартон. Это согласуется с двумя этапами — средний мел и поздний мел—средний эоцен [48], на которые разделили вторую фазу (средний мел—средний эоцен) общепринятой трехфазной модели спрединга [65, 71, 73, 81, 86]. Южный сегмент Восточно-Индийского хребта (южнее 17° ю.ш.), как и первой модели [81], сформирован на краю Индийской плиты.

В.М. Тивари с соавт. [90] предположил эволюционную модель для Восточно-Индийского хребта на основе анализа эффективной упругой мощности литосферы, определенной в результате плотностного моделирования по батиметрическим и гравитационным профилям. Эта мощность оказалась разной в северной, центральной и южной частях Восточно-Индийского хребта: сравнительно высокая на севере ~ 17 км, более высокая на юге ~ 22 км и почти нулевая ~ 0 км в центре.

Предположительно, районы с мощной упругой литосферой были сформированы на относительно древней литосфере в стороне от спредингового хребта внутриплитным вулканизмом. Согласно этой эволюционной модели, южный сегмент располагался вдоль пограничной разломной зоны между Антарктической и Австралийской плитами, а низкие значения эффективной упругой мощности в центральном сегменте свидетельствуют о формировании мощной коры в результате взаимодействия горячей точки с спрединговым хребтом Вартон.

Приведенные три эволюционные модели [65, 81, 90] расходятся в определении природы Восточно-Индийского хребта, за исключением его северного сегмента, образованного внутриплитным вулканизмом в Индийской плите, и, частично, южного сегмента. Для объяснения природы среднего сегмента предлагаются разные модели:

- формирование сегмента на краю Антарктической плиты [81];
- формирование сегмента на краю Индийской плиты, где позже произошел перескок оси спрединга в район горячей точки [65];
- возможно, горячая точка сразу находилась в непосредственной близости от оси спрединга [90].

В связи с данными расхождениями были созданы эволюционные модели Восточно-Индийского хребта на основании анализа изменения упругой эффективной мощности литосферы Восточно-Индийского хребта по результатам пространственно-спектрального анализа спутниковых гравитационных данных [68, 87].

Р.Т. Кумар и Б.Ф. Виндлей [68] предложили свою трехфазовую тектоническую модель эволюции Восточно-Индийского хребта. Для данной

модели характерна большая глубина границы Мохо ($15\text{--}20$ км), которая сильно прогибается под Восточно-Индийским хребтом, достигая максимального значения 22 км в его центральном сегменте в районе плато Осборн. Северный сегмент у них, как и в других моделях, сформирован внутриплитным вулканизмом в Индийской плите. Его сравнительно мощная прочная литосфера (T_e) при относительно неглубокой глубине Мохо объясняется высокой скоростью дрейфа Индийской плиты. Контрастно маломощная литосфера (T_e) центрального сегмента по сравнению с северным и южным сегментами свидетельствует о непрочной и расслоенной верхней мантии под ним. В период $60\text{--}40$ млн лет назад в результате взаимодействия горячей точки Кергелен со спрединговым хребтом Вартон происходил значительный прогрев и термическое омоложение литосферы. С этим связано и глубокое залегание здесь Мохо, подтверждающее наличие корня мантийных пород низкой плотности. Такие же низкие мощности прочной литосферы при глубоком Мохо они получили и в южном сегменте. Это свидетельствует о том, что во время излияния мантийной магмы плюма литосфера здесь была относительно молодой, поэтому непрочной. В отличие от линейного и непрерывного характера T_e центрального сегмента, южный сегмент характеризуется дискретными низкими значениями T_e , потому что он сформировался вне спредингового хребта на краю Индийской плиты [68].

Р.М. Сриижит и К.С. Кришна [87] модифицировали прежнюю четырехфазную модель [65], при этом изменив границы выделенных сегментов. В работе [87] эффективная мощность коры (T_e) определена в результате плотностного моделирования на основании альтиметрических и гравиметрических данных по 72-м профилям, расположенным равномерно вдоль простирания Восточно-Индийского хребта от 8° с.ш. до 28° ю.ш. с интервалом ~ 50 км. На основании построенных и проанализированных карт рельефа поверхности Мохо была установлена аномально большая ($15\text{--}19$ км) мощность коры Восточно-Индийского хребта. Были выявлены сильные пространственные вариации значений эффективной мощности (T_e) в диапазоне от 4 до 35 км, которые объясняют то, что хребет был скомпенсирован вдоль его простирания разными изостатическими механизмами.

Эта эволюционная модель для северного (севернее 2° с.ш.) и южного (южнее 18° ю.ш.) сегментов хребта согласуется с моделями К.С. Кришна с соавт. [65], Ж.И. Ройер с соавт. [81] и В.М. Тивари с соавт. [90]. Северный сегмент характеризуется большими ≥ 25 км значениями эффективной мощности (T_e), что свидетельствует о его формировании на прочной, от-

носителем древней литосфере. Эффективная мощность (T_e) в диапазоне 10–14 км в южном сегменте предполагает его формирование на умеренно прочной литосфере за пределами спредингового хребта. Тогда как для центрального сегмента с сильной изменчивостью значений эффективной мощности (T_e) в диапазоне 4–24 км предложена более сложная модель взаимодействия спредингового центра с горячей точкой вместе с многократными перескоками спредингового хребта под Восточно-Индийским хребтом. Северная часть его центрального сегмента (2° с.ш. – 8° ю.ш.) с хаотичными значениями эффективной мощности, по-видимому, формировалась на коре переменчивого возраста, образованной многократными перескоками спредингового хребта, тогда как его южная часть (8° ю.ш. – 18° ю.ш.) с более плавно линейно меняющимися значениями эффективной мощности была сформирована на коре с монотонно увеличивающимся возрастом в результате умеренного перескока хребта на юг. Морфологической границей между двумя этими частями является косая разломная зона 89° в.д., которая пересекает Восточно-Индийский хребет примерно на 11° ю.ш. и действует как термомеханическая граница для интенсивного вулканизма горячей точки Кергелен.

Модели К.С. Кришна с соавт. [65], Ж.И. Ройер с соавт. [81], Р.М. Срижит и К.С. Кришна [87] наследуют модель тектонической эволюции Восточно-Индийского хребта Дж.Г. Склейтера и Р.Л. Фишера [86], связанную с перескоками спредингового хребта Вартон в южном направлении. Подобные перескоки провоцируются воздействием близко расположенного мантийного плюма, который создает термическую аномалию, разрушавшую океаническую литосферу. В данной модели эти перескоки спредингового центра объясняли наличие в центральном сегменте Восточно-Индийского хребта между разломными зонами 86° в.д. и 90° в.д. аномального участка протяженностью по широте 11° (~2000 км), который в два раза длиннее участков океанической коры того же возраста в прилегающих котловинах. Скорость образования коры Восточно-Индийского хребта ~118 км/млн лет в два раза превышает скорость образования коры в прилегающих котловинах Центральной западнее разломной зоны 86° в.д. (58 км/млн лет) и Вартон восточнее разломной зоны 92° в.д. (55 км/млн лет) [67]. Данное различие не может быть объяснено простым дрейфом плиты, т.е. разницей между относительными скоростями движения плиты, зарегистрированными спрединговыми линейными магнитными аномалиями. Это различие определяется скоростью вулканического разрастания Восточно-Индийского хребта. Данный аномальный протяженный участок Восточно-Индийского хребта сформирован корой, образовавшейся на Индийской и Ан-

тарктической плитой одновременно по обе стороны от разделяющей их спрединговой границы, после ее перескока [67]. Предположительно, многократные перескоки хребта в южном направлении происходили под Восточно-Индийским хребтом между разломными зонами 89° в.д. и 90° в.д. и были вызваны именно близостью горячей точки Кергелен к оси спредингового хребта. После каждого такого перескока часть коры из Антарктической плиты приключалась к коре Индийской плиты. Сегменты Восточно-Индийского хребта, сформированные на Антарктической плите, должны иметь обратную возрастную последовательность (т.е. возраст уменьшается в северном направлении) на фоне общего омоложения хребта в южном направлении (см. рис. 7, а).

Положение фиксированного мантийного плюма под спрединговым центром в обстановке, при которой происходил перескок спредингового центра в южном направлении, привлекало внимание исследователей и раньше [86]. Поэтому Дж.Г. Склейтер и Р.Л. Фишер [86] предполагали, что Восточно-Индийский хребет – это вулканическая гряда, образованная в месте пересечения активного спредингового центра с протяженным трансформным разломом без какого-либо участия плюма. Тем не менее, в более поздних моделях, где Восточно-Индийский хребет рассматривается как след горячей точки Кергелен, эти перескоки спредингового хребта Вартон сохраняются как основной механизм формирования центрального сегмента Восточно-Индийского хребта [65, 81, 87]. Формирование Восточно-Индийского хребта иллюстрируют схемы его тектонической эволюции на время 74, 62, 55 и 42 млн лет назад (рис. 8) и взаимодействие при этом горячей точки Кергелен со спрединговым хребтом (рис. 9), по [67], развивающие более ранние представления К.С. Кришна с соавт. [65]. Непосредственно западнее Восточно-Индийского хребта отмечены два эпизода – примерно 65 и 42 млн лет назад перескок спредингового хребта Вартон, и в результате – перемещение океанической коры Антарктической плиты на Индийскую плиту [67]. Эти выводы основаны на хорошо определенных линейных магнитных аномалиях в Центральной котловине и котловине Вартон, прилегающих к Восточно-Индийскому хребту. Около 50% океанической коры прогнозируется в узком коридоре непосредственно под Восточно-Индийским хребтом, куда она была перенесена частыми небольшими перескоками спредингового хребта. Однако этот вывод условный, т.к. магнитные аномалии в этом коридоре не выявлены.

Несмотря на то, что в приведенных пяти эволюционных моделях северный сегмент Восточно-Индийского хребта был сформирован внутриплитным вулканизмом внутри Индийской плиты вдали от спредингового центра [65, 81, 87, 90], от-

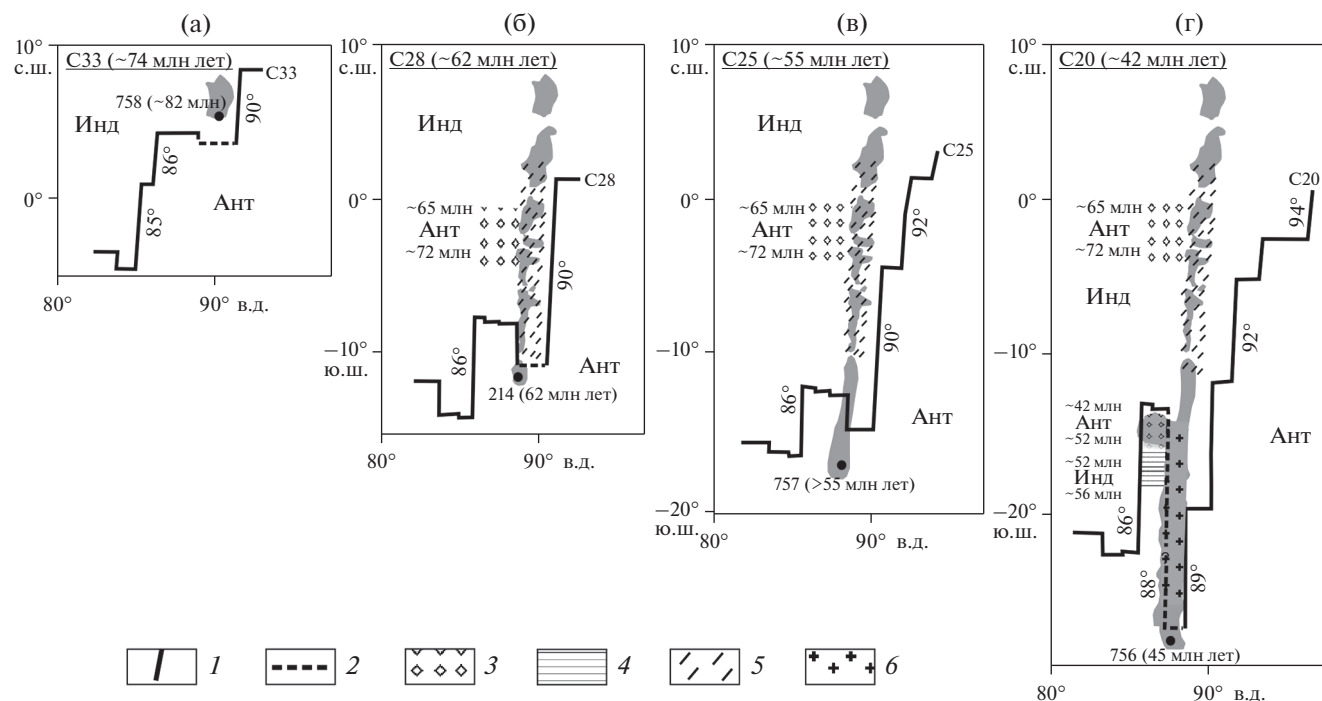


Рис. 8. Тектоническая эволюция Восточно-Индийского хребта в интервале поздний мел–ранний кайнозой (по данным [67], с дополнениями и изменениями).

Схемы построены по четырем временным интервалам, которым соответствуют магнитные аномалии: (а) – С33 (~74 млн лет); (б) – С28 (~62 млн лет); (в) – С25 (~55 млн лет); (г) – С20 (~42 млн лет).

Обозначено: ВИХ – Восточно-Индийский хребет; Ант – Антарктическая плита; Инд – Индийская плита.

Показано: возраст базальтов (в скобках); направления движения расплавов, продуцируемых горячей точкой Кергелен (стрелка); номер скважины глубоководного бурения и установленный возраст (точка).

1 – спрединговые центры Вартон и трансформные разломы, хорошо определенные по магнитным аномалиям в котловинах, прилегающих к Восточно-Индийскому хребту; 2 – палеоспрединговая ось хребта Вартон под Восточно-Индийским хребтом, положение условно, т.к. магнитные аномалии здесь не выявлены; 3 – перемещенная кора Антарктической плиты; 4 – измененная кора Индийской плиты, перенесенная с Индийской плиты на Антарктическую и обратно; 5 – участок Восточно-Индийского хребта между трансформами 89° в.д. и 90° в.д., где кора Антарктической плиты смещается небольшими перескоками; 6 – участок Восточно-Индийского хребта между трансформами 88° в.д. и 89° в.д., где Антарктическая кора смещается небольшими перескоками

мершие его сегменты и связанная с ними избыточная океаническая кора были выявлены в пределах хребта севернее экватора [48]. М. Деса с соавт. [48] считают, что взаимодействие спредингового хребта с плюмом, проявляющееся в перескоках спредингового хребта на юг, было еще 75.8 млн лет назад вплоть до 5.4° с.ш. На основании структурного анализа разломной тектоники вдоль Восточно-Индийского хребта по данным многолучевой батиметрической съемки и многоканального сейсмопрофилирования рейса научно-исследовательского судна “Roger Revelle” в 2007 г. (США) и спутниковых гравитационных карт выявлено развитие по всему хребту сбросов, изначально образовавшихся в спрединговом центре [83]. Это предполагает, что все время своего формирования Восточно-Индийский хребет никогда не был далеко от спрединговой зоны, что не согласуется с рассмотренными нами эволюционными моделями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восточно-Индийский хребет – одна из самых выразительных и удивительных линейных структур Земли протяженностью более 5000 км при ширине 100–200 км. Строгая субмеридианальная форма хребта предполагает единообразные процессы и механизмы формирования, что не согласуется с изменением строения вдоль его простираения. По геофизическим данным Восточно-Индийский хребет разделен на три основных сегмента, границы и строение которых уточнялись по мере накопления новых данных. Современные эволюционные модели строения Восточно-Индийского хребта основаны на интерпретации линейных магнитных аномалий в прилегающих Центральной котловине и котловине Вартон [65], которые на самом хребте не выделяются.

Дальнейшие исследования позволят изучить природу и прояснить распределение вдоль Во-

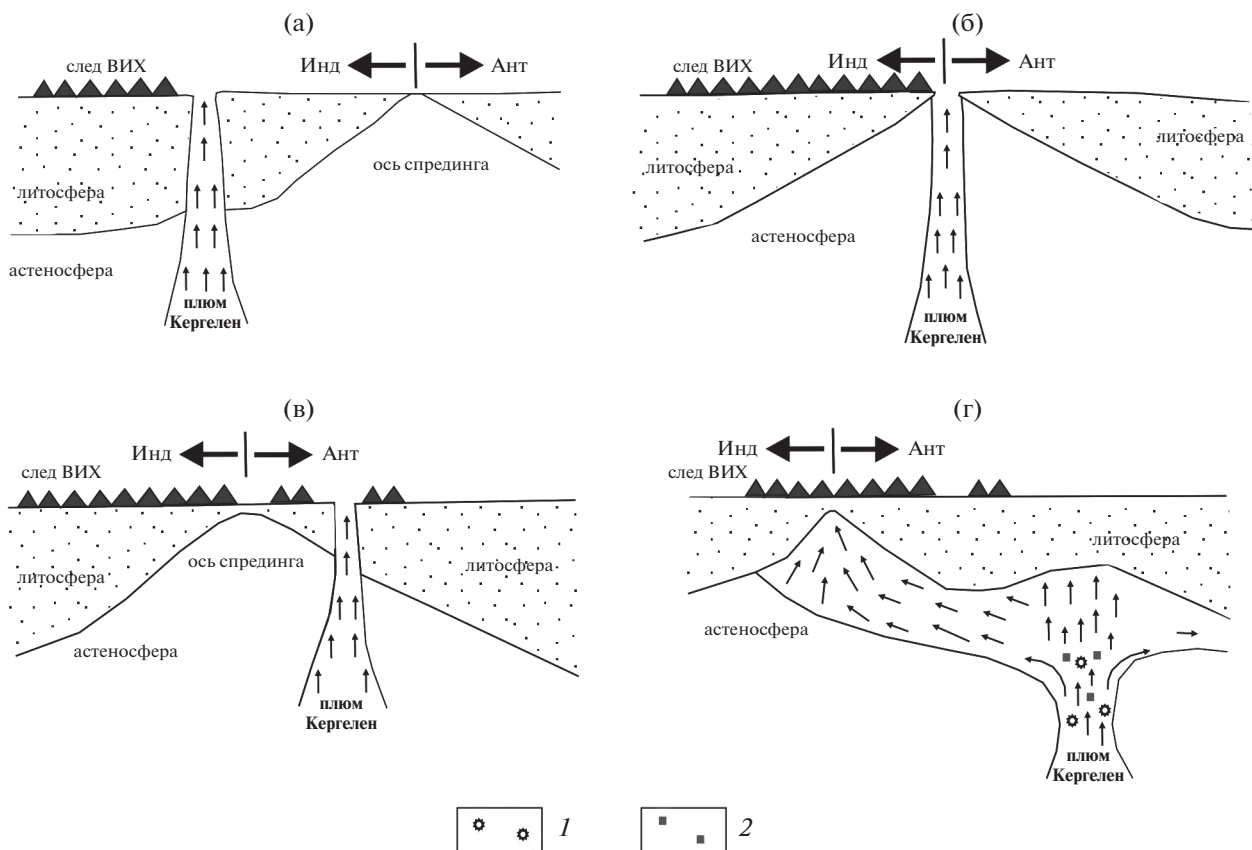


Рис. 9. Схематические модели взаимодействия плюма Кергелен с ближайшими сегментами хребта и океанической литосферой во время образования Восточно-Индийского хребта (по [37, 67], с изменениями и дополнениями). Инд – Индийская плита, Ант – Антарктическая плита. Показано (стрелки) направления движения расплавов, продуцируемых горячей точкой Кергелен. (а) – внеосевой вулканизм, при котором горячая точка располагалась севернее от спредингового центра; (б) – осевой вулканизм, при котором горячая точка располагалась под спрединговым хребтом после перемещения границы Индийской плиты к северу относительно почти неподвижной Антарктической плиты; (в) – вулканизм на фланге хребта, при котором горячая точка располагалась под утоненной литосферой Антарктической плиты; (г) – осевой вулканизм, при котором горячая точка расположена в стороне, под древней литосферой Антарктической плиты. 1–2 – неоднородности в зоне плавления (по [37]): 1 – поднимаемые плюмом, 2 – образованные в результате подплавления литосферы

сточно-Индийского хребта различных типов составляющих его вулканических пород.

Выявленная широкая геохимическая гетерогенность магматизма как в пределах единичной скважины, так и вдоль всего хребта отражает процесс генерации в спрединговой области с постоянной примесью магм обогащенного плюмового источника, варьирующего по геохимическим характеристикам.

Для понимания природы Восточно-Индийского хребта, геохимического состава пород и главное – возраста коренных пород – важны результаты обработки образцов коренных пород, драгированных равномерно вдоль хребта, как это было проведено в рейсе KNOX06RR научно-исследовательского судна “Roger Revelle” (США).

Однако пока выполнен только геохимический анализ и только небольшой части этих образцов [56, 57, 78]. Прежде всего, это позволит проверить, действительно ли аномальный центральный участок Восточно-Индийского хребта состоит из чередующихся фрагментов коры с противоположным возрастным трендом, не соответствующим общему омоложению хребта с севера на юг. Предполагается, что здесь могут быть найдены базальты, которые подтвердят образование Восточно-Индийского хребта в результате объединения вулканической активности спредингового хребта Вартон и горячей точки Кергелен [66]. Это предположение существенно, потому что именно данная интерпретация была заложена в основу современных моделей формирования Восточно-Индийского хребта.

Накопленные за время исследований Восточно-Индийского хребта геофизические данные, собранные во время рейсов научно-исследовательских судов, позволят ответить лишь на некоторые из существующих вопросов, даже при условии применения для их обработки новейших методов. Их основной объем составляют аналоговые данные, малопригодные для цифровых методов обработки, основанных на компьютерных технологиях, невысокое качество этих аналоговых данных со временем еще больше снижается. Другая проблема связана с довольно условной географической локализацией этих данных, полученных с низкой навигационной точностью. Именно поэтому в последнее время стремительно растет количество исследований Восточно-Индийского хребта по результатам различного геофизического моделирования, основанного на спутниковых наблюдениях. Детальность и разрешающая способность спутниковых данных намного ниже, чем у данных набортной съемки. Они малопригодны для изучения магнитных аномалий, которые лежат в основе построения эволюционных моделей хребта. Поэтому для ответа на все вопросы о строении, эволюции и природе Восточно-Индийского хребта необходимы регулярные научные геолого-геофизические рейсы, которые после 1990-х гг. стали редкими. Заявки на такие рейсы, включая глубоководное бурение новых скважин, постоянно подаются исследователями России, Индии, США и других стран, но пока, в основном из-за финансовых ограничений, они не выполняются. Возможно, можно достигнуть какого-то прогресса, если объединить усилия ученых разных стран в совместных проектах изучения Восточно-Индийского хребта.

ВЫВОДЫ

По данным изучения в течение более 50 лет уникальной структуры внутриплитного океанического поднятия – Восточно-Индийского хребта, мы пришли к следующим выводам.

1. Геофизические данные свидетельствуют о сильной латеральной и глубинной неоднородности Восточно-Индийского хребта. В рельефе дна выделяются три морфологических сегмента: северный сегмент с эшелонированной структурой серии отдельных больших вулканических построек, узкий и низкий центральный сегмент и южный сегмент, в который входит широкий и однородный вулканический массив. Эти сегменты различаются глубинным строением – с мощной относительно однородной механически прочной литосферой на севере и юге, которая формировалась на краю Индийской плиты, тогда как тонкая, хаотическая, сильно изменяющаяся литосфера в центральном сегменте образовывалась вблизи спредингового центра в процессе его перескоков

в южном направлении. Максимальная глубина границы Мохо в центральном, изостатически компенсированном сегменте подтверждает наличие глубокого корня пород с низкой плотностью из-за термической аномалии.

2. В осадочном чехле Восточно-Индийского хребта отражается сильная тектоническая раздробленность и широкое развитие разрывных нарушений разной интенсивности и стиля. Природа древних меридиональных нарушений, по-видимому, связана с формированием Восточно-Индийского хребта в зоне гигантского разлома (палеограница, трансформ и т.п.). Молодые (до современных) секущие нарушения – сбросы, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги – имеют индивидуальные особенности в каждом из трех сегментов, отражая возможные события меридионального растяжения, сжатия и сдвига. Природа молодых секущих нарушений может быть связана с разными геодинамическими процессами – спредингом Центрально-Индийского и Австрало-Антарктического хребтов, континентальной коллизией Индостана с Азией и другими тектоническими процессами.

3. Отсутствие подобного районирования аномального магнитного поля Восточно-Индийского хребта объясняется сравнительно одинаковой по всему простиранию намагниченностью слагающих его базальтов. Выделение спрединговых линейных магнитных аномалий проблематично из-за редкой и непрезентативной сетки профилей магнитной съемки.

4. Структура Восточно-Индийского хребта сформирована в интервале около 90–40 млн лет назад и сложена магмами толеитового состава. Формирование толеитовых магм происходило в пределах древней спрединговой зоны хребта Вартон в ходе взаимодействия трансформного разлома, спрединговой зоны и плюма Кергелен, расположенного вблизи хребта. Влияние плюма сказывалось особенно сильно в интервале 70–50 млн лет, о чем свидетельствует появление первичных магм, низко-Ti, обогащенных Si с высокими степенями плавления мантийного протолита, начинающегося в пределах гранатовой фации перидотитовой мантии и продолжающегося вплоть до глубин ≤ 30 км. Геохимические составы магм обогащены в разной степени некогерентными элементами, характер распределения которых достаточно выдержан для всех групп магм.

5. Значения изотопных отношений Pb, Sr, Nd, Hf варьируют как в различных зонах Восточно-Индийского хребта, так и в пределах одной скважины. Однако диапазон этих изменений значительно меньше, чем в магмах плато Кергелен и других внутриплитных поднятий восточной части Индийского океана (поднятие Натуралист, поднятие Брокен, поднятие Банбери, поднятие

Афанасия Никитина, острова архипелага Кергелен), происхождение которых также связано с плюмом Кергелен. Главный источник обогащения, типичный для океанических островов ЕМ-II. Наблюдаются единичные находки базальтов с примесью источника ЕМ-I, отражающие примесь древнего литосферного источника, отмеченного для некоторых магм плато Кергелен. Отсутствие типично деплетированных, океанических (астеносферных) магм, излияние обогащенных расплавов с различными изотопными характеристиками свидетельствует в пользу того, что процесс генерации магм протекал таким образом, что астеносферные магмы не проникали на поверхность, а повсеместно смешивались с магмами плюмового источника. Этот источник близок к тому источнику, который проявлен в современных лавах о. Росс архипелага Кергелен.

6. Различие существующих эволюционных моделей Восточно-Индийского хребта, построенных на основании комплексного анализа геофизических данных, отражает их недостаточную детальность вдоль всего хребта. В соответствии с моделями, формирование северного сегмента хребта связано с внутриплитным вулканизмом на Индийской плите вдали от спредингового центра. В то время как формирование южного сегмента происходило на краю Индийской плиты вблизи пограничного трансформного разлома. Для центрального сегмента, характеризующегося наиболее сложным строением, не существует однозначных объяснений его происхождения. Его формирование в разных моделях происходило на краю Антарктической или Индийской плиты или на недолго живущей безымянной микроплите в результате изменения относительного положения плюма Кергелен и оси спрединга, вызванного многочисленными перескоками спредингового хребта.

7. Предпочтительной остается модель формирования Восточно-Индийского хребта в пределах древней спрединговой зоны (хребет Вартон), с учетом влияния на процесс образования хребта зоны трансформного разлома и плюма Кергелен, который на разных этапах трех- или четырех-фазной тектонической эволюции восточной части Индийского океана находился в разной позиции относительно спредингового хребта. Однако многие модельные положения, иногда противоречивые, нуждаются в существенном уточнении на основании дополнительных новых геолого-геофизических данных, поэтому сохраняется большая вероятность, что новые экспедиционные исследования в районе Восточно-Индийского хребта в будущем позволят устранить существующие противоречия и построить новую эволюционную модель Восточно-Индийского хребта.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам д. г.-м. н. А.А. Пейве (ГИН

РАН, г. Москва, Россия) и д. г.-м. н. Е.П. Дубинину (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) за внимательное прочтение статьи и ценные комментарии, которые были учтены и позволили улучшить статью.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50101. Обработка и интерпретация геофизических данных выполнялись по теме госзадания № 0128-2021-0005 и при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00680А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Тектоника и магматизм внутриплитных океанических поднятий и гипотеза “горячих точек” // Геотектоника. 2008. № 1. С. 77–96.
2. Безруков П.Л., Канаев В.Ф. Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. № 4. С. 926–929.
3. Бульчев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Гетерогенное строение литосферы восточной части Индийского океана по результатам анализа гравитационного и аномального магнитного полей // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 41–54.
4. Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В. Аномальное магнитное поле ΔT_a экваториальной части Индийского океана (съёмка на полигонах) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 1. Вып. 45. С. 17–37.
5. Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части Мирового океана. – М.: Научный мир, 2010. 480 с.
6. Геология и геофизика дна Восточной части Индийского океана. – П.Л. Безруков, Ю.П. Непрочнов (ред.). – М.: Наука, 1981. 255 с.
7. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. – М.: ГУГК. АН СССР, 1975. 151 с.
8. Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Суцеская Н.М. Горячие и холодные зоны Юго-Восточного Индийского хребта и их влияние на особенности его строения и магматизма (численное и физическое моделирование) // Геотектоника. 2017. № 3. С. 3–27.
9. Илларионов В.К., Бойко А.Н., Борисова А.Ю. Новая модель формирования Восточно-Индийского хребта, Индийский океан // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 4. С. 225–240.
10. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. – М.: Наука, 1979. 265 с.
11. Кашинцев Г.Л. Аспекты магматизма Восточно-Индийского хребта // Океанология. 2001. Т. 41. № 3. С. 431–436.
12. Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б. Новые данные о базальтах Восточно-Индийского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 5–12.
13. Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Сафонов В.П. Эдофогенные и тектонические брекчии Восточно-Ин-

- дийского желоба // *Океанология*. 1979. Т. 29. № 1. С. 102–108.
14. *Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Соболев С.Ф.* Магматические и метаморфические породы. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. – М.: Наука, 1981. С. 166–195.
 15. *Кашинцев Г.Л., Непрочнов Ю.П., Гринько Б.Н.* Генезис и эволюция Восточно-Индийского хребта // *Океанология*. 2000. Т.40. №6. С. 901–906.
 16. *Левченко О.В., Сэгер В.В., Фрей Ф.А. и др.* Новые геолого-геофизические данные о строении Восточно-Индийского хребта // *ДАН*. 2010. Т. 434. № 1. С. 1208–1213.
 17. *Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г.* Тектоника хребта Девяностого градуса // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 2. С. 252–266.
 18. *Левченко О.В., Ананьев Р.А., Веклич И.А. и др.* Комплексные исследования подводной горы в основании северного сегмента Восточно-Индийского хребта // *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2018. № 3. Вып. 39. С. 90–104.
 19. *Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольски А.Л., Агранов Г.Д.* Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // *Геотектоника*. 2018. № 5. С. 3–21.
 20. *Маринова Ю.Г.* Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла северной части Восточно-Индийского хребта // *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.* 2010. Т. 86. Вып. 5. С. 21–29.
 21. *Маринова Ю.Г.* Стратиграфические перерывы в осадочном чехле Восточно-Индийского хребта // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2018. Т. 26. № 5. С. 68–81.
 22. *Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Шрейдер А.А. и др.* Строение Восточно-Индийского хребта по данным комплексных геофизических исследований // *Океанология*. 1979. Т. 19. № 4. С. 644–657.
 23. *Непрочнов Ю.П., Гринько Б.Н., Ганжа О.Ю.* Строение земной коры Восточно-Индийского хребта // *Океанология*. 2000. Т. 40. № 1. С. 85–96.
 24. *Пилипенко А.И.* Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла Восточно-Индийского хребта на широте 10°–18° ю.ш. // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1993. Т. 1. № 4. С. 93–100.
 25. *Пилипенко А.И.* Разломные структуры хребта 90° (Индийский океан) // *Геотектоника*. 1996. № 6. С. 17–28.
 26. *Попов А.А., Попов А.А., Петров А.В., Киктев Ю.В.* Сейсмические модели северной части Восточно-Индийского хребта и прилегающих котловин // *Океанология*. 1985. Т. 25. № 6. С. 983–992.
 27. *Пушаровский Ю.М.* Тектоника Индийского океана // *Геотектоника*. 1995. № 4. С. 73–91.
 28. *Пушаровский Ю.М.* Крупнейшие линейные тектоно-вулканические поднятия в океанах // *Геотектоника*. 2011. № 2. С. 3–16.
 29. *Пушаровский Ю.М., Безруков П.Л.* О тектонике восточной части Индийского океана // *Геотектоника*. 1973. № 6. С. 3–19.
 30. *Реввердатто В.В., Еремеев В.В., Ильёв А.А. и др.* Находка риолитов и трахитов и геологическая ситуация в Северной части подводного Восточно-Индийского хребта // *ДАН*. 1985. Т. 280. № 4. С. 960–963.
 31. *Силантьев С.А.* Породы фундамента юго-восточной части Индийского океана. – В сб.: *Геолого-геофизическое изучение асейсмичных поднятий океанского дна*. – Г.Б. Удинцев (ред.). – М.: Наука, 1985. С. 93–104.
 32. *Силантьев С.А., Магакян Р., Суцевская Н.М. и др.* Новые данные о вещественном составе пород хребта девяностого градуса (Индийский океан) и их значение для интерпретации его тектонической эволюции // *Геотектоника*. 1990. № 4. С. 68–85.
 33. *Суцевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В.* Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 268. № 6. С. 953–961.
 34. *Суцевская Н.М., Никулин В.В., Ищенко Л.В. и др.* Проблема гетерогенности толеитового магматизма Индийского океана по результатам петролого-геохимического исследования закалочных стекол // *Геохимия*. 1991. № 4. С. 461–475.
 35. *Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И. и др.* Петрология и геохимия базальтов восточной части Индийского океана в связи с проблемой начальных стадий его эволюции // *Петрология*. 1998. № 6. С. 1–14.
 36. *Суцевская 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.
 37. *Суцевская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В.* Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика // *Геохимия*. 2016. № 3. С. 256–277.
 38. *Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П., Левченко О.В.* Эволюция плюма Кергелен и его влияние на магматизм континентальных и океанических областей Восточной Антарктиды // *Геохимия*. 2017. № 9. С. 782–799.
 39. *Сычев П.М., Воробьев В.М., Лютая Л.М. и др.* Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива // *Тихоокеанская геология*. 1987. № 1. С. 25–36.
 40. *Углов Б.Д., Зорина Ю.Г., Кабан М.К.* Геолого-геофизический атлас Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского трансокеанских геотравесов. – М.: ЦНИГРИ, 1999. 24 с.
 41. *Шрейдер А.А.* Геомагнитные исследования Индийского океана. – М.: Наука, 2001. 319 с.
 42. *Armienti P., Longo P.* Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space // *Int. J. Geosci.* 2011. Vol. 2. P. 231–239.
 43. *Bowin K.* Origin of the Ninetyeast Ridge from the studies near equator // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78. № 26. P. 6029–6043.
 44. *Chatterjee S., Goswami A., Scotese C.R.* The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. P. 238–267.

45. Coffin M.F., Pringle M., Duncan R. et al. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma // *J. Petrol.* 2002. Vol. 43. P. 1121–1137.
46. Curray J.R., Emmel F.J., More D.G., Raitt R.W. Structure, tectonics and geological history of the Northeastern Indian Ocean, In: *The Ocean Basins and Margins*, Ed. by A.E.M. Nairn, F.G. Stehli, (Scripps Institution of Oceanography, San Diego, USA, 1982, Vol. 6), P. 399–450.
47. Davies T.A., Luyendyk B.P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, (Washington, US Government Print. Office, 1979, Vol. 26). P. 860.
48. Desa M., Ramana M.V., Ramprasad T. Evolution of the Late Cretaceous crust in the equatorial region of the Northern Indian Ocean and its implication in understanding the plate kinematics // *Geophys. Int. J.* 2009. Vol. 177. P. 1265–1278.
49. Duncan R.A. Age distribution of volcanism along aseismic ridges in the eastern Indian Ocean, In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 121. College Station, TX: Ocean Drilling Program*, Ed. by J. Weissel, J. Peirce, E. Taylor, J. Alt et al., (Ocean Drilling Program, College Station, USA, 1991), P. 507–517.
<https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.121.162.1991>
50. Farnetani C.G., Legras B., Tackley P.J. Mixing and deformations in mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 196. P. 1–15.
51. Francis T.J.C., Raitt R.W. Seismic refraction measurements in the Northwest Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 71. P. 427–449.
52. Frey F.A., Sung C.M. Geochemical results for basalts from Sites 253 and 254, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 22*, Ed. by B.P. Luyendyk, T.A. Davies, (Washington, DC, US Government Print. Office, 1974), P. 567–572.
<https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.26.123.1974>
53. Frey F.A., Jones W.B., Davies H., Weis D. Geochemical and petrologic data for basalts from Sites 756, 757, and 758: implications for the origin and evolution of the Ninetyeast Ridge, In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 121. College Station, TX: Ocean Drilling Program*, Ed. by J. Weissel, J. Peirce, E. Taylor, J. Alt et al., (Ocean Drilling Program, College Station, USA, 1991), P. 611–659.
<https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.121.163.1991>
54. Frey F.A., Weis D. Temporal evolution of the Kerguelen plume: Geochemical evidence from 38 to 82 Ma lavas forming the Ninetyeast Ridge // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. Vol. 121. P. 12–28.
55. Frey F.A., Weis D. Reply to the Class et al. discussion of ‘Temporal evolution of the Kerguelen plume: geochemical evidence from 38 to 82 Ma lavas forming the Ninetyeast Ridge // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 124. P. 104–110.
56. Frey F.A., Pringle M., Meleney P. et al. Diverse mantle sources for Ninetyeast Ridge magmatism: Geochemical constraints from basaltic glasses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 303. P. 215–224.
57. Frey A.F., Nobre Silva G.I., Huang S. et al. Depleted components in the source of hotspot magmas: Evidence from the Ninetyeast Ridge (Kerguelen) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 426. P. 293–304.
58. Grevenmeyer I., Flueh E.R., Reichert C. et al. Crustal architecture and deep structure of the Ninetyeast Ridge hotspot trail from active-source ocean bottom seismology // *Geophys. J. Int.* 2001. Vol. 144. P. 414–431.
59. Hekinian R. Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1974. Vol. 43. P. 125–147.
60. Kinzler R.L., Grove T.L. Primary magmas of mid-ocean ridge basalts. Pap. 2. Applications // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. № B5. P. 6907–6926.
61. Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. № B4. P. 8089–8115.
62. Kopf A., Klaeschen D., Weinrebe W. et al. Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast ridge, Eastern Indian Ocean // *Marin. Geophys. Res.* 2001. Vol. 22. P. 225–234.
<https://doi.org/10.1023/A:1012297315620>
63. Krishna K.S. Two decades of Indian research on Ninetyeast Ridge reveal how seafloor spreading and mantle plume activities have shaped the eastern Indian Ocean // *Current Sci.* 2014. Vol. 106. P. 1178–1179.
64. Krishna K.S., Gopala Rao D., Ramana M.V. et al. Tectonic model for the evolution of oceanic crust in the northeastern Indian Ocean from the Late Cretaceous to the early Tertiary // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 20011–20024.
<https://doi.org/10.1029/94JB02464>
65. Krishna K.S., Gopala Rao D., Subba Raju L.V. et al. Paleocene on-axis hot spot volcanism along the Ninetyeast Ridge: An interaction between the Kerguelen hot spot and the Wharton spreading center // *Proc. Indian Acad. Sci. Ser. Earth Planet. Sci.* 1999. Vol. 108. P. 255–267.
66. Krishna K.S., Neprochnov Y.P., Gopala Rao D., Grinko B.N. Crustal structure and tectonics of the Ninetyeast Ridge from seismic and gravity studies // *Tectonics.* 2001. Vol. 20. № 3. P. 416–433.
67. Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W. et al. Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from the spreading records of the contiguous oceanic basins and age constraints of the ridge // *J. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. B04101.
<https://doi.org/10.1029/2011JB008805>
68. Kumar R.T., Windley B.F. Spatial variations of effective elastic thickness over the Ninetyeast Ridge and implications for its structure and tectonic evolution // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 608. P. 847–856.
69. Loughton A.S., Matthews D.H., Fisher R.L. The structure of the Indian Ocean and the sea floor spreading / In: *The Sea*, Ed. by A.E. Maxwell, (Wiley–Interscience, N.Y., 1970, Vol. 4), P. 543–586.
70. Le Pichon X., Heirtzler J.K. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and the sea-floor spreading // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 2101–2117.
71. Liu C.-S., Curray J.R., McDonald J.M. New constraints on the tectonic evolution of the eastern Indian Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65. P. 331–342.
72. Ludden J.N., Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A. The origin of lavas from the Ninetyeast Ridge, Eastern Indian Ocean: an evaluation of fractional crystallization

- models // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. P. 4405–4420.
73. *Luyendyck B.P., Rennick W.* Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean // *GSA Bull.* 1977. Vol. 88. P. 1347–1356.
74. *Maurin T., Rangin C.* Impact of the 90° E Ridge at the Indo-Burmese subduction zone imaged from deep seismic reflection data // *Marine Geology.* 2009. Vol. 266. P. 143–155.
75. *Moeremans R.E., Singh S.C.* Seismic evidence of continental margin influence on the NinetyEast Ridge in the Bay of Bengal // *Geophys. Res. Lett.* 2014. Vol. 41. P. 7143–7150.
<https://doi.org/10.1002/2014GL061598>
76. *Mukhopadhyay M., Krishna M.B.R.* Gravity anomalies and deep structure of the Ninetyeast Ridge north of the equator, eastern Indian Ocean – a hot spot trace model // *Marine Geophys. Res.* 1995. Vol. 17. P. 201–216.
77. *Niu Y., Batiza R.* An empirical method for calculations produced beneath mid ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. № B13. P. 21753–21777.
78. *Nobre Silva I.G., Weis D., Scoates J.S., Barling J.* The Ninetyeast Ridge and its Relation to the Kerguelen, Amsterdam and St. Paul Hotspots in the Indian Ocean // *J. Petrol.* 2013. Vol. 54. № 6. P. 1177–1210.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egt009>
79. *Peirce J., Weissel J., Taylor E. et al.* In Proc. ODP. Init. Repts.: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989. Vol. 121.
<https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.121.1989>
80. *Petroy D.E., Wiens D.A.* Historical seismicity and implications for diffuse plate convergence in the northeast Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 12301–12319.
81. *Royer J.J., Peirce J.W., Weissel J.K.* Tectonic constraints on the hot spot formation of Ninetyeast Ridge // *Proceed. ODP. Sci. Results, (College Station, Texas, 1991. Vol. 121), P. 763–775.*
82. *Sager W.W. et al.* Cruise report KNOX06RR R/V “Roger Revelle”, 2007, (Nat. Sci. Found., Washington, DC, 2007, Available at <http://earthref.org/erda/1172>), P. 82.
83. *Sager W.W., Paul C.F., Krishna S. et al.* Large fault fabric of the Ninetyeast Ridge implies near-spreading ridge formation // *Geophys. Res. Lett.* 2010. Vol. 37. L17304.
<https://doi.org/10.1029/2010GL044347>
84. *Sager W.W., Bull J.M., Krishna K.S.* Active faulting on the Ninetyeast Ridge and its relation to deformation of the Indo-Australian plate // *J. Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. P. 4648–4668.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50319>
85. *Saunders A.D., Storey M., Gibson I.L., Leat P., Hergt J., Thompson R.N.* Chemical and isotopic constraints on the origin of basalts from Ninetyeast Ridge, Indian Ocean: Results from DSDP Legs 22 and 26 and ODP Leg 121, In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 121. College Station, TX: Ocean Drilling Program*, Ed. by J. Weissel, J. Peirce, E. Taylor, J. Alt et al., (Ocean Drilling Program, College Station, Texas, USA, 1991), P. 559–590.
<https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.121.169.199>
86. *Sclater J.G., Fisher R.L.* The evolution of the east central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of Ninetyeast Ridge // *GSA Bull.* 1974. Vol. 85. № 5. P. 683–702.
87. *Sreejith K.M., Krishna K.S.* Spatial variations in isostatic compensation mechanisms of the Ninetyeast Ridge and their tectonic significance // *J. Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. P. 1–20.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50383>
88. *Sreejith K.M., Krishna K.S.* Magma production rate along the Ninetyeast Ridge and its relationship to Indian plate motion and Kerguelen hot spot activity // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. P. 1105–1112.
<https://doi.org/10.1002/2014GL062993>
89. *Subrahmanyam C., Gireesh R., Chand S. et al.* Geophysical characteristics of the Ninetyeast Ridge – Andaman island arc/trench convergent zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 266. P. 29–45.
90. *Tiwari V.M. et al.* Analysis of satellite gravity and bathymetry data over Ninety-East Ridge: Variation in the compensation mechanism and implication for emplacement process // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. № B2 2109.
91. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A., Sung C.M.* Petrology and geochemistry of basalts and related Rocks from Sites 214, 215, 217, DSDP Leg 22, Indian Ocean, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 22.* Ed. by *Von der Borch, C.C., J.G. Sclater*, (Washington, DC, U.S. Government Print. Office, 1974), P. 459–468.
92. *Veevers J.J., Jones J.G., Talent J.A.* Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland // *Nature.* 1971. Vol. 229. P. 383–388.
93. *Von der Borch C.C., Sclater J.G. et al.* Regional synthesis of the Deep Sea Drilling results from Leg 22 in the Eastern Indian Ocean, In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, (Washington, DC, US Government Print. Office, 1974. Vol. 22), P. 815–835.
94. *Weis D., Frey F.A.* Isotope geochemistry of Ninetyeast Ridge basement basalts: Sr, Nd, and Pb evidence for involvement of the Kerguelen hot spot, In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 121. College Station, TX: Ocean Drilling Program*, Ed. by J. Weissel, J. Peirce, E. Taylor, J. Alt et al. (Ocean Drilling Program, College Station, Texas, USA, 1991), P. 591–610.
<https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.121.170.1991>
95. *Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al.* Proc. ODP Sci. Results. 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. 990 p.
<https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.121.1991>
96. *Willig M., Stracke A., C. Beier B.C., Salters V.J.M.* Constraints on mantle evolution from Ce–Nd–Hf isotope systematics // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2020. Vol. 272. P. 36–53.
97. *Zhang Y., Ting G.* Depletion ages and factors of MORB mantle sources // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. Vol. 530. P. 115926.

The Nature and Evolution of Formation of the Ninetyeast Ridge: The Key Tectono-Magmatic Structure of the Eastern Indian Ocean

O. V. Levchenko^{a, *}, N. M. Sushchevskaya^b, Yu. G. Marinova^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology RAS, bld. 36 Nahimovskij prosp., 117997 Moscow, Russia*

^b*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, bld. 19 Kosygina str., 119995 Moscow, Russia*

*e-mail: olevses@mail.ru

The Ninetyeast Ridge is the longest linear intraplate rise in the World Ocean and main tectonic and magmatic feature in the Eastern Indian Ocean. Ideas about the nature and evolution of this unique aseismic ridge have changed over the course of more than 50 years of its research as new geological and geophysical data have been obtained. Our analytical review of available publications has shown that the current dominant hypothesis is the “hot spot trace”, which assumes the formation of the Ninetyeast Ridge under the influence of the Kerguelen mantle plume near the giant transform fault. Geophysical data indicate a strong lateral and deep heterogeneity of the Ninetyeast Ridge, which is roughly divided into three segments based on its morphology, style of tectonic deformation of its sedimentary cover and the deep structure of the crust beneath it: northern, central and southern. Their different structure is explained by the formation at different stages of three or four phases of tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean, when the Kerguelen hotspot was in a different position relative to the spreading Wharton Ridge. The complex structure of the central segment with low elastic thickness assumes its emplacement in the hot spreading center. The northern and southern segments with higher mechanical strength of the lithosphere are formed by intraplate volcanism on the older and cooled down crust of the Indian plate. Geochemical composition of the Ninetyeast Ridge toleites enriched in varying degrees by incoherent elements evidences its formation under the influence of the Kerguelen plume. Primary melts of magmas are of the low-Ti and Si-enriched toleites, which were formed by high degrees of melting of the mantle protolith. That indicates a particularly strong plume influence 70–50 million years ago, which corresponds to the most complex and anomalous central segment of the Ninetyeast Ridge. The absence of typically depleted magmas and the enrichment of melts with an admixture of sources with different isotopic characteristics indicates that asthenospheric magmas did not reach far up, but they were mixed everywhere with magmas of the Kerguelen plume.

Keywords: Ninetyeast Ridge, Kerguelen mantle plume, transform fault, spreading, linear magnetic anomaly, crust, lithosphere, magmatism, isotopy