ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ – МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

© 2016 г. Н. М. Сущевская*, О. В. Левченко**, Е. П. Дубинин***, Б. В. Беляцкий****

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН 119991 Москва, ул. Косыгина, 19 e-mail: nadyas@geokhi.ru

**Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН 117997 Москва, Нахимовский просп.

e-mail: olevses@gmail.com

***Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова Геологический факультет 119991 Москва, Воробьевы горы, 1 e-mail: edubinin08@ramblei.ru

****Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского 199106 Санкт-Петербург, Средний просп., 74

e-mail: bbelyatsky@mail.ru Поступила в редакцию 20.10.2014 г. Принята к печати 23.12.2014 г.

Исследование магматизма и тектонических особенностей строения Восточно-Индийского хребта (ВИХ) показало, что геохимические характеристики состава мантийных источников расплавов ВИХ и плато Кергелен близки между собой. Обогащенный мантийный источник более типичен для плюмовых магм Кергелена, тогда как для толеитовых расплавов ВИХ состав этого мантийного источника разбавлен веществом деплетированного источника. Типично деплетированные разности базальтов на ВИХ не обнаружены. Установлено, что магматизм, формирующий структуру ВИХ, образовывался в пределах древнего спредингового хребта Вартон. При этом процесс генерации первичных толеитовых магм протекал с повышенной (до 30%) степенью плавления благодаря воздействию активного плюма Кергелен, расположенного в это время вблизи хребта. Наиболее сильное влияние плюм Кергелен оказывал на образование ВИХ 70—50 млн лет назад.

Ключевые слова: океанический магматизм, плюмы, изотопия, геохимия, тектоника Индийского океана.

DOI: 10.7868/S0016752516030067

ВВЕДЕНИЕ

Сложная многоэтапная эволюция Индийского океана запечатлена в пестром и неоднородном рисунке магнитных аномалий и не поддается однозначной расшифровке. Особенно это касается восточной и северо-восточной частей океана, образование которых связано с закрытием древнего океана Тетис (Royer, Sandwell, 1989; Gibbons et al., 2012). Самая древняя часть океана, где сохранилась кора позднеюрского возраста, располагается в Западно-Австралийской котловине между Яванским желобом и северо-западным побережьем Австралии. 170 млн лет назад эта кора была частью южного континентального обрамления океана Тетис, который расширялся на восток.

Восточная часть Индийского океана в целом по своему происхождению не имеет аналогов. Здесь формировались крупные и разнообразные по генезису океанические плато и подводные

хребты, расположенные как в пределах ложа океанов (плато Кергелен, плато Натуралистов, хребты Брокен и Восточно-Индийский), так и в области континентальных окраин (плато Валаби, Эскмот и др). Появление плюма Кергелен существенно повлияло на тектоно-магматическую эволюцию Индийского океана и окружающих его материков и привело к формированию таких базальтовых провинций, как Банбери в юго-западной Австралии, Раджмахальской трапповой провинции на северо-востоке Индии (130-115 млн лет) (Storey et al., 1989; Coffin et al., 2002; Frey et al., 2000) и мезозойских (150-110 млн лет) шелочноультрамафитовых вулканитов в восточной Антарктиде (Andronikov & Foley, 2001). Крупные вулканические поднятия, такие как Восточно-Индийский хребет (82-38 млн лет), плато Натуралист (100-57 млн лет), хребет Брокен, поднятие Афанасия Никитина в разное время и в разной степени испытали на себе влияние магматической активности плюма Кергелен (Saunders et al., 1991; Weis, Frey 1991; Сущевская и др., 1996а; Маhoney et al., 1996; Frey et al., 2000). Предполагается, что за 110 млн лет своего существования Кергелен плюм продуцировал около 29×10^6 км³ базальтового материала (Frey et al., 2000).

Главной задачей настоящего исследования является выявление геохимической специфики базальтов ВИХ и причины их возникновения на основании сравнения с магматизмом, типичным для спрединговых зон Индийского океана.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Восточно-Индийский хребет протягивается в субмередиональном направлении вдоль 90° в.д. (поэтому этот хребет часто называется хребтом Девяностого градуса) от 17° с.ш. до 34° ю.ш. (рис. 1). Его южная часть пересекает простирающийся с Востока на Запад хребет Брокен, а северная часть (севернее 10° с.ш.) полностью погребена под мощными осадками Бенгальского залива. Он занимает центральное положение в северо-восточной части Индийского океана и делит ее на две области с типичной океанической корой. Западная область представлена Центральной Индийской котловиной, а восточная область имеет более сложное строение и включает несколько котловин с разной историей развития. Они зачастую разделены хребтами с более мощной океанической корой, например, хр. Инвестигейтор, Индиаман и др. (Сущевская и др., 1996а). ВИХ является одним из уникальных явлений подводного рельефа Земли. Узкий, шириной около 150—180 км, он имеет длину, близкую к 5600 км, и относительное превышение от 1000 до 3500 м. Поперечный профиль хребта асимметричен: восточные склоны крутые, а западные пологие. Подножье западного склона расположено на глубинах 4000-5000 м, а восточного — на глубинах 5000—5500 м. На склонах хребта наблюдается большое количество сбросовых уступов. Мощность коры под хребтом оценивается в 10-12 км и более (Левченко и др., 2014). Глубоководное бурение на ВИХ показало, что хребет сложен океанической корой. Южная часть хребта имеет возраст 43 млн лет вблизи хребта Брокен (скв. DSDP 258) и 77 млн лет (скв. ODP 758) вблизи северного окончания ВИХ (Krishna et al., 2012).

Восточная часть хребта ограничена системой параллельных и субпараллельных узких хребтов и депрессий. Вдоль восточного фланга хребта протягивается желоб, который, возможно, является зоной палеотрансформного разлома между Индийской и Австралийской плитами (Левченко и др., 2014).

Вдоль простирания хребта выделяют ряд крупных блоков протяженностью 50-80 км, разделенных разломами с амплитудой 0.5-1 км. В преде-

лах блоков наблюдается раздробленность пород фундамента на тектонические чешуи, разделенные взбросово-надвиговыми разрывными нарушениями (Кара и др., 1990; Вержбицкий, 1998). Вдоль ВИХ отмечается внутриплитная сейсмичность, выявляются активные сбросы и различия в характере деформаций на разных участках ВИХ (Sager et al., 2013; Левченко и др., 2014). В северной провинции на участке от 0° до 5° с.ш. отмечаются смещения вдоль разломов ЗСЗ-ВЮВ простирания. На центральном участке ВИХ (5° ю.ш.-8° ю.ш.) предполагается субмеридиональное сжатие. Резкое изменение характера деформаций наблюдается в районе $8^{\circ}-11^{\circ}$ ю.ш., к югу от которого $(11^{\circ} \text{ ю.ш.} - 27^{\circ} \text{ ю.ш.})$ преобладает сложный характер деформаций: на фоне общего растяжения отмечаются локальные сдвиги и сжатие. На всех этих участках активное образование сбросов и надвигов осуществляется по реактивированным нормальным сбросам, сформированным на сегментах раннего спредингового хребта Вартон (Левченко и др., 2014).

Являясь ключевой структурой северо-восточной части Индийского океана, ВИХ и разделяемые им гетерогенные блоки океанической литосферы отражают сложную картину деформаций, которые вызваны напряжениями растяжения на спрединговых хребтах — Центрально-Индийском и Юго-Восточно Индийском — и сжатия на коллизионной гималайской границе Индийской плиты и субдукционной границе на северо-востоке.

Результаты сейсмостратиграфических и структурно-тектонических исследований свидетельствуют о формировании ВИХ под воздействием магматизма горячей точки Кергелен вблизи протяженного меридионального разлома, разделявшего Индийскую и Австралийскую литосферные плиты 40—80 млн лет назад. Западнее разломной зоны 86° в.д. (Центральная котловина) кора удревняется в северном направлении (от раннего кайнозоя до позднего мела), а восточнее разломной зоны 90° в.д. (котловина Вартон) ее возраст увеличивается и в северном, и в южном направлениях относительно сегментов среднеэоценового палеоспредингового хребта Вартон (Krishna et al., 2012; Gopala Rao et al., 2012).

Вместе с тем происхождение, эволюция плюма Кергелен и формирование уникальной структуры Индийского океана—Восточно-Индийского хребта — продолжают оставаться дискуссионными. Рассматриваются различные механизмы для объяснения формирования сложной тектонической структуры ВИХ: термическое и магматическое воздействие горячей точки, серпентинизация, скучивание и деформация литосферы и другие факторы. Открытыми для обсуждения остаются такие вопросы, как: в чем причина специфического магматизма ВИХ, с чем связано подобное длительное

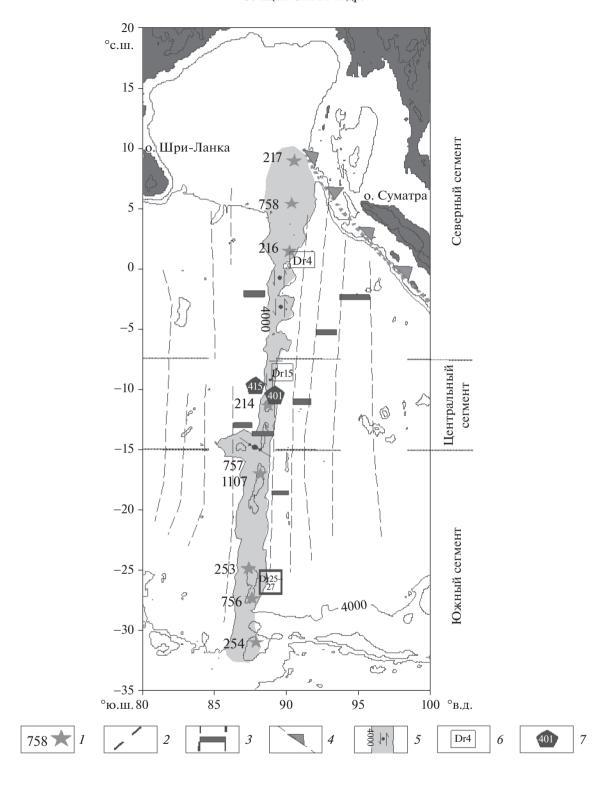


Рис. 1. Тектоническая схема Восточно-Индийского хребта по (Левченко и др., 2014): 1- скважины глубоководного бурения; 2- трансформные разломы; 3- палеоспрединговые зоны; 4- зона субдукции; 5- область ВИХ, ограниченная изобатой 4 км; 6- районы драгировок рейса "Роджер Ревелл" 2012 г с номерами станций; 7- станции драгирования 401, 415 5-го рейса НИС "Антарес", для образцов которых получены изотопные данные (табл. 1).

воздействие плюма Кергелен именно в рассматриваемом районе хребта Вартон, связано ли перемещение оси древнего Юго-Восточного Индийского хребта в его современное положение с угасанием активности Кергелен-плюма?

Цель данной статьи — понять взаимосвязь базальтового магматизма ВИХ с плюмовым источником, выявить его геохимическую специфику и эволюцию.

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ВИХ

Генезис магм, излившихся на ранних этапах формирования ВИХ, не отличался от образования современных толеитов. Преобладали расплавы типа ТОР-2, но часть магм относилась и к более глубинным типам (ТОР-1)¹. Редкие проявления щелочных магм также сопровождали этот процесс. В отличие от рифтовых магм современных СОХ Индийского океана базальты, образовавшиеся в пределах древнего ЮВИХ (хребет Вартон), имели возможность относительно длительной дифференциации в промежуточных камерах и очагах (Frey et al., 1991; Сущевская и др., 1998).

На рис. 2 приведены составы базальтов и стекол ВИХ и Восточно-Австралийской котловины (Сущевская и др., 1998, Frey et al., 2011). Близкие интервалы вариаций составов магм, формирующих данные структуры, косвенно свидетельствуют об их образовании в схожих геодинамических условиях. Для магм характерно длительное фракционирование в условиях промежуточных очагов (интервал по MgO 11-3%). И для базальтов котловин, и для ВИХ обнаружены толеиты, существенно обогащенные К и Na (рис. 2). В то же время характерной чертой ВИХ является присутствие магм с повышенным содержанием SiO₂, близких по составу к траппам палеоконтинента Гондвана (Сущевская и др., 1996). Эти расплавы преимущественно встречаются в центральной части ВИХ. Толеиты данного типа (Si-толеиты) отличает повышенное содержание SiO_2 (51–53%) и пониженное TiO_2 (0.5–1%) и Na_2O (1.8–2%).

На рис. 3 показана зависимость концентрации TiO_2 и SiO_2 в стеклах ВИХ от исходных содержаний в первичных расплавах Na_8 (пересчитанное содержание Na_2O в расплаве с 8% MgO (Klein et al., 1987)). На графиках хорошо видно поле Si-толеи-

тов, отличающихся от типично океанических толеитов типа ТОР-2, происхождение которых связано с генерацией родоначальных магм в ходе фракционного полибарического плавления океанической мантии в поднимающейся мантийной колонне при давлении от 20 до 8 кбар и T = 1320— 1250°С (Сущевская и др., 1983). Si-толеиты впервые были обнаружены в центральной части ВИХ. в районе 9° ю.ш. в 1988 г и изучены в работе Сущевской и др., (1996). Впоследствии их присутствие было подтверждено результатами драгировок в рейсе "Роджер Ревелл" (Frey et al., 2011). Генезис этих толеитов не однозначен, но мы предполагаем, исходя из возможности образования родоначальных расплавов Si-толеитов из первичных расплавов и согласно модельному плавлению лерцолита (Niu, Batiza, 1991), что первичные расплавы могли образоваться в ходе полибарического фракционного процесса при подъеме и плавлении мантийной колонны в интервале давлений 18—4 кбар (Сущевская и др., 1996). Степени плавления должны быть чрезвычайно высокими (до 28%) и для спрединговых зон не типичными. Ф. Фрей с соавторами (Frey et al., 2011) также связывает происхождение таких расплавов с высокими степенями плавления мантийного протолита, начинающегося в пределах гранатовой фации перидотитовой мантии и продолжающегося вплоть до глубин менее 30 км. В то же время сами Si-толеиты также гетерогенны по составу и могут отличаться первичным содержанием как Fe, так и микроэлементов, что отражает большую гетерогенность мантийного источника и нестабильность процесса плавления (Frey et al., 2011).

Иной механизм, объясняющий появление Si-толеитов в пределах спрединговых зон, предлагает модель плавления безоливинового мантийного источника. Она была предложена А.В. Соболевым с соавторами (Sobolev et al., 2007) для объяснения составов первичных магм Гавайского плюма. Исходя из этой модели, поднимающийся мантийный плюм, который содержит большое количество фрагментов рециклированной океанической коры, начинает плавиться на глубинах 100—200 км с образованием расплавов эклогитового состава. Затем эти расплавы при реакционном взаимодействии с перидотитом вызывают растворение оливина и образование участков мантии пироксенитового состава.

Помимо перечисленных типов толеитов в двух точках ВИХ — в районе 20° ю.ш. (драга 27) и 10° с.ш. (скв. 211) — встречены щелочные разности базальтов (Frey et al., 2011) (рис. 4).

¹ Генерация и фракционирование первичных расплавов типа TOP-2 (по классификации Дмитриева и др., 1979; Сущевской и др., 1983), 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 $T=1320-1250^{\circ}$ С, а для расплавов типа TOP-1 при давлении от 25 до 9.5 кбар и $T=1350-1270^{\circ}$ С. Термин TOP, предложенный Л.В. Дмитриевым (толеиты океанических рифтов), является русским эквивалентом английского сокращения МОRВ.

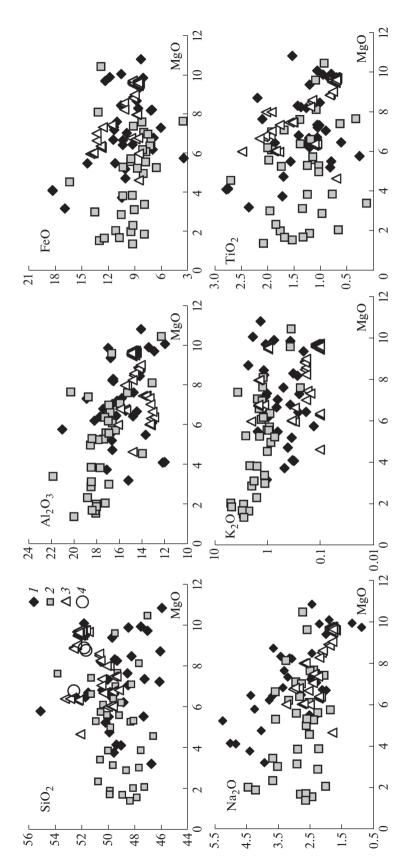


Рис. 2. Сравнительная характеристика базальтового магматизма ВИХ и Восточно-Австралийской котловины. *1* – составы базальтов ВИХ (Сущевская и др., 1998); *2* – составы базальтов ВИХ (Frey et al., 2011); *4* – составы базальтов хребта Инвестигейтор и восточной части Индийского океана (Сущевская и др., 1998); *3* – составы базальтов ВИХ (Frey et al., 2011); *4* – составы толемтовых стекол и драгированных базальтов станций 415 и 403 (Сущевская и др., 2013).

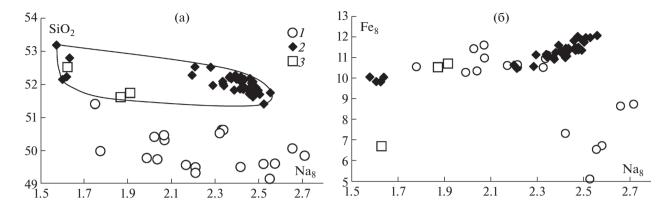


Рис. 3. Различия составов толеитовых магм, формирующих ВИХ (по составу стекол). $a - SiO_2 - Na_8$; $6 - Fe_8 - Na_8$. Параметры Fe_8 , Na_8 отражают пересчитанное содержание Na_2O в расплаве с 8% MgO (Klein et al., 1987). Составы стекол (Frey et al., 2011), относящиеся к типу TOP-2 по классификации (Сущевская и др.1983) (I), толеиты Si-типа (I); Si-тип стекол по данным работы (Сущевская и др., 1996а) (I). Полем оконтурены составы Si-толеитов.

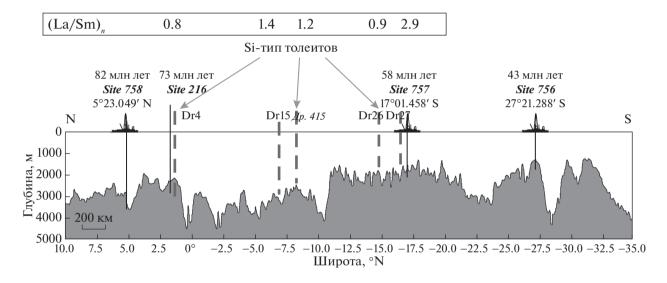


Рис. 4. Вариации степени обогащения магм различного генезиса в пределах ВИХ. Отмечены скважины глубоководного бурения и возраст, вскрытых базальтов, а также местоположение толеитов Si-типа в драгировках по (Frey et al., 2011, Сущевская и др., 1996). Выше профиля показаны значения нормализованного отношения (La/Sm), коррелирующего со степенью обогащения изливающихся магм. Можно отметить слабообогащенный характер большинства магм и высокие отношения La/Sm, типичные для щелочных базальтов (Dr27). Топографический профиль вдоль ВИХ по (Norbe Silva et al., 2013).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ИСТОЧНИКОВ МАГМ, ФОРМИРУЮЩИХ ВИХ

На рис. 4 с использованием всех доступных литературных и оригинальных данных показано распространение различных типов магм и степени их обогащения в пределах ВИХ. Примечательно, что базальты Si-типа встречены, по существу, на протяжении всего хребта от 3 до 17.5° ю.ш., что соответствует интервалу времени от 73 до 55 млн лет назад. Это свидетельствует об интенсивном плавлении мантийного источника в это время.

Анализ распределения литофильных элементов в образцах базальтов ВИХ с использованием

литературных данных (Frey et al., 2011) указывает на специфический характер их спектра распределения с отрицательными аномалиями U и Th, положительными Nb и Та и более слабо выраженными для Zr и Hf. Эти аномалии отмечаются как для щелочных базальтов (драга 27), соответствующих низким степеням плавления, возможно, в пределах гранатовой фации глубинности перидотитовой мантии (по Frey et al., 2011), так и для толеитов Siтипа с высокими степенями плавления. Последние встречены в драгах "Роджер Ревелл" 4 и 26 (Frey et al., 2011) и в драгах 5-го рейса НИС "Антарес", станции отбора 403 и 415 (Сущевская и др., 1996) (рис. 4). Вариации состава кремнеземистых толеитов практически отражают характер источника,

который относительно литофильных элементов достаточно однороден, слабо обогащен или деплетирован, но отличается от типичного деплетированного источника океанических толеитов (рис. 5в). Поскольку образование толеитов Si-типа связано со спрединговым магматизмом вблизи функционирующего плюма Кергелен, то, вероятно, зона плавления была "заражена" плюмовым материалом из-за постоянного подтока обогащенных расплавов (со специфическими аномалиями в распределении литофильных элементов) в область генерации.

Ф. Фрей с соавторами (Frey et al., 2011) объясняет геохимические особенности базальтов Si-типа, основываясь на повышенных значениях отношений Y/Nb и Y/Dy и низких Тb/Yb, и приходит к выводу, что их источником служила остаточная (деплетированная) гранатсодержащая мантия. Ее образование связано с предварительным плавлением гранатового лерцолита, возможно, вблизи островодужного обрамления древних плит.

На рис. 6 приведены диаграммы вариаций литофильных элементов и характеристических отношений для базальтов ВИХ, построенные на основании высокоточных данных работы Ф. Фрея с соавторами по драгированным образцам (Frey et al., 2011). Для сравнения мы нанесли на эти диаграммы и данные составов базальтов одной из скважин ODP (738) плато Кергелен, возраст которых относится к ранним этапам функционирования плюма, т.е. около 110 млн лет (Frey et al., 2000). На серии корреляционных графиков хорошо видно, что геохимические характеристики источников толеитовых расплавов плато Кергелен и ВИХ близки.

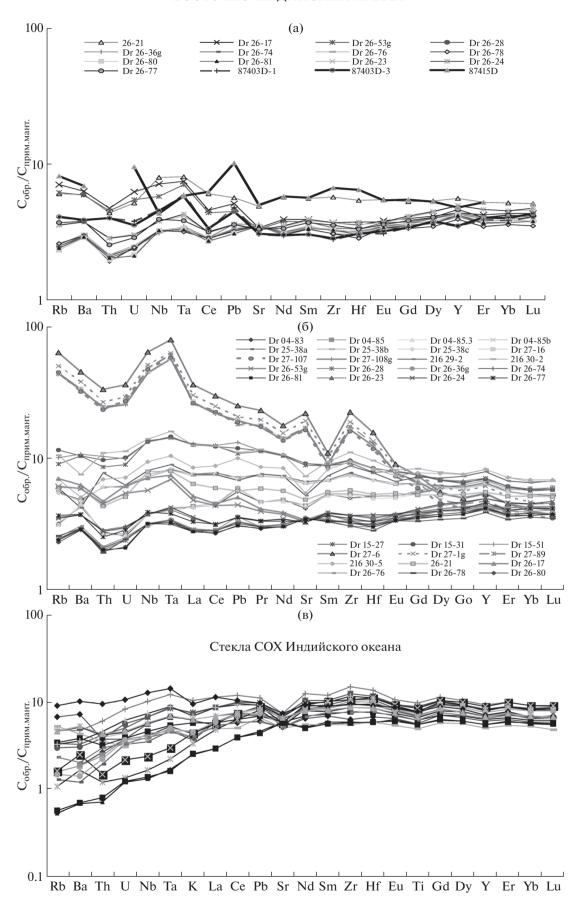
Отдельную группу на корреляционных графиках (Th — элемент) образуют щелочные базальты драги 27, происхождение которых связано с низкими степенями плавления в гранатовой фации глубинности лерцолита, на что указывают также повышенные значения нормированного отношения $(Gd/Yb)_n > 1.5$. В то же время базальты плато Кергелен от базальтов ВИХ отличает относительно высокие содержания Ba, Sr и Pb.

На графике (Th/U)—(Ce/Pb) (рис. 7) приведены значения этих отношений для базальтов плато Кергелен и ВИХ, а также для толеитовых стекол Индийского океана и типичной океанической мантиии. Последняя характеризуется повышенными значениями отношения Ce/Pb, которые могут достигать 25—30 при низких величинах Th/U отноше-

ния (около 2.5) (Hofmann, 2003; Janney et al., 2005). На графиках составов, нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), это отражается в устойчивой отрицательной Рь аномалии. Как видно из рисунков, значения для базальтов ВИХ Ce/Pb = 18-32, Th/U = 3-5, а для относительно обогащенных континентальным компонентом базальтов плато Кергелен эти значения лежат в пределах Ce/Pb (8-16) и Th/U (2-5). Если базальты ВИХ попадают на диаграмме в поле обогащенных базальтов Индийского океана, то магмы плато Кергелен по всем характеристическим отношениям обогащены континентальным компонентом. Но, в целом, базальты плато Кергелен и ВИХ образуют единое поле составов, что подчеркивает их генетическую связь. Установленное обогащение возможно связано с примесью вещества континентальной коры в источнике магм. Такие же особенности составов отражаются и на графике (La/Th)-(Nb/U) (7a). График в координатах (La/Th)-(Nb/U) помогает установить примесные компоненты, типичные для древней океанической коры и субдуцированных осадков, которые имеют низкие величины отношения Nb/U (около 5), но различаются значениями La/Th отношений. На этом графике можно наметить тренд составов базальтов плато Кергелен в сторону субдукционных осадков (Janney et al., 2005), что не типично для базальтов ВИХ. По соотношению величин характеристических отношений несовместимых элементов составы базальтов плато Кергелен отражают скорее природу континентального источника с низкими значениями отношений Nb/U (30), Ta/U (2), Ce/Pb (6) и высокими Ba/Rb (17) и Gd/Yb (9) (Hofmann, 2003).

На графике (Ce/Pb)–(Nb/Nb*) (рис. 7c) можно отметить тренд изменения отношений от базальтов Кергелена в сторону более деплетированных характеристик толеитов ВИХ. Параметр Nb/Nb* отражает примесь вещества субконтинентальной литосферной мантии (SCLM), характеризующейся величиной Nb/Nb* > 2 (Eisele et al., 2002). Величина Nb/Nb* рассчитана согласно формуле Nb/Nb* = Nb_n/ $\sqrt{Th_n \times La_n}$ (Eisele et al., 2002), а составы магматических источников деплетированных океанических толеитов (N-MORB) и континентальной коры приведены по данным работ (Thompson et al., 2007; McDonough, 1983). Базальты Кергелена и ВИХ отличаются от типичной субконтинентальной мантии более низкими значениями Nb/Nb*.

Рис. 5. Распределение нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) литофильных элементов в базальтах и стеклах ВИХ. а — стекла Si- толеитов, б — все базальты и стекла ВИХ по (Frey et al., 2011), в — стекла СОХ Индийского океана по (Сущевская и др., 2013). Для толеитов Si-типа характерен спектр распределения литофильных элементов с максимумами Pb, Nb и Та и слабо выраженными минимумами U и Th. Эти же особенности, но в более слабой форме, проявлены и для всех базальтов, формирующих ВИХ. Для толеитов СОХ Индийского океана они не характерны.



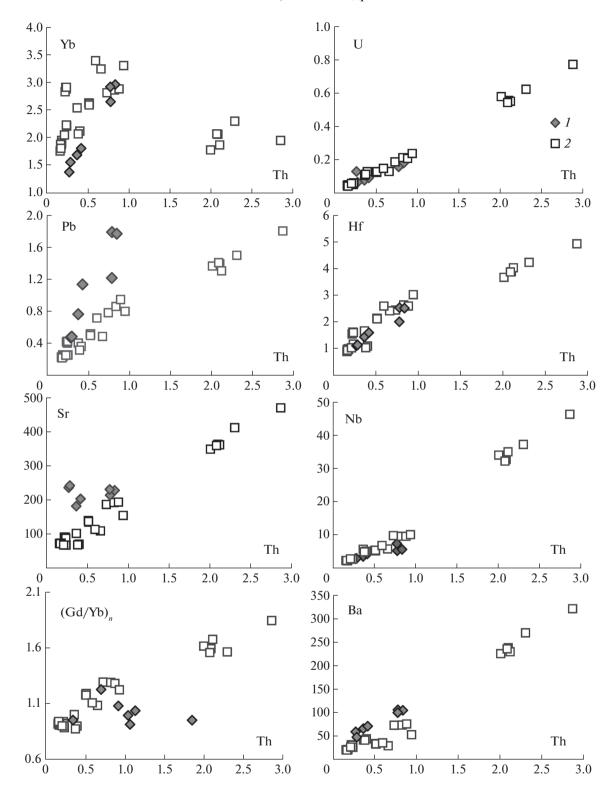


Рис. 6. Сравнение соотношений содержаний (ppm) литофильных элементов в базальтах ВИХ и плато Кергелен (скв. 749, 110 млн лет) по (Frey et al., 2002; 2011). Базльты: I — плато Кергелен (скв. 749); 2 — ВИХ.

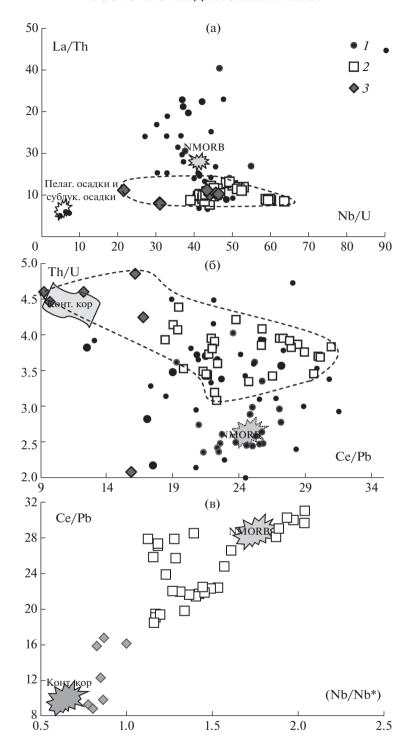


Рис. 7. Корреляция отношений (La/Th)—(Nb/U) (a), (Th/U)—(Ce/Pb) (б), Ce/Pb—Nb/Nb*(в) для составов базальтов ВИХ, плато Кергелен и толеитов Индийского океана. Величина Nb/Nb* рассчитана по формуле Nb/Nb* = $= Nb_n/\sqrt{(Th_n \times La_n)}$ (Eisele et al., 2002), состав измененной океанической коры, осадков, континентальной коры и деплетированных MORB согласно (Janney et al., 2005). I — толеиты срединных хребтов Индийского океана; 2 — базальты ВИХ; 3 — базальты плато Кергелен, скв.738 (Frey et al., 2011; Сущевская и др., 2013).

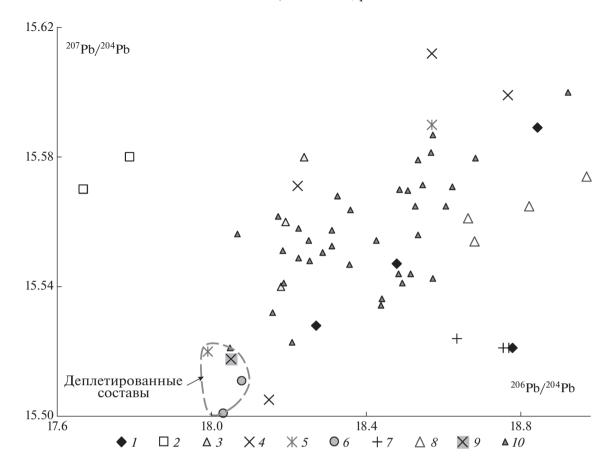


Рис. 8. Вариации изотопного состава свинца в разновозрастных базальтах плато Кергелена и ВИХ, вскрытых скважинами глубоководного бурения и драгированных образцах. Значками показаны составы базальтов, а также возраст (млн лет): 1- скв. 758 (83 млн лет); 2- 216 (65 - 68); 3- 214 (57); 4- 254, драги 401-415 (табл. 1); 5- 253 (46); 6- 254 (46); 7- 756 (38); 8- 757 (55-59); 9- 254; 10- 756-758 (Nobre Silva et al., 2013).

Таким образом, можно утверждать, что по многим характеристическим отношениям источники базальтовых расплавов плато Кергелен и ВИХ близки между собой, имеют обогащенный характер, более типичный для плюмовых магм Кергелена и разбавленный деплетированным веществом для толеитов ВИХ. В то же время типично деплетированных разностей среди образцов базальтов ВИХ не отмечается.

ИЗОТОПНАЯ СПЕЦИФИКА БАЗАЛЬТОВ ВИХ

Анализу и интерпретации изотопного состава базальтов ВИХ посвящено немало статей. Основанные на результатах изучения образцов керна глубоководного бурения, эти работы показали значительную гетерогенность мантийного источника в изотопной Sr—Nd—Pb систематике, а также выявили большую дисперсию изотопных данных, полученных разными лабораториями. Мы воспользовались всеми имеющимися данными для того, чтобы выявить главные, основные тенден-

ции обогащения мантийного источника расплавов. На рис. 8 в координатах ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb— ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb показаны вариации состава базальтов ВИХ как по образцам из скважин, так и драгированным (Saunders et al., 1991; Silva et al., 2013; Weiss et al., 1991). Новые оригинальные данные, полученные для образцов базальтов скважины 254 и драг 401 и 415, также приведены в таблице. В целом, можно отметить, что составы изученных базальтов образуют общий тренд, где наиболее деплетированные разности имеют значения изотопных отношений 207 Pb/ 204 Pb около 15.5 и 206 Pb/ 204 Pb около 18.0. Эти базальты вскрыты скважинами 253 и 254 (с возрастом около 46 млн лет). Наиболее обогащенные разности отмечены в скважинах 758 (83 млн лет) и 757 (54 млн лет). Значения изотопных отношений для них достигают 207 Pb/ 204 Pb- $^{15.57}$ - $^{15.6}$ и 206 Pb/ 204 Pb около 18.85. Отдельно на диаграмме располагаются составы базальтов из скважины 216 (65 млн лет), которые отличаются повышенными значениями отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и более низкими величинами отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb до 17.65, что может

Изотопные данные базальтов ВИХ

Образец	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb		²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sm/Nd	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
401/99	18.148	15.505	37.782	13.67	80.20	0.4929	0.704345 ± 18	0.26	0.749	1.947	0.26084	0.513022 ± 15
401D/6N	18.223	15.571	38.786	8.066	67.99	0.34312	0.705783 ± 22	0.18	6.405	21.13	0.18378	0.512849 ± 11
401D/2,3N	17.480	15.451	37.831	6.685	153.6	0.12588	0.703619 ± 15	0.24	1.717	4.333	0.24031	0.513121 ± 28
D-87415	18.569	15.612	38.670	10.12	86.62	0.33801	0.704273 ± 26	0.19	1.854	5.838	0.19264	0.512933 ± 15
254-40-143-20	н.о.	н.о.	н.о.	4.865	177.2	0.07940	0.704885 ± 12	0.28	5.705	20.42	0.16889	0.512720 ± 4
254-05-107-14	18.051	15.518	38.562	1.665	173.3	0.02779	0.704785 ± 16	0.29	4.264	14.86	0.17342	0.512741 ± 17

Примечания. 1. Химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионнообменных колонках по описанной ранее методике. 2. Бланки (холостой опыт) во время проведения анализов не превышали 0.01 и 0.1 нг для Rb и Sr, и 0.03 нг для Sm, Nd, и 0.02 нг для Pb. Содержания элементов (ppm) определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном массспектрометре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ) в статическом режиме. Для нормализации использовались значения ${}^{88}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 8.375209}$ и ${}^{146}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав стандарта Nd JNdi-1: ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0.512136 \pm 0.000007}$, NIST-981 ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 16.910 \pm \pm 0.001$, ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 36.591 \pm 0.001}$. NBS-987: ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0.710222 \pm 4$.

отражать присутствие вещества из мантийного источника с характеристиками ЕМ-1. Для образцов базальтов из остальных скважин существует достаточно большой разброс значений изотопных отношений. В статье (Nobre Silva et al., 2013) показаны вариации изотопных отношений в базальтах, вскрытых скважинами 121 рейса ОDР от верхних потоков до нижних; было установлено, что до глубин 180 м базальтовый фундамент не имеет каких-либо закономерных эволюционных трендов составов как в пределах отдельных скважин, так и в пространстве. Отсутствие временных закономерностей говорит о гетерогенности мантийного источника в течение всего времени формирования ВИХ.

В то же время по сравнению с полем составов базальтов плато Кергелен и магм, связанных с ним (поднятие Аф. Никитина, Натуралист, Брокен, острова и поднятия плато Кергелен), составы базальтов ВИХ образуют достаточно компактное поле и характеризуются более деплетированными составами. На рис. 9 и 10 показано соотношение изотопных составов магм ВИХ, Юго-Восточного Индийского хребта, а также плюма Кергелен и связанных с ним базальтов древних поднятий. Если для обеспечения формирования всего разнообразия изотопного состава базальтов плато Кергелен необходимо, как минимум, три обогащенных источника, один из которых может быть представлен чисто плюмовой составляющей, то для изотопного состава базальтов ВИХ более типичным является проявление деплетированного, астеносферного

источника и обогащенного, типичного для древних базальтов плато Кергелен и поднятия Аф. Никитина. С другой стороны, мантийный источник с характеристиками вещества ЕМ-1 типа, отмеченный в магмах плато Кергелен и базальтах поднятия Аф. Никитина, практически не проявлен в изотопном составе базальтов ВИХ (рис. 9, 10).

В Рь изотопной систематике (рис. 9) хорошо видно принципиальное различие составов лав Кергелена и ВИХ. Особенно это касается базальтов древних поднятий Натуралист и скважины 738, пробуренной в южной части плато Кергелен, составы которых образуют отчетливый тренд, отражающий примесь вещества древней континентальной литосферы. Можно полагать, что плюм Кергелен на ранних этапах развития взаимодействует с древней континентальной литосферой, вещество которой характеризуется относительно низким содержанием радиогенного Pb (характеристика источника ЕМ-1, отмеченного в базальтах поднятия Аф. Никитина и части плато Кергелен), что и приводит к существенной гетерогенности плюма.

В процессе воздействия плюма Кергелен на окраины континентов, обрамляющих раскрывающийся Индийский океан (Индия, Австралия, Антарктида), могли образовываться щелочные расплавы низких степеней плавления, типа лампроитов, которые проникали в мантийный субстрат и частично захоронялись в нем, образуя метасоматизированную субокеаническую мантию. Последующее вовлечение вещества такой мантии

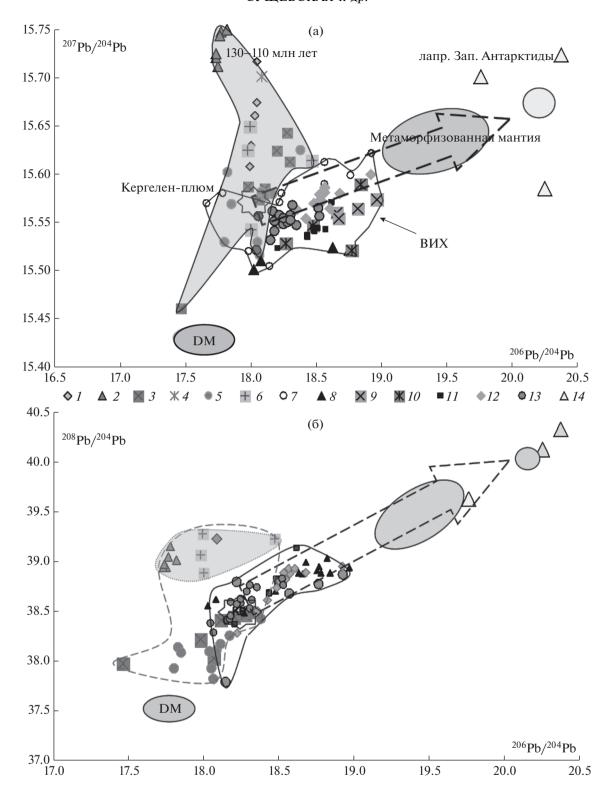


Рис. 9. Сравнительная характеристика изотопного состава свинца (а - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; б - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) в базальтах ВИХ и магмах плюма Кергелен. I-13- составы базальтов: I- провинции Банбери; 2- скв. 738 (Кергелен); 3- плато Кергелен; 4- плато Натуралист; 5- поднятия Аф. Никитин; 6- хр. Брокен; 7- ВИХ; 8- скв. 254 (ВИХ, 38 млн лет); 9-757 (ВИХ, 55-59 млн лет); 10-758 (ВИХ, 73-83 млн лет); 11-756 (Nobre Silva et al., 2013); 12-758 (Nobre Silva et al., 2013); 13-758 (Nobre Silva et al., 2013); 13-758 (Nobre Silva et al., 2013); 14- лампроиты провинции Феррар (Антарктида) (Elliot et al., 1999).

в процесс плавления могло приводить к образованию магм, близких по изотопному составу Pb—Sr—Nd к базальтам BИХ. В качестве примера подобных лампроитов как обогащенного источника типичной литосферы Гондваны, мы выбрали мезозойские лампроиты антарктической провинции Феррар (западная Антарктида), несущие метку континентальной мантии Антарктиды (тип HIMU) (Elliot et al., 1999).

Последующий подъем и плавление астеносферной мантии под хребтом Вартон, в процессе которых формировался ВИХ, протекал с плавлением метасоматизованной мантии, образованной на предыдущих этапах эволюции.

На рис. 9 и 10 можно оконтурить состав гипотетического мантийного источника плюма Кергелен, вещество которого при взаимодействии с различными обогащенными компонентами древней специфической литосферы Гондваны будет характеризоваться широкой дисперсией составов. Составы более молодых лав островов Кергелен на графике образуют более компактное поле. Магмы, сформированные в спрединговой зоне хребта Вартон и образующие современную структуру хребта ВИХ, образуют на графике вытянутое поле от деплетированного источника по направлению к обогащенному источнику типа HIMU: с высокорадиогенным изотопным составом свинца, высокими значениями отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и низкими значениями 143 Nd/ 144 Nd (рис. 10). На ранних этапах Кергелен-плюм в результате его воздействия на континентальную литосферу (значения изотопных составов, близкие к составу лампроитов Феррар) может формировать метасоматизированную мантию (овал на рис. 9 и 10а), вовлекаемую позднее в процесс плавления поднимающейся в зоне спрединга астеносферной, более высокотемпературной, деплетированной мантией. Следствием такого многоступенчатого процесса является образование обогащенных в разной степени толеитов ВИХ.

координатах изотопных отношений 143 Nd/ 144 Nd $^{-87}$ Sr/ 86 Sr (рис. 10) также фиксируются значительные вариации составов плюмовых магм Кергелена по сравнению с ВИХ. Лампроиты Феррар в тоже время характеризуются более низкими величинами отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и более высокими 143 Nd/ 144 Nd, что свидетельствует о том. что их мантийный источник был обеднен Rb к началу плавления. Для обогащенного источника базальтов ВИХ такие соотношения не типичны. Показанные на рис. 10 полями составы магм. образованные благодаря активности мезозойского суперплюма Кару-Мод и плюма Кергелен, близки. Но, для плюмовых магм плато Кергелен характерно и наличие более обогащенных составов, связанных с влиянием континентальной литосферы (современные лавы г. Гауссберг) (Сущевская и др., 2014).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения магм, формирующих протяженную структуру ВИХ, свидетельствуют, что образующиеся в условиях древнего спредингового хребта (Вартон) расплавы обладали обогащенными характеристиками, несвойственными большинству рифтовых базальтов Индийского океана. Около 80 млн лет назад вблизи рифтовой зоны Вартон с запада на восток сформировались поднятия Конрад, Аф. Никитина, Кергелен, ВИХ, Натуралист (Сущевская и др., 1998). Наиболее обогащенные магмы формировали поднятия Конрад, Афанасия Никитина, Кергелен, и Брокен.

В разное время было высказано много гипотез о происхождении ВИХ, согласно которым хребет предлагалось рассматривать как: а) горстовое поднятие на океанической коре; б) поднятие, образованное при коллизии двух плит и надвиге одной плиты на другую; рифтогенную вулканическую структуру; в) результат взаимодействия горячей точки и сдвиговых дислокаций на трансформном разломе; с) сочетание следов нескольких горячих точек (Bowin, 1977; Luyendyck, Rennick, 1977; Милановский, 1984; Вержбицкий, 1998; Кашинцев и др., 2000; Krishna et al., 2001; Вержбицкий, Непрочнов, 2005).

Наиболее обоснованной, на наш взгляд, является гипотеза горячей точки, стационарной (~150 млн лет) мантийной струи (мантийного плюма), поднимающейся из нижней мантии вблизи трансформного разлома. Плюм проплавляет снизу перемещающуюся в горизонтальной плоскости плиту и формирует вулканические сооружения, которые прекращают свою активную деятельность и остывают после прохождения плиты над горячей точкой. Специфика формирования и эволюции ВИХ определяется процессами функционирования и взаимодействия горячей точки Кергелен, сегментов спрединговго хребта Вартон и системы трансформных разломов: 86°, 89°, 90° в.д., и др. Известные модели взаимодействия спрединговых хребтов с горячими точками указывают на то, что эта система очень динамична, и ось спрединговых хребтов может менять свое местоположение относительно горячей точки (Small, 1995; Dyment et al., 2007).

Возникновение плюма Кергелен, возможно, происходило за счет подлитосферного растекания суперплюма Кару-Мод—Феррар, которое предшествовало расколу Гондваны 180 млн лет назад (Сущевская и др., 2009). Возможность длительного существования и перемещения глубинных суперплюмов рассмотрена в работе (Segev, 2002). За счет подплавления нижних частей континентальной литосферы при подобном растекании плюм мог стать неоднородным по составу. Начальные этапы функционирования Кергеленплюма 130 млн лет назад затронули восточную

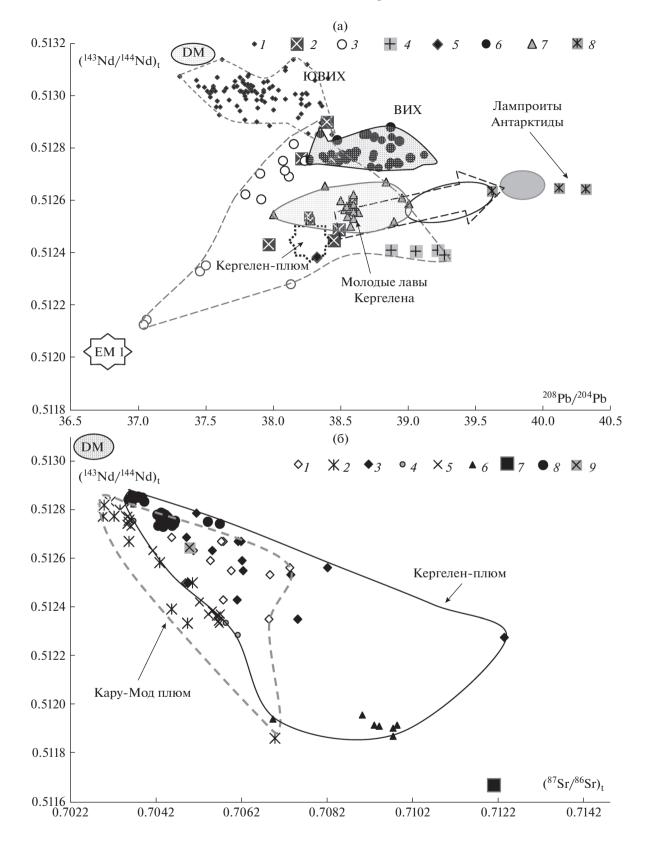


Рис. 10. Вариации изотопных составов магм, связанных с активностью плюма Кергелен. Сравнительная характеристика изотопных отношений. а $-^{143}$ Nd/ 144 Nd- 208 Pb/ 204 Pb в магмах ВИХ, Кергелена и современных толеитах Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ). Базальты: I — Юго-Восточного Индийского хребта, 2 — плато Кергелен, 3 — поднятия Аф. Никитина, 4 — хребта Брокен, 5 — провинции Банбери, 6 — ВИХ, 7 — горы Росс (Кергелен), 8 — лампроиты Антарктиды. Затененным овалом показан средний состав обогащенных щелочных магм, которые могли захороняться в субконтинентальной мантии, образуя обогащенный источник (отмеченный овалом) для лав Кергелена. 6 — 143 Nd/ 144 Nd- 87 Sг/ 86 Sг диаграмма для магм, связанных с плюмом Кару-Мод (180-170 млн лет) и плюмом Кергелен. I — щелочные базальты оазиса Ширмахер, 2 — толеитового состава Земли Королевы Мод; магмы, связанные с плюмом Кергелен (130—0 млн лет) 3 — щелочные базальты оазиса Джетти, 4 — базальты плато Аф. Никитина, 5 — плато Кергелен, 6 — лампроиты г. Гауссберг; 7 — андезитовое стекло (ЮСАХ), 8 — ВИХ (Nobre Silva et al., 2013); 9 — лампроиты Феррар. По данным (Сущевская и др., 1996; 2009; 2014; Вогізоva et al., 2001; 2002; Elliot et al., 1999; Кашепеtsky et al., 2002; Weis et al., 1998). Изотопные значения Nd и Sr пересчитаны на возраст.

часть Индии (провинция Раджмахал) и западную Австралию (Банбери). Спустя 20 млн лет началось формирование южной части плато Кергелен. При глубоководном бурении в центральной части плато Кергелен обнаружены фрагменты континентальных гнейсов (Frey et al., 2000; Tikku, Cande, 2000; Nicolaysen et al., 2001; Ingle 2002a, 6; и др.). Отторжение континентальных блоков могло происходить при сложном взаимодействии плюма и спрединговой зоны на ранних стадиях раскрытия восточной части Индийского океана. Установленные геохимические особенности наиболее древних базальтов плато Кергелен, как и базальтов плато Афанасия Никитина, свидетельствуют скорее об участии в процессе плавления вещества древней континентальной коры, обедненной в результате своей эволюции U, Pb, Th, Ta и Nb (Mahoney et al., 1995; 1996; Сущевская и др., 1996a; Borisova et al., 2001; Ingle et al., 2002). Впоследствии в пределах отторгнутой континентальной области, находящейся вблизи спрединговой зоны, возможно появление трещин разрыва, формирование декомпрессионных магм и образование крупной изверженной провинции. Характеристики изотопного состава, также как и соотношения литофильных элементов в магмах, связанных с суперплюмом Кару-Мод-Феррар в Антарктиде и Кергелен в Индийском океане определяются близкими по составу обогащенными мантийными источниками, которые связаны с литосферой восточной Гондваны. На рис. 11 полями показаны вариации изотопного состава свинца магм, связанных своим происхождением с плюмами Кару-Мод и Кергелен, а также нанесены составы базальтов ВИХ. Очевидна близость полей составов обоих плюмов и относительно меньшие вариации состава магм начальных этапов активности плюма Кару-Мод, проявленного на восточном побережье Антарктиды (район Земли Королевы Мод), что и ранее отмечалось (Luttinen, Furnes, 2009; Sushchevskaya et al., 2011; 2011a). Но и в том, и в другом случае характер обогащения логично связывать с примесью вещества древней литосферы палеоконтинента Гондвана.

Процесс раскрытия Индийского океана происходил специфически — в присутствии неспрединговых континентальных блоков различной мошности, подобных банке Элан в центральной части плато Кергелен (Frey et al., 2000; Ingle et al., 2002) и в пределах плато Натуралист (Halpin et al., 2008), а также с образованием внутриплитных вулканических поднятий, фиксируемых в рельефе дна морей, окружающих Антарктиду, и погруженных плато с утоненной континентальной корой в пределах континентальной окраины западной Австралии (плато Валаби, плато Эксмот). Гипотетический состав исходного вещества плюма Кергелен близок к составу мантийного источника плюма Кару-Мод (рис. 106, 11). Вариации составов базальтов ВИХ ограничены по сравнению с плюмовыми базальтами плато Кергелен и траппами восточной Антарктиды, для которых примесь вещества древней литосферы Гондваны более значима. Геолого-геофизическое профилирование океанического дна показывает, что, по крайней мере, около 500 км участка бассейна Эндерби может быть частью изверженной провинции, образованной плюмом Кергелен (Golynsky et al., 2002). Наибольшей активности плюм Кергелен достиг при формировании плато Кергелен, которое является крупнейшим вулканическим сооружением Индийского океана, образование которого началось около 115 млн лет назад и продолжается по настоящее время. Геохимические характеристики магматизма поднятий (подобных плато Натуралист, Аф. Никитина и др.), образовавшихся вблизи древней спрединговой зоны, свидетельствуют о процессах коровой контаминации в различных пропорциях (Сущевская и др., 1996; Borisova et al., 2001). Интерпретация изотопной специфики обогащенного компонента в плавящемся источнике не однозначна. Так, Нобре Силва с соавторами (Nobre Silva et al., 2013) для объяснения вариаций изотопных отношений базальтов в пределах ВИХ показали, что требуется несколько различных источников с различным содержанием в них древних разновозрастных осадков и обогащенной мантии. Мы установили, что поле составов базальтовых расплавов ВИХ более компактно (меньшие вариации) по сравнению с полями плюмовых магм Кергелена и, очевидно, имеет астеносферную (деплетированную) составляющую. В то же время толеиты ВИХ преимущественно обогащены литофильными эле-

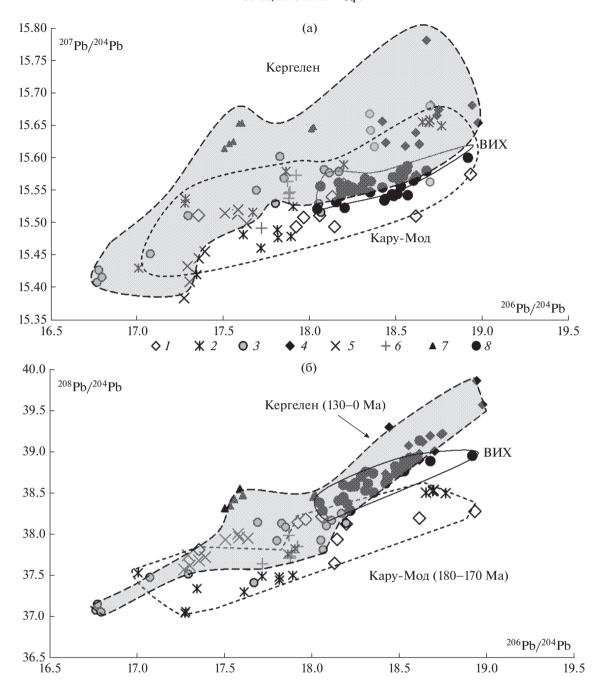


Рис. 11. Сравнительная характеристика изотопных данных свинца (а - 207 Pb/ 204 Pb- 206 Pb/ 204 Pb; 6— 208 Pb/ 204 Pb- 206 Pb/ 204 Pb) для магм различного генезиса, связанных с плюмами Кару-Мод (провинции ЗКМ и Ширмахер — Антарктида) и Кергелен (оаз. Джетти и г. Гауссберг — Антарктида, провинция Банбери — западная Австралия и подводные плато Индийского океана: Аф. Никитин, Натуралист и Кергелен). Магмы, связанные с плюмом Кару-Мод (180—170 млн лет): I — щелочные базальты оазиса Ширмахер, 2 — толеитового состава Земли Королевы Мод; магмы, связанные с плюмом Кергелен (130—0 млн лет): 3 — базальты плато Аф. Никитина, 4 — щелочные базальты оазиса Джетти, 5 — толеиты скв. 749, 6 — толеиты скв. 747 плато Кергелен, 7 — лампроиты г. Гауссберг; 8 — ВИХ (Nobre Silva et al., 2013). Построено по данным (Сущевская и др., 1996; 2009; 2014; Borisova et al., 2001; 2002; Weis et al., 1998).

ментами и имеют в некоторых случаях специфический характер соотношений некогерентных элементов (повышенные значения Th/U и пониженные La/Th и Ce/Pb). Такие особенности состава могли формироваться в том случае, если

предположить, что астеносфера под хребтом Вартон была обогащена примесными обогащенными компонентами. Исходя из геохимических данных, приведенных выше, можно полагать, что под влиянием плюма в возрастном интервале 70—

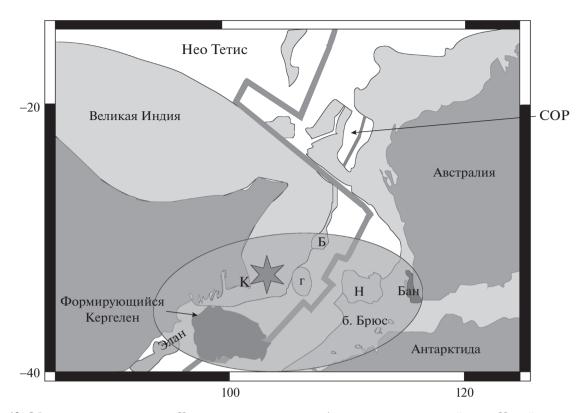


Рис. 12. Область проявления плюма Кергелен на ранних этапах формирования восточной части Индийского океана. Модифицированная реконструкция на время 120 млн лет назад по (Gibbons et al., 2011). Область, затронутая влиянием плюма Кергелен, очерчена овалом. Показаны контуры континентальных областей и спрединговых зон Нео-Тетис и раскрывающегося Индийского океана. Звездочкой указано положение плюма Кергелен. Буквами указаны основные поднятия: Б — банка Батавия, Г — банка Гульден Дрейк, Бан — Банбери, область на побережье Австралии, базальтовый магматизм 130 млн лет назад, Н — плато Натуралист, СОР — абиссальная котловина Кювье.

50 млн лет назад произошло значительное повышение температуры мантии, и процесс генерации первичных магм вблизи разломов 89° и 90° в.д. под хребтом Вартон протекал с очень высокой степенью плавления, достигающей 30% (Сущевская и др. 1996; Frey et al., 2011). Это приводило к образованию коры повышенной мощности и, как следствие, формированию поднятий. При этом условия процесса выплавления варьировали в ограниченных пределах в течение всего периода, поскольку мы не наблюдаем каких-либо временных корреляций геохимических особенностей магм.

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям, 165 млн лет назад все континенты, обрамляющие в настоящее время акваторию Индийского океана, представляли собой единое целое (Gibbons et al., 2012). 156—130 млн лет назад начался процесс разрастания океанической коры в котловине Арго вдоль осей спрединга, проникших с северо-востока из палеоокеана Тетис, что привело к дивергенции Австралии и континентальных масс Арголэнда, расположенных к северу от нее, включая районы большой Индии (Gibbons et al., 2012). 130—120 млн лет назад происходило продвижение осей спрединга на юг между Австралией и Индией, а, возможно, и далее, инициируя от-

деление Индии от Антарктиды. Начало функционирования Кергелен-плюма приурочено к рубежу 130 млн лет назад (рис. 12). После прекращения спрединга морского дна в бассейне Эндерби около 124 млн лет назад, произошел перескок спредингового хребта в сторону восточной индийской континентальной окраины, видимо, вызванный инициальными стадиями активности плюма Кергелен. В результате перескока от Индии отделился континентальный блок банки Элан (Gaina, 2003, Вепагd, 2009) и началось формирование океанической коры в бассейнах Эндерби и Перт.

120—83 млн лет назад в восточной части Индийской плиты происходили трапповые излияния провинции Раджмахал (130 млн лет назад). Почти одновременно в центральной части океанического бассейна в результате активного магматизма закладывалось вулканическое платообразное поднятие Кергелен (114 млн лет назад). Большинство лав Южного и Центрального плато Кергелен имеет возраст 110—80 млн лет и маркирует максимальную активность горячей точки Кергелен. Возраст лав плато уменьшаются с юга на север (Вепагd, 2009). Плюмовая активность магматизма 84—65 млн лет назад начинает уменьшаться, а процессы растяжения, ориентирован-

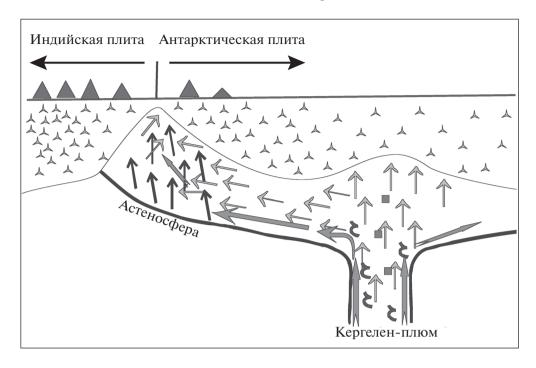


Рис. 13. Схема взаимодействия плюма Кергелен с зоной плавления астеносферной мантиии под хребтом Вартон. Модифицированный рисунок из (Krishna et al., 2012). Различными значками показаны неоднородности, вовлекаемые в зону плавления под древней спрединговой зоной восточной части Индийского океана.

ные в СВ-ЮЗ направлении достигают максимума своей интенсивности. На востоке происходит открытие океана между Австралией и Антарктидой (Benard, 2009) — Юго-Восточный Индийский хребет начинает функционировать, в то время как на Юго-Западном Индийском хребте уже шел активный спрединг между Индией и Антарктидой. Горячая точка Кергелен находилась в это время около западного края Центрального плато Кергелен, где и началось образование ВИХ (Desa, 2009). С этим этапом (продолжался вплоть до 50 млн лет назад) связано появление магм Si-типа в пределах хребта Вартон. А начиная с 40 млн лет назад и до настоящего времени, происходит отмирание хребта Вартон, формирование единой Индо-Австралийской плиты и образование новой коры на ЮВИХ (Royer, Gordon, 1997).

Важно подчеркнуть, что в период от 77 до 43 млн лет назад произошло удлинение ВИХ на величину 3980 км, т.е. со скоростью ~118 км в млн лет, в два раза большей скорости аккреции (~48—58 км/млн лет), которая существенно превосходит размеры сформированной коры (2000 км) в бассейнах, расположенных к западу и востоку от ВИХ (Krishna et al., 2012). Такое различие может объясняться тем, что во время формирования ВИХ расстояние между горячей точкой Кергелен и сегментами спредингового хребта изменялось из-за миграции на север спредингового хребта Вартон и перескоков хребта к югу в сторону горячей точки. Миграция спредингового хребта, вероятно, привела к тому,

что горячая точка в раннем кайнозое в пределах Антарктической плиты сформировала вулканические сооружения за счет вулканизма на флангах хребта и латеральной миграции расплава от горячей точки вдоль оси хребта. Перескоки сегмента хребта Вартон к югу перевели части ВИХ, первоначально сформированные на Анатрктической плите, в состав Индийской плиты, и это явилось основной причиной дополнительного удлинения ВИХ.

Процесс взаимодействия обогащенного плюмового вещества и вещества астеносферы мог происходить по схеме, предложенной в работе (Krishna et al., 2012), в которой обогащенные расплавы, продуцируемые горячей точкой, постоянно мигрируют в сторону спрединговой зоны, или ось спрединга перескакивает в сторону горячей точки. Анализ магнитных аномалий позволил установить два крупных перескока оси спредингового хребта 65 и 42 млн лет назад и несколько небольших по амплитуде перескоков (Левченко и др., 2014). Эти процессы то приближали горячую точку к хребту, то отдаляли. При этом движение плит (Индийской и Антарктической) происходило дифференцированно (Krishna et al., 2012). Надо отметить, что одновременно происходило и постоянное смешение магм обогащенных в разной степени, но процесс смешения был равномерен во времени, и это приводило к достаточно однородным геохимическим характеристикам изливающихся магм. На рис. 13 схематически показано возможное взаимодействие Кергелен-плюма и спредингового магматизма. В отличии от схем, рассмотренных в работе (Krishna et al., 2012), мы приведем лишь одну ситуацию, типичную для интервала времени 70—50 млн лет назад, когда происходило активное взаимодействие плюма с рифтовой зоной. В это время магматическая активность плюма Кергелен при формировании плато ослабла, а образующиеся плюмовые магмы интенсивно мигрировали в сторону спрединговой зоны, где и происходило их взаимодействие с астеносферными расплавами (рис. 13). Состав плюма был достаточно гетерогенен, о чем говорилось выше, но в ходе процессов смешения расплавов под спрединговой зоной первичные черты вещества обогащенных источников терялись.

Таким образом, зона Восточно-Индийского хребта представляет собой вытянутую сложно расчлененную структуру блокового строения, которая испытала несколько фаз тектонической активности и образована благодаря интенсивному магмоснабжению под влиянием мантийного плюма Кергелен вблизи крупного трансформного разлома типа хребет-дуга и вулканизма, вызванного перескоками оси спрединга срединно-океанического хребта.

выводы

Магматизм восточной части Индийского океана и побережья восточной Антарктиды формировался под влиянием плюма Кергелен. Уникальная протяженная океаническая структура Индийского океана—Восточно-Индийский хребет — образована благодаря интенсивному магмоснабжению под влиянием мантийного плюма Кергелен вблизи крупного трансформного разлома.

Геохимическое изучение магматизма ВИХ показало, что процесс генерации первичных магм вблизи разломов 89° и 90° в.д. под древним хребтом Вартон протекал с повышенной степенью плавления, до 30%, что не типично для спрединговых хребтов Атлантики и Тихого океанов. Наиболее значительное влияние плюма на образование структур ВИХ относится к интервалу времени 70—50 млн лет назад.

Состав мантийных источников магматизма ВИХ и плато Кергелен по геохимическим параметрам близок, имеет обогащенный характер, более типичный для плюмовых магм плато Кергелен и разбавленный веществом деплетированного источника для расплавов ВИХ. В тоже время типично деплетированных разностей для толеитов ВИХ не отмечено. Сформированная на более ранних этапах активизации Кергелен-плюма метасоматизированная мантия впоследствии могла вовлекаться в процесс плавления, образуя обогащенные расплавы, которые могли проникать в зону плавления в пределах древнего спредингово-

го хребта Вартон, приводя, в свою очередь, к образованию обогащенных толеитов ВИХ.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: 12-05-00582-a; 15-05-03486-a; 14-05-00395-a; 13-05-12110 ОФИ-м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вержбицкий Е.В. (1998) Геотермический режим и генезис Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов. Океанология (2), 270-279.

Вержбицкий Е.В., Непрочнов Ю. П. (2005) Глубинное строение центральной части Индийского океана по геофизическим данным. *Геотектоника* (3), 53-65.

Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М. (1979) Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава. *Геохимия* (2), 163-175.

Кара В.И., Пилипенко А.И., Щербаков В.С. (1990) Строение земной коры и структура осадочных отложений в полосе Трансиндоокеанского геотраверза. *Советская Геология* (12), 22-29.

Кашинцев Г.Л., Непрочнов Ю.П., Гринько Б.Н. (2000) Генезис и эволюция Восточно-Индийского хребта. *Океанология* **40**(6), 901-906.

Левченко О. В., И. М. Сборщиков, Ю. Г. Маринова. (2014) Тектоника хребта девяностого градуса. *Океано- логия* **54**(2), 252-266.

Милановский В.Е. (1984) Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта" Автореферат диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, АН СССР. М.: Институт Океанологии им. П.П. Ширшова.

Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Лейченков Г.Л., Лайба А.А. (2009) Эволюция глубинного плюма Кару-Мод Антарктике и его влияние на магматизм ранних стадий раскрытия Индийского океана. *Геохимия* (1), 3-20.

Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И., Мирлин Е.Г., Никулин В.В., Ромашова Т.В., Седых Э.М. (1998) Петрология и геохимия базальтов восточной части Индийского океана в связи с проблемой начальных стадий его эволюции. *Петрология* (6), 1-14.

Сущевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В. (1983) Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов. Докл. АН СССР **268**(6), 953-961.

Сущевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В. (1983) Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов. Докл. АН СССР **268**(6), 953-961.

Сущевская Н.М., Каменецкий В.С., Беляцкий Б.В., Артамонов А.В. (2013) Геохимическая эволюция магматизма Индийского океана. *Геохимия* (8), 663-689.

Сущевская Н.М., Овчинникова Г.В., Борисова А.Ю., Беляцкий Б.В., Васильева И.М. (1996а) Геохимическая неоднородность магматизма поднятия Афанасия Никитина, северо-восточная часть Индийского океана. Петрология 4(2), 146-164.

Сущевская Н.М., Цехоня Т.И., Дубинин Е.П., Мирлин Е.Г., Кононкова Н.Н. (1996б) Формирование океанской коры в системе срединно-океанических хребтов Индийского океана. *Геохимия* (10), 963-975.

Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В. Кузьмин Д.В., Бычкова Я.В. (2014) Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (восточная Антарктида) — результат влияния мантийного плюма Кергелен. *Геохимия* (12), 1077-1098.

Andronikov A.V., Foley S.F. (2001) Trace element and Nd-Sr isotopic composition of ultramafic lamprophyres from the East Antarctic Beaver Lake area. *Chem. Geol.* **175**, 291-305.

Bénard F., Callot J.P., Vially R., Schmitz J., Roest W., Patriat M., Loubrieu B., ExtraPlac Team. (2010). The Kerguelen plateau: records from a long-living/composite microcontinent. *Marine and Petroleum Geology* 27, 633-649.

Borisova A.Yu., Belyatsky B.V., Portnyagin M.V., Suschevskaya N.M. (2001) Petrogenesis of an olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin Rise: evidence for contamination by cratonic lower continental crust. *J. Petrol.* **42**(2), 277-319.

Borisiva A.Yu., Nikogosian I.K., Scoates J.S., Weis D., Damasceno D., Shimizu N., Touret J.L.R. et al. (2002), Melt,fluid and crystal inclusisns in olivine phenocrysts from Kerguelen plume-derived picritic basalts: evidence for interaction with the Kerguelen Plateau lithosphere. *Chem. Geol.* **183**. 195-220.

Bowin K. (1973) Origin of the Ninetyeast Ridge from the studies near equater. *J. Geophys. Res.* **78**(26), 6029-6043.

Coffin M., Pringal M.S., Dungan R.A., Gladczenko T.P., Storey M., Muller R.D., Gahagan L.A. (2002) Kerguelen hot spot magma output since 130 Ma. *J. Petrol.* **43**(7), 1121-1139.

Desa M., Ramana M.V., Ramprasad T. (2009) Evolution of the Late Cretaceous crust in the equatorial region of the northern Indian Ocean and its implication in understanding the plate kinematics. *Geophys. J. Int.*, **177**, 1265-1278, :. doi 10.1111/j.1365-246X.2009.04096

Dyment J., Lin J., Baker E.T. (2007) Ridge-hotspot interactions. *Oceanography* **20**(1), 102-116.

Eisele J., Sharma M., Galer S.J.G., Blichert-Toft J., Devey C.W., Hofmann A.W. (2002) The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* **196**, 197-212.

Elliot D.H., Fleming T.H., Kyle P.R., Foland K.A. (1999) Long-distance transport of magmas in the Jurassic Ferrar Large Igneous Province, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* **167**, 89-104.

Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D. (2000) Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broren Ridge, southern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **176**, 73-89.

Frey F.A., Jones W.B., Davis H., Wein D. (1991) Geochemical and petrological data for basalts from sites 756, 757 and 758: Implications for the origin and evolution of Ninetyeast Ridge. In: Weissel J., Peirce J. et al. (eds) *Proceedings ODP Sci. Results.* 1991. College Station, TX (Ocean Drillind Program). 121, 611-659.

Frey F.A., Pringle M., Meleney P., Huang S., Piotrowski A. (2011) Diverse mantle sources for Ninetyeast ridge magmatism: geochemical constraints from basaltic glasses *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. **144**,163-183.

Gibbons Ana D., Barckhausen Udo, Paul van den Bogaard, Kaj Hoernle, Reinhard Werner Joane M. Whittaker, R. Dietmar Müller. (2011) Constraining the Jurassic extent of Greater India: Tectonic evolution of the West Australian margin Geochemistry Geophysics, Geosystems. **13**(5), Q05W13, doi 10.1029/2011GC003919

Golynsky A.V., Chiappini M., Damaske D. et al. (2006) ADMAP – a digital magnetic anomaly map of the Antarctic. *In: Antarctica – contributions to global Earth Sciences*. Futurer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G., Miller H., Tessensohn F. (eds). Springer-Verlag. Berlin. P. 109-116.

Gopala Rao D., Krishna K.S., Sar D. (1997), Crustal evolution and sedimentation history of the Bay of Bengal since the Cretaceous. *J. Geophys. Res.*, **102**, 17747-17768, doi 10.1029/96JB01339

Haplin J.A., Crawford A.J., Direen N.G., Coffin M.F., Forbes C.J., Borissova I. (2008) Naturaliste Plateau, offshore Western Australia: A submarine window into Gondwana assembly and breakup. *Geology* **36**(10), 807-810.

Hofmann A.W. (2003) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopies and trace elements. *In: Treatise on Geochemistry.* **2**, 61-101. ISBN: 0-09-044337-0. Ingle S., Weis D., Frey F.A. (2002a). Indian continental

crust recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau (ODP Leg 183, Site 1137). *J. Petrol.* **43**, 1241-1257.

Ingle S., Weis D., Scoates J.S., Frey F.A. (2002b) Relationship between the early Kerguelen plume and continental flood basalts of the paleo-Eastern Gondwana margins. *Earth Planet. Sci. Lett.* **197**, 35-50.

Janney P.E., Le Roex A.P., Carson R.W. (2005) Hafnium isotope and trace element constrains on the nature of mantle heterogeneity beneath the central Southwest Indian Ridge (13° E to 47° E) *J. Petrol.* **46**(12), 2427-2464.

Kamenetsky V.S., Maas R. (2002). Mantle-melt evolution (Dynamic Source) in the origin of a single MORB suite: a perspective from magnesian glasses of Macquarie island *J. Petrol.* **43** (10), 1909-1922.

Klein E.M., Langmuir C.H. (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness *J. Geophys. Res.* **92**(B4), 8089-8115.

Krishna K.S., Neprochnov Y.P., Gopala Rao D., Grinko B.N. (2001) Crustal structure and tectonics of the Ninety-East Ridge from seismic and gravity studies. *Tectonics* **20**(3), 416-433.

Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W., Pringle M.S., Frey F., Gopala Rao D., Levchenko O.V. (2012). Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent oceanic basins and age constraints of the ridge. *J. Geophys. Res.* 117, B04101, doi 10.1029/2011JB008805

Luttinen A.V., Furnes H. (2000) Flood basalts of Vestfjella: Jurassic magmatism across an Achaean — Proterozoic lithospheric boundary in Dronning Maud Land, Antarctica *J. Petrol.* **41**(8), 1271-1305.

Luyendyck B.P., Rennick W. (1977) Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **88**, 1347-1356.

Mahoney J.J., Jones W.B., Frey F.A., Salters V.J.M., Pyle D.G., Davies H.L. (1995) Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the sotherneast indian Ocean *Chem. Geol.* **120**, 315-345.

Mahoney J.J., White W.M., Upton B.G.J., Neal C.R., Scrutton R.A.(1996) Beyond EM-1: lavas from Afanasey

Nikitin Rise and the Crozet Archipelago, Indian Ocean. *Geology* **24**, 615-618.

McDonough W.F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 1-18.

Nicolaysen K., Bowring S., Frey F., Weis D., Ingle S., Pringle M.S., Coffin M.F. (2001), Provenance of Proterozoic garnet-biotite gneiss recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology* **29**(3), 235-238.

Niu Y., Batiza R. (1991) An empirical method for calculations produced beneath mid ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting. *J. Geophys. Res.* **96**(B13), 21753 -21777.

Nobre Silva SG., Weis D., Scoates J.S., Barling J. (2013) The Ninetyeast Ridge and its Relation to the Kerguelen, Amsterdam and St. Paul Hotspots in the Indian Ocean. *J. Petrol.* **54**(6), 1177-1210.

Royer J.-Y., Sandwell D.T. (1989) Evolution of the Eastern Indian Ocean since the late Cretaceous: constreins from geosat altimetry. *J. Geophys. Res.* **94**(B10), 13755-13782.

Royer J.-Y., Gordon R.G. (1997) The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates. *Science* **277**, 1268-1274.

Sager W.W., Bull J.M., Krishna K.S. (2013) Active faulting on the Ninetyeast Ridge and its relation to deformation of the Indo-Australian plate. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 4648-4668, doi:. doi 10.1002/jgrb.50319

Saunders A.D., Storey M., Gibson I.L. et al. (1991) Chemical and isotopic constrains on the origin of basalts from Ninetyeast Ridge, Indian Ocean: result from DSDP Legs 22 and 26 and ODP Leg 121. In: Weissel J., Peirce J., Taylor E., Alt. et al. Proc. ODP, Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program). V. 121, 559-590.

Segev A. (2002) Flood basalts, continental breakup and the dispersal of Gondwana: evidence for periodic migration of upwelling mantle flows (plumes). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*. V. **2**, 171-191.

Small C. (1995) Observations of ridge—hotspot interactions in the southern ocean. *J. Geophys. Res.* **100**(B9), 17931-17946.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Sun-Lin Chung, Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S.,

Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nokogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Suschevskaya N.M., Teklay M. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science* **316**(5823), 412-417.

Storey M., Saunders A.D., Tarney J., Gibson I.L. (1989) Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume. *Nature* **338**, 574-576.

Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: Magmatism in the ocean basins. Eds. Suanders A.D., Norry M.J., Geol. Soc. Special Publ.* **42**, 313-345.

Sushchevskaya N., Belyatsky B. (2011a) Geochemical and petrological characteristics of Mesozoic dykes from Schirmacher Oasis (East Antarctica). *In: Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation (ed. R.K. Srivastava)*, 3-18, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. DOI: doi 10.1007/978-3-642-12496-9_1.10.1007/978-3-642-12496-9_1

Sushchevskaya N.M., Belyatsky B.V., Laiba A.V. (2011) Origin, distribution and evolution of plume magmatism in East Antarctica. *In: Volcanology (ed. Fr. Stoppa). Croatia. Rijeka. INTECH.* P. 3-29.

Thompson R.N., Riches A.J.V., Antoshechkina P.M., Pearson D.G., Nowell G.M., Ottley C.J., Dickin A.P., Hard V.L., Ngun A.-K., Niku-Paavola V. (2007) Origin of CFBMagmatism: Multi-tiered Intracrustal Picrite-Rhyolite Magmatic Plumbing at Spitzkoppe, Western Namibia, during Early Cretaceous Etendeka Magmatism. *J. Petrol.* **48**(6), 1119-1154.

Tikku A.A., Cande S.C. (2000), On the fit of Broken Ridge and Kerguelen Plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.* **180**(1-2), 117-132.

Weis D., Frey F.A. (1991) Isotope geochemistry of Ninetyeast Ridge basement basalts:Sr,Nd and Pb evidence for involvement of the Kerguelen hot spot. *In: Wise J., Peirce J. et al. Proceedings ODP Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. V. **121**. P. 591-610.

Weis D., Frey F.A., Giret A., Cantagrel J.-M. (1998) Geochemical Characteristics of the Youngest Volcano (Mount Ross) in the Kerguelen Archipelago: Inferences for Magma Flux, Lithosphere Assimilation and Composition of the Kerguelen Plume. *J. Petrol.* **39**(5), 973-994.