

ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ, МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ И СТРОЕНИЯ МАНТИИ В РАЙОНЕ ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ БУВЕ (Южная Атлантика)

А.А. Кирдяшкин^{1,✉}, В.А. Симонов^{1†}, А.В. Котляров¹, А.В. Яковлев²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz Zentrum für Polar- und Meeresforschung, am Handelshafen 12, 27570, Bremerhaven, Germany

Поступила в редакцию: 17.09.2024

Принята в печать: 20.12.2024

Опубликована онлайн: 25.12.2024

DOI: [10.15372/GiG2024184](https://doi.org/10.15372/GiG2024184)

EDN: [VACOGU](https://www.edn.ru/VACOGU)

Ссылка для цитирования:

Кирдяшкин А.А., Симонов В.А., Котляров А.В., Яковлев А.В. (2025).

Особенности геодинамических, магматических систем и строения мантии в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геология и геофизика, т. 66, № 5, с. 569–588, DOI: [10.15372/GiG2024184](https://doi.org/10.15372/GiG2024184), EDN: [VACOGU](https://www.edn.ru/VACOGU).

© А.А. Кирдяшкин, В.А. Симонов, А.В. Котляров, А.В. Яковлев, 2025

✉E-mail: aak@igm.nsc.ru

В районе тройного сочленения Буве сходятся три срединно-океанических хребта: Срединно-Атлантический, Юго-Западный Индийский и Американско-Антарктический. При этом район тройного сочленения характеризуется проявлениями магматизма горячей точки Буве. С использованием имеющихся данных лабораторного моделирования представлена схема канала мантийного термохимического плюма, выплавляющегося от границы ядро–мантия и прорывающегося на поверхность. С использованием морфобатиметрических данных по району вулканического о. Буве найден массовый расход магматического расплава для плюма горячей точки Буве. С учетом найденного расхода расплава тепловая мощность источника плюма Буве $N_B = (1.7–2.0) \cdot 10^{10}$ Вт, и диаметр канала плюма равен 9–16 км. Представлена возможная эволюция плюма Буве на основе рассмотрения его геодинамического режима. Показано влияние геодинамической системы астеносферных конвективных течений на строение океанического дна в районе Буве. Плюм, под действием которого сформировался о. Буве, находится в области восходящего потока астеносферного валикового течения и локально интенсифицирует его. Трансформные разломы в районе Буве образовались под влиянием нисходящих течений астеносферных валиков. Ширина желоба и глубина впадины трансформного разлома Буве определены на основе анализа структуры течения и теплообмена в астеносфере в районе Буве и с учетом интенсифицирующего влияния плюма Буве на восходящий поток астеносферного валикового течения. Проведенные геохимические и термобарогеохимические исследования свидетельствуют об определяющей роли флюидных компонентов в магматических системах горячей точки Буве, для которых характерно обогащение летучими (H_2 , H_2O , CO_2), щелочами (прежде всего калием) и литофильными редкими и редкоземельными элементами (La, Ce, Th, Nb, Rb). С учетом результатов сейсмотомографии рассмотрены особенности строения мантии в районе тройного сочленения. Вдоль осевой зоны трансформного разлома Буве выделяется высокоскоростная аномалия, корни этой аномалии в верхней мантии прослеживаются до глубины 250 км. Под о. Буве выявлена низкоскоростная аномалия, которая прослеживается до глубин около 500 км.

Мантийный плюм, горячая точка, астеносферные свободно-конвективные течения, тройное сочленение, срединно-океанический хребет, трансформный разлом, содержание редких и редкоземельных элементов, летучие компоненты, расплавные включения, аномалии скоростей P-волн

ВВЕДЕНИЕ

Мантийные плюмы в значительной степени регулируют глобальную геодинамику Земли и управляют мантийным теплообменом [Добрецов, 2010; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013; Кузьмин, Ярмолюк, 2016; Hoggard et al., 2020]. В статьях [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004; Dobretsov et al., 2008] предложена модель, в соответствии с которой термохимический плюм создается на ядро-мантийной границе в месте подтока химической добавки, понижающей температуру плавления нижней мантии, и при поступлении тепла из внешнего ядра. В этом случае температура плавления мантии определяется равен-

ством $T_{пх} = T_{пс} - kc_2$, где $T_{пс}$ – температура ее плавления в отсутствие добавки, c_2 – концентрация добавки на границе канала плюма, а коэффициент k ($^{\circ}C/\%$) задает снижение температуры плавления за счет поступления добавки. Легкая и легкоплавкая химическая добавка образуется в результате реакций таких минеральных фаз нижней мантии, как перовскит, магнезиовюстит и стишовит с водородом и/или метаном, поступающими в нижнюю мантию из внешнего ядра [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004]. В расплаве в канале плюма существуют турбулентные свободно-конвективные течения, и добавка поступает к кровле плюма в турбулентном режиме свободно-конвективного тепло- и массопереноса [Кир-

дьяшкин и др., 2004]. Значительное число работ посвящено численному моделированию термохимических плюмов [Samuel, Farnetani, 2003; Lin, van Keken, 2006; Zhong, 2006; Heyn et al., 2020]. Плюмы в таких работах моделируются конвективными термиками, вводятся изменения плотности, вызванные изменениями состава. Отличия упомянутой выше модели термохимического плюма от численных моделей плюмов приведены в [Dobretsov et al., 2008].

В зависимости от тепловой мощности возможны различные геологические проявления мантийных плюмов на поверхности. Плюмы, действующие в настоящее время в океанических областях, такие как Гавайский и Исландский, относятся к плюмам большой тепловой мощности [Кирдяшкин и др., 2016]. Находящийся на удалении от срединно-океанического хребта (СОХ) Гавайский плюм взаимодействует с горизонтальными мантийными свободно-конвективными течениями и проявлен на Тихоокеанской плите в виде вулканической цепи [Farnetani, Hoffmann, 2010; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013; Garcia et al., 2015; Harrison et al., 2017]. Исландский плюм, находясь в восходящем потоке крупномасштабной мантийной ячейки, проявлен на оси Срединно-Атлантического хребта [Добрецов и др., 2005; Ruedas et al., 2007; Thordarson, Larsen, 2007; Steinberger et al., 2019]. Можно говорить о существенно более сложной в геодинамическом смысле ситуации, существующей в районе вулканического о. Буве (Южная Атлантика). Горячая точка Буве является поверхностным проявлением мантийного плюма Буве и функционирует в области тройного сочленения СОХ [Ligi et al., 1997; Симонов и др., 2000; Georgen et al., 2001; Peyve, Skolotnev, 2001]. Геологические, петрологические и геохимические данные свидетельствуют о действии плюма в этом районе Атлантики [Johnson et al., 1973; le Roex et al., 1985, 1987; Kurz et al., 1998; Prestvik et al., 1999; Пейве, 2002].

Следы горячих точек на океаническом дне дают возможность изучить историю развития соответствующих плюмов. Траектория движения горячей точки Буве представлена в работе [Hartnady, le Roex, 1985] на основе модели абсолютного движения Африканской плиты. Распределение следов горячих точек в Южной Атлантике контролируется взаимодействием мантийных плюмов глубинного происхождения с движением и структурой Африканской плиты [O'Connor et al., 2012]. В мезозое горячие точки Южной Атлантики Буве и Шона могли влиять на значимые морфоструктуры дна, в частности, на хребет и плато Агульяс, обеспечивая поступление дополнительного магматического материала к ним [Uenzelmann-Neben, Gohl, 2004; Parsiegla et al., 2008].

Наиболее интересен для исследователей район о. Буве, в котором сходятся три СОХ: Срединно-Атлантический хребет (САХ), Юго-Западный Индийский или Африкано-Антарктический хребет (ЮЗИХ

или АфАХ) и Американско-Антарктический хребет (ААХ) (рис. 1). Как показано на схеме, область тройного сочленения Буве имеет трехлучевую структуру, образованную окончаниями трех срединно-океанических хребтов, имеющих индивидуальные особенности строения. Рифтовая зона САХ расчленяется на кулисно расположенные отрезки. С юго-востока к ней подходит молодое вулканическое поднятие Шписс, ограниченное с юга по зоне трансформных деформаций Буве от ЮЗИХ (АфАХ). На юго-западе простирается глубокий прогиб, лежащий на окончании Американско-Антарктической зоны [Пушаровский, Пейве, 1996]. При этом район тройного сочленения характеризуется проявлениями магматизма горячей точки Буве. Один из авторов (д.г.-м.н. В.А. Симонов) был участником 18-го рейса научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Николай Страхов» и участвовал в отборе образцов вдоль рифтовых зон и на флангах СОХ. Исследования образцов позволили получить основные петролого-геохимические характеристики магматических систем района тройного сочленения.

Зоны трансформных разломов также являлись объектами изучения экспедиций, проводившихся в районе Буве. В частности, на основе морфобатиметрических и геофизических исследований были получены данные о строении и параметрах трансформного разлома Буве, ограничивающего с северо-запада участок ЮЗИХ, юго-восточной границей которого служит трансформный разлом Мошеш [Мазарович и др., 1995; Ligi et al., 1997, 1999; Соколов и др., 1999; Пейве, 2002].

Сейсмотомографические модели распределения аномалий *P*- и *S*-волн показывают наличие низкоскоростной аномалии в верхней и нижней мантии под горячей точкой Буве, свидетельствующей о наличии плюма под ней [Montelli et al., 2006; Zhao, 2007, 2015; Colli et al., 2013; Celli et al., 2020]. При этом отмечается достаточно низкое разрешение изображений плюма в нижней мантии [Montelli et al., 2006; Zhao, 2015] и достаточно быстрое затухание низкоскоростной аномалии в верхней мантии [Celli et al., 2020].

Следует отметить, что выделение плюмов с помощью сейсмотомографии до сих пор является сложной задачей. В глобальных сейсмотомографических моделях аномалии небольшого пространственного масштаба (~ 100 км) определяются недостаточно хорошо [Montagner, 2011; Zhao, 2015]. Проблема возможности выделения плюмов исследуется в том числе с помощью компьютерного моделирования. По данным экспериментов по синтетической томографии могут быть установлены ограничения, которые следует учитывать при интерпретации результатов телесеismicкой сейсмотомографии [Maguire et al., 2018].

Вопрос о том, где образуются мантийные плюмы: на границе ядро–мантия, в переходной зоне мантии или в верхней части нижней мантии ниже границы

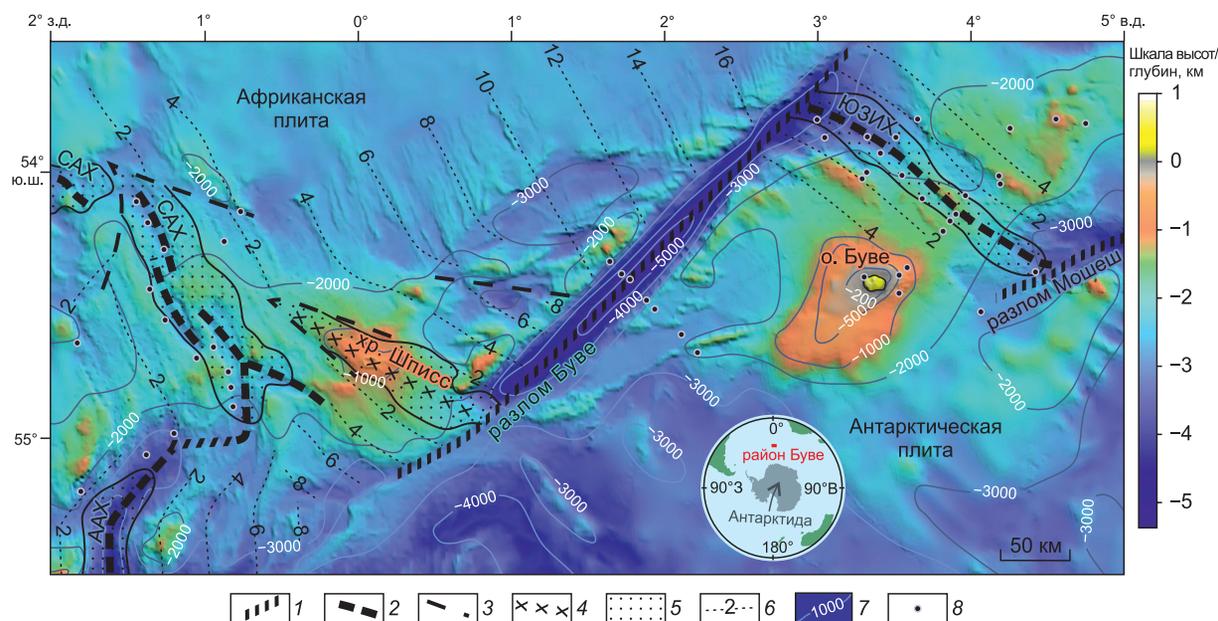


Рис. 1. Район тройного сочленения Буве (Южная Атлантика). 1 – трансформные разломы; 2 – оси СОХ; 3 – прочие разломы; 4 – хр. Шписс; 5 – зоны нулевой магнитной аномалии; 6 – изохроны на основе магнитных аномалий (млн лет); 7 – изолинии глубин (м); 8 – драгировочные станции 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». САХ – окончание Срединно-Атлантического хребта; ААХ – окончание Америко-Антарктической зоны деформаций; хр. Шписс – вулканическое поднятие, окончание Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ). Тектоническая схема составлена по данным [Пушаровский, Пейве, 1996; Ligi et al., 1999; Симонов и др., 2000], с изменениями. Результат комбинирования цветного рельефа и теневой отмывки построен по данным [Ryan et al., 2009] с сайта <https://gmrt.org>. На врезке район Антарктики показан в полярной стереографической проекции, центральной точкой является Южный полюс.

660 км, – все еще является предметом обсуждения [Courtillot et al., 2003; Koppers et al., 2021]. В континентальных областях рассматриваются верхнемантийные плюмы в виде восходящих потоков, образующихся вследствие накопления материала нижнемантийного плюма в слое под границей 660 км [Civiero et al., 2019] или водонасыщенных восходящих потоков, образующихся в переходной зоне мантии вследствие дегидратации слэба [Yang et al., 2018; Kuritani et al., 2019]. И все же достижения в области сейсмотомографии позволяют выделять в настоящее время глубинные мантийные плюмы с большей достоверностью [Koppers et al., 2021]. В глобальных сейсмотомографических исследованиях показано существование, по крайней мере, широких непрерывных низкоскоростных сейсмических аномалий, протягивающихся от основания мантии, которые могут быть интерпретированы как мантийные плюмы [Montelli et al., 2006; French, Romanowicz, 2015]. Сравнительно недавно было получено изображение относительно узкого цилиндрического канала плюма, протягивающегося от границы ядро–мантия по всей толщине мантии [Nelson, Grand, 2018].

В исследованиях мантийной конвекции одна из ключевых ролей принадлежит методам моделирования. В области численного моделирования следует отметить развитие 3D-моделей мантийной конвекции, реализуемых как в декартовой, так и в сфериче-

ской геометрии. В модели трехмерного мантийного течения под центром спрединга с распределением вязкости, учитывающим долю расплава и степень истощения мантии, получены структуры, связанные с течением частично расплавленного вещества верхней мантии, подобные валикам и примыкающие непосредственно к оси СОХ [Choblet, Parmentier, 2001]. В модели [Albers, Christensen, 2001], включающей зависимость вязкости от температуры и глубины, образование СОХ обусловлено заданной скоростью, а плюм, взаимодействующий с СОХ, представляет собой восходящий поток (термик), возникший в результате локального повышения температуры на нижней границе расчетной области. Для вязкости, зависящей от температуры, моделируется влияние охлаждаемой океанической литосферы на геометрию мантийных течений и обусловленные ими особенности строения литосферы при различной ориентации оси хребта относительно движения плиты [Morency et al., 2005]. В глобальной 3D-модели мантийной конвекции с внутренними источниками тепла [Miyagoshi et al., 2020] плиты воспроизведены на основе предположения о том, что реология мантийного вещества зависит от истории напряжений.

В настоящее время достаточно интенсивно развиваются модели конвекции в 3D-сферической геометрии. Исследуется влияние вязкости, зависящей от температуры и скорости деформаций, на поля скоро-

сти общемантийных конвективных течений, рассчитанные в сферической геометрии [Becker, 2006]. Результаты численных исследований для сферической Земли с вязкостью, зависящей от температуры при базальном и внутреннем нагреве сферической оболочки показывают, что суперконтинентальные циклы представляют собой закономерное сочетание интроверсий и экстраверсий [Yoshida, Santosh, 2014]. Глобальные модели мантийных конвективных течений для сферической Земли с вязкостью, зависящей от температуры, использующие глобальную модель сейсмической томографии, применяются для построения глобальных геодинамических моделей современной Земли и анализа особенностей строения и геодинамики отдельных регионов [Баранов и др., 2023; Лобковский и др., 2024]. В модели мантийной конвекции в сферической оболочке с внутренними и базальными источниками тепла показано, что в условиях наличия предела текучести и значительного увеличения вязкости в нижней мантии может быть получена глобальная система океанических хребтов, характеризующихся линейными сегментами спрединга, смещенными трансформными разломами [Langemeyer et al., 2021].

Одним из эффективных инструментов исследования тепловых гравитационных (свободно-конвективных) течений и теплообмена в астеносфере под СОХ является метод теплофизического моделирования (лабораторного и теоретического). На основе лабораторного и теоретического моделирования показано, что в астеносфере под СОХ под действием горизонтального градиента температуры создаются крупномасштабные свободно-конвективные ячеистые течения. У охлаждаемой кровли астеносферы в области неустойчивой стратификации формируются мелко-масштабные свободно-конвективные валиковые течения, оси валиков направлены вдоль крупномасштабного ячеистого течения [Кирдяшкин, 1989; Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин и др., 2006]. Были измерены профили скорости течения и температуры в горизонтальном слое жидкости, нагреваемом снизу в осевой части и охлаждаемом сверху, служащем моделью астеносферы под океаном. Для горизонтального слоя с подвижной кровлей при постоянном горизонтальном градиенте температуры были найдены точные решения двумерных уравнений свободной конвекции в приближении Буссинеска для постоянных физических свойств жидкости [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008].

Перспективным является совместное использование геолого-геофизических, петролого-геохимических данных и результатов моделирования для исследования связи морфоструктур дна и особенностей состава литосферы с основными геодинамическими системами, действующими в зонах тройного сочленения [Симонов и др., 1999]. Кроме результатов гео-

динамического моделирования и исследований образцов из района Буве, в нашей статье представлены сейсмотомографические данные о строении верхней мантии в этом районе.

Задачи исследования: 1) найти основные параметры глубинных геодинамических систем, действующих в районе Буве, на основе имеющихся данных лабораторного моделирования и результатов теоретического анализа; 2) выявить связь морфоструктур океанического дна в районе тройного сочленения Буве с действием этих геодинамических систем; 3) выявить особенности магматических систем в районе горячей точки Буве на основе данных по расплавленным включениям и результатов петролого-геохимических исследований драгированных образцов эффузивных пород; 4) определить особенности строения мантии в районе тройного сочленения Буве с использованием данных сейсмической томографии и сопоставить полученные результаты с данными по магматическим системам.

ТЕПЛОВАЯ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МАНТИЙНОГО ТЕРМОХИМИЧЕСКОГО ПЛЮМА, ТЕПЛОВАЯ МОЩНОСТЬ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА БУВЕ И ЕГО ДИАМЕТР

Выше было отмечено, что мантийный плюм Буве находится в области тройного сочленения и проявлен на дне океана в виде горячей точки. Построенный Л. Хартнади и А. Ле Ру след движения горячей точки Буве (рис. 2) базируется на модели абсолютно-го движения Африканской плиты [Hartnady, le Roex, 1985]. В этой модели вводится предположение о вращении плиты с постоянной скоростью, усредненной за время 64 млн лет, вокруг постоянного полюса с конечным положением 64 млн лет. На сегодня позиция горячей точки Буве совпадает с местоположением вулканического о. Буве. Начальная точка модельной траектории плюма Буве расположена на континенте – в Южной Африке.

Представим тепловую и гидродинамическую структуру мантийного термохимического плюма с учетом полученных ранее данных лабораторного и теоретического моделирования. На рисунке 3 показана схема канала мантийного термохимического плюма, который поднимается (выплавляется) от ядро-мантийной границы. В расплаве в канале плюма происходит свободно-конвективный теплообмен. Границы конвективных ячеек канала плюма отмечены сужениями, сформировавшимися вследствие интенсивной кристаллизации расплава в канале. Подъемный свободно-конвективный поток в канале имеет диаметр, который намного меньше диаметра плюма.

Опускной поток вида пограничного слоя существует на стенке канала. Экспериментальное моделирование [Dobretsov et al., 2008] показывает, что в про-

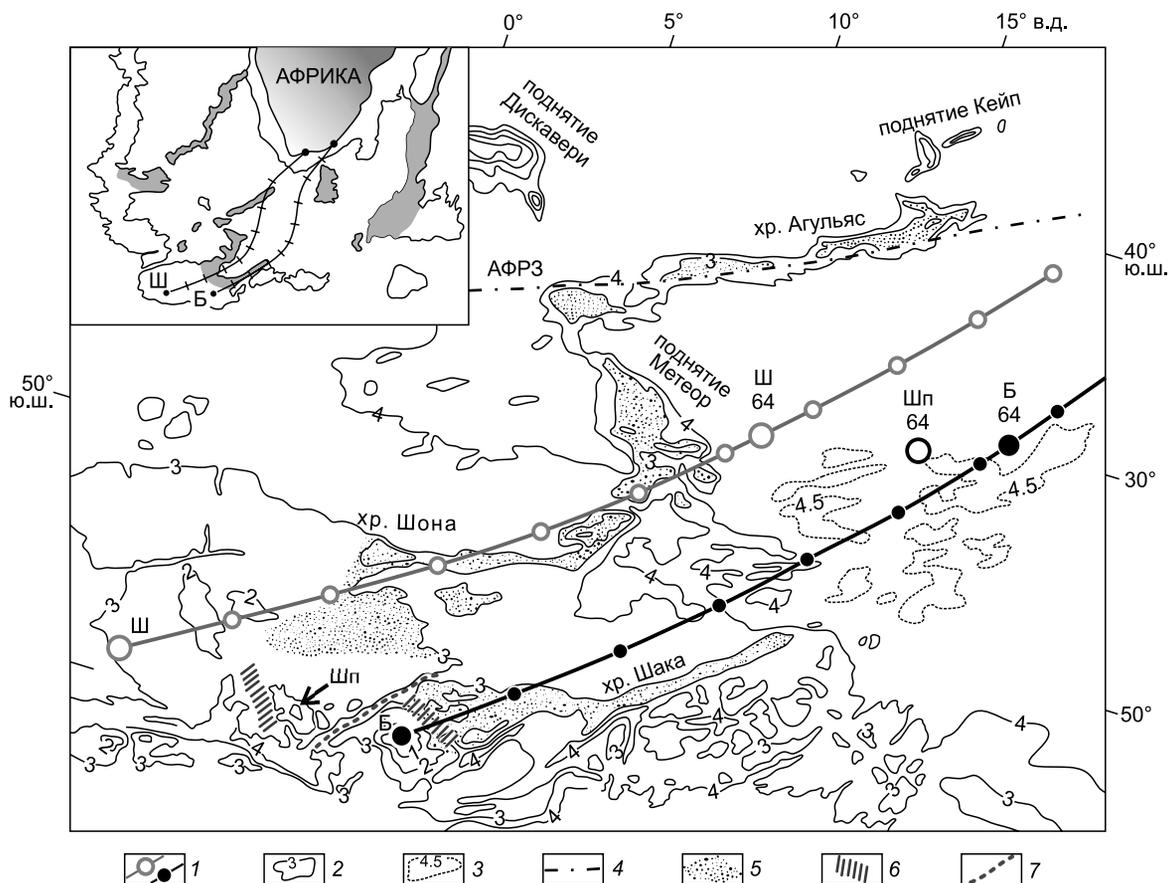


Рис. 2. Схема рельефа дна в районе тройного сочленения Буве с наложенными на него модельными траекториями движения горячих точек Буве и Шона, по данным [Hartnady, le Roex, 1985], с изменениями. 1 – модельные треки горячих точек Буве и Шона [Hartnady, le Roex, 1985], обозначенные залитыми кружками, датированными с периодичностью 10 млн лет; 2 – изобаты, проведенные через 1 км; 3 – изобаты 4.5 км; 4 – Агульяс-Фолклендская разломная зона (АФРЗ); 5 – поднятия и хребты Южной Атлантики; 6 – участки САХ и ЮЗИХ (АфАХ); 7 – трансформный разлом Буве. Модельные положения горячих точек Буве (Б64, Б) и Шона (Ш64, Ш) 64 млн л. н. и в настоящее время показаны увеличенными залитыми кружками, а также показаны соответствующие позиции хр. Шписс (Шп 64, Шп). На врезке: модельные треки горячих точек Буве (Б) и Шона (Ш) [Morgan, 1983], начинающиеся в южной части Южно-Африканской платформы.

цессе подъема плюма создается избыточный объем расплава, накапливающийся вблизи подошвы плюма, расположенной на ядро-мантийной границе.

На схеме канала плюма высотой h , поднимающегося от границы ядро-мантия, изображен канал излияния плюма, сформировавшийся в массиве над кровлей плюма и имеющий высоту x_n . Посредством канала излияния осуществляется прорыв расплава, образованного плюмом [Dobretsov et al., 2008]. Излияние расплава на поверхность происходит под влиянием сверхлитостатического давления, действующего на кровлю плюма. Это давление обусловлено недостаточным давлением столба расплава вещества мантии высотой h по сравнению с давлением столба твердого мантийного материала такой же высотой, поскольку плотность расплава меньше средней плотности окружающей мантии. С учетом существования сужений на границах ячеек плюма (см. рис. 3), сверхлитостатическое давление на его кровле равно:

$$\Delta P = \rho_{\text{окр}} g h \beta \Delta T (R_{\text{суж}} / R)^2, \tag{1}$$

где $\rho_{\text{окр}}$ – средняя плотность окружающей мантии, g – ускорение силы тяжести, β – термический коэффициент объемного расширения расплава в канале плюма, разность температуры $\Delta T = T_{\text{распл}} - T_{\text{окр}}$, $T_{\text{распл}}$ – температура расплава, $T_{\text{окр}}$ – температура окружающей мантии, R – радиус плюмового канала, $R_{\text{суж}} = 0.5R$ – радиус сужения.

Принимаем разность температуры $\Delta T = 380\text{--}440$ °С [Добрецов и др., 2001, 2005; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016]. Полагаем $h \approx H = 2.88 \cdot 10^6$ м и принимаем значения параметров $\rho_{\text{окр}} = 4500$ кг/м³, $\beta = (1-3) \cdot 10^{-5}$ °С⁻¹ и $g = 9.8$ м/с². Тогда, используя соотношение (1), находим $\Delta P = (1.2\text{--}4.0) \cdot 10^8$ Н/м² = 1.2–4.2 кбар. Под влиянием сверхлитостатического давления расплава на кровлю плюма в массиве литосферы над ней организуется вязкое течение, под влиянием которого, в свою очередь, над плюмом формируется поднятие поверх-

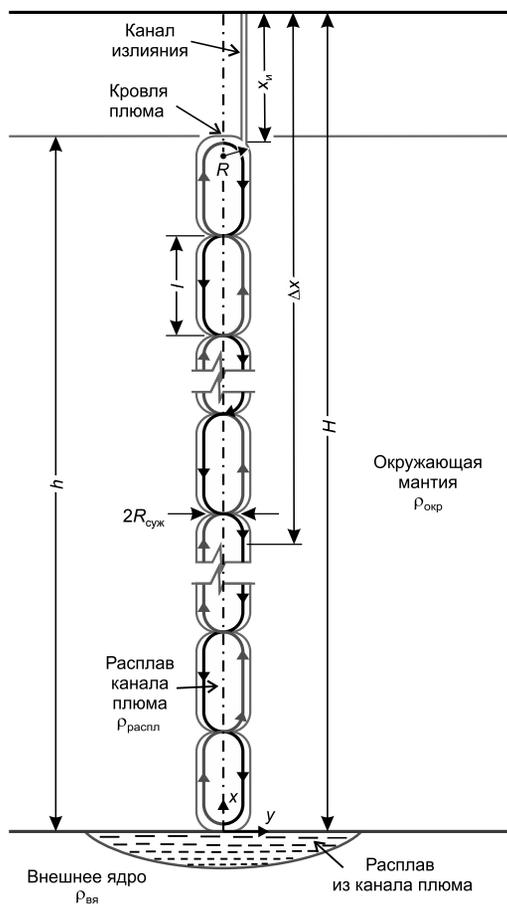


Рис. 3. Структура течения в расплаве в канале термохимического плюма, выплавляющегося в мантии от ядро-мантийной границы с учетом данных лабораторного моделирования [Dobretsov et al., 2008; Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012]. Канал плюма радиусом $R = 2d$ разбивается областями сужения радиусом $R_{суж}$ на конвективные ячейки, высота которых $l_j \approx 2.5d$ (d – диаметр канала плюма). Δx – глубина, с которой при первоначальном излиянии расплав выносится на поверхность [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016], $\rho_{вн}$ – средняя плотность вещества внешнего ядра, $\rho_{окр}$ – средняя плотность вмещающей мантии, $\rho_{распл}$ – средняя плотность расплава в канале плюма.

ности. К моменту времени, когда кровля плюма поднимается до отметки x_n , поднятие достигает своей наибольшей высоты.

Используя объем поднятых и излившихся пород выше нижнего топографического уровня для плюма, можно оценить его тепловую мощность N [Добрецов и др., 2005]:

$$N = \Delta G(C / \beta + B), \quad (2)$$

где $\Delta G = \rho \Delta V$ – массовый расход магматического расплава, излившегося на поверхность, ρ – плотность поднятых и излившихся пород, ΔV – объемный расход расплава, C – теплоемкость мантийного вещества, B – удельная теплота плавления.

Для того, чтобы найти расход расплава ΔG , используем морфобатиметрические изображения дна в

районе о. Буве. В соответствии с морфобатиметрическими данными [Пейве и др., 1994; Мазарович и др., 1995], высота поднятия вулканического о. Буве, сформировавшегося под воздействием плюма Буве, составляет $H_B = 2$ км. Площадь осевого сечения поднятия составляет $S_B = (1/2)H_B D = 1.35 \cdot 10^8 \text{ м}^2$ для основания поднятия $D = 135$ км. Согласно [Hartnady, le Roes, 1985], на протяжении последних 10 млн лет скорость движения горячей точки Буве относительно океанической литосферы Южной Атлантики равна $u = 3.3$ см/год. Тогда находим объемный расход расплава $\Delta V = S_B u = 0.141 \text{ м}^3/\text{с}$. Согласно вышеприведенному равенству для ΔG , массовый расход расплава для плюма Буве $\Delta G = \rho \Delta V = 409 \text{ кг/с}$ для полученного выше объемного расхода ΔV и плотности $\rho = 2900 \text{ кг/м}^3$.

Согласно соотношению (2), тепловая мощность плюма Буве $N_B = (1.7-2.0) \cdot 10^{10} \text{ Вт}$ для полученного выше массового расхода ΔG и значений $C = 1200 \text{ Дж/кг} \cdot \text{°C}$, $\beta = (2.5-3) \cdot 10^{-5} \text{ °C}^{-1}$ и $B = 2.1 \cdot 10^5 \text{ Дж/кг}$ [Добрецов и др., 2005; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013]. В качестве сравнения можно привести тепловые мощности современных плюмов, функционирующих в океанических областях. Так, для Гавайского и Исландского плюмов $N_I = 3 \cdot 10^{11} \text{ Вт}$ и $N_{И} = 3.8 \cdot 10^{11} \text{ Вт}$ [Dobretsov et al., 2008].

В нашей модели температура основания плюма T_1 больше температуры расплава в его канале ($T_1 > T_{распл}$). С использованием соотношения для удельного теплового потока от подошвы плюма, полученного с учетом закона теплообмена от горизонтальной поверхности в большом объеме конвектирующей жидкости [Кирдяшкин и др., 2004], может быть получено соотношение для диаметра канала плюма:

$$d = [22.2N(a\nu)^{1/3} / \pi\lambda(\beta g)^{1/3} \Delta T_s^{4/3}]^{1/2}, \quad (3)$$

где a – коэффициент температуропроводности, ν – коэффициент кинематической вязкости, λ – коэффициент теплопроводности расплава, $\Delta T_s = (T_1 - T_{пл})/2$ – перепад температуры в пограничном слое на подошве плюма.

Берем следующие значения параметров: $\lambda = 5-10 \text{ Вт/м} \cdot \text{°C}$, $a = \lambda / C\rho_{окр} = 9.3 \cdot 10^{-7}-1.9 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $\nu = 0.5-2 \text{ м}^2/\text{с}$, $\Delta T_s = 10 \text{ °C}$ и $\beta = (2.5-3) \cdot 10^{-5} \text{ °C}^{-1}$ [Добрецов и др., 2001, 2005; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013]. Используя соотношение (3) и учитывая полученную нами выше величину тепловой мощности, находим диаметр канала плюма Буве: $d_B = 9-16$ км.

В соответствии с диаграммой геодинамических режимов мантийных плюмов [Кирдяшкин и др., 2016], для плюмов промежуточной тепловой мощности (плюмов, прорывающихся на поверхность) величина $N = (1.6-2.7) \cdot 10^{10} \text{ Вт}$ и, соответственно, относительная тепловая мощность $Ka = 1.15-1.9$ (рис. 4). Плюмы, имеющие мощность $N < 1.6 \cdot 10^{10} \text{ Вт}$ ($Ka < 1.15$), не выходят на поверхность. При $1.9 < Ka < 10$ после прорыва расплава из канала плюма на поверхность происходит плавление вдоль подошвы массива коры над

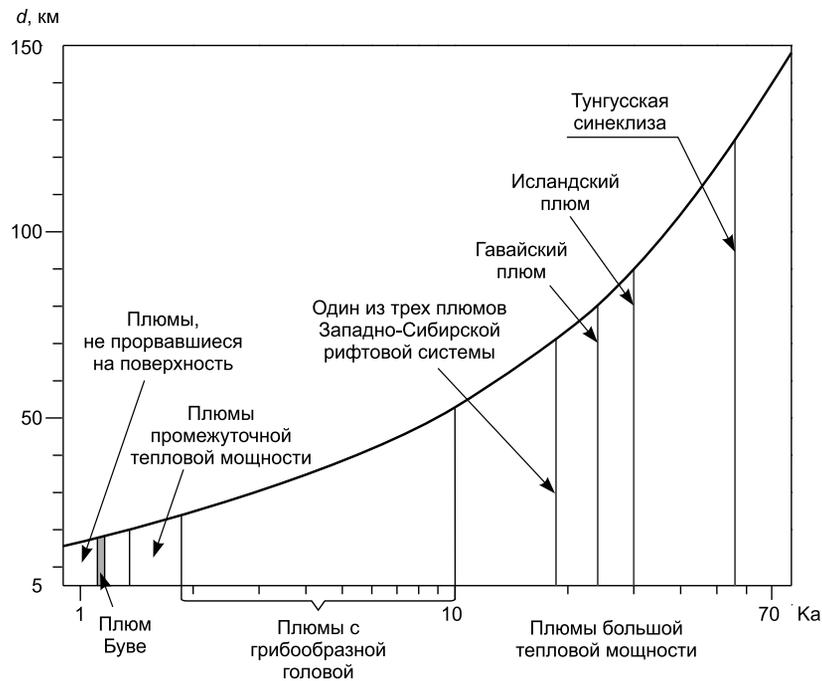


Рис. 4. Позиция плюма Буве на диаграмме геодинамических режимов плюмов. Диаграмма режимов, по данным [Кирдяшкин и др., 2016], с изменениями. $Ka = N/N_1$ – относительная тепловая мощность, $N_1 = 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт – тепловая мощность, передающаяся от канала плюма во вмещающую мантию в условиях стационарной теплопроводности. Для плюма Буве $Ka_B = N_B/N_1 = 1.2–1.4$.

кровлей плюма и образуется грибовидная голова плюма. Плюмы с грибовидной головой могут быть ответственными за образование крупных интрузивных тел в земной коре [Кирдяшкин и др., 2016; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2018]. Тепловая мощность плюма Буве $N_B = (1.7–2.0) \cdot 10^{10}$ Вт ($Ka_B = 1.2–1.4$) попадает в вышеуказанный интервал мощностей для плюмов промежуточной тепловой мощности, и, следовательно, плюм Буве можно отнести к плюмам этого типа (см. рис. 4). Такие плюмы способны прорываться на поверхность посредством канала излияния (см. рис. 3).

Исходя из геодинамического режима плюма Буве, можно представить его вероятную эволюцию. Траектория движения горячей точки Буве, прослеживаемая на океаническом дне в Южной Атлантике, имеет начальную точку в Южной Африке (см. рис. 2), т. е. изначально прорыв плюма Буве на поверхность произошел в южной части Африканского континента. Согласно геологическим данным [Martin, 1987], начальный участок траектории горячей точки может быть тесно связан с обнажениями вулканитов моноклинали Лебомбо (Южная Африка). После прорыва на поверхность, произошедшего в континентальной области (в Южной Африке), плюм Буве продолжил функционировать в области окраины Африканского континента и в дальнейшем продолжил действовать в области дрейфующей океанической литосферы Атлантики.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В РАЙОНЕ ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ БУВЕ

Результаты петролого-геохимических исследований образцов базальтов и магматических стекол из района тройного сочленения Буве, а также эксперименты по гомогенизации расплавных включений служат основой для изучения магматических систем горячей точки Буве. Исследования эффузивных пород проведены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Основой послужила коллекция образцов, собранная д.г.-м.н. В.А. Симоновым в 1994 г. в ходе 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». Содержания редких и редкоземельных элементов в породах определялись с помощью нейтронно-активационного и рентгенофлуоресцентного анализов [Симонов и др., 2000]. Составы базальтовых стекол и расплавных включений определялись на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro. Исследования расплавных включений проводились согласно методике, ранее описанной в [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Симонов и др., 2000].

Распределение характеристик редких и редкоземельных элементов (La/Yb и Nb/Zr) по площади района позволяет выделить индивидуальные особенности строения, структурного развития и геодинамики западного и восточного участков тройного сочлени-

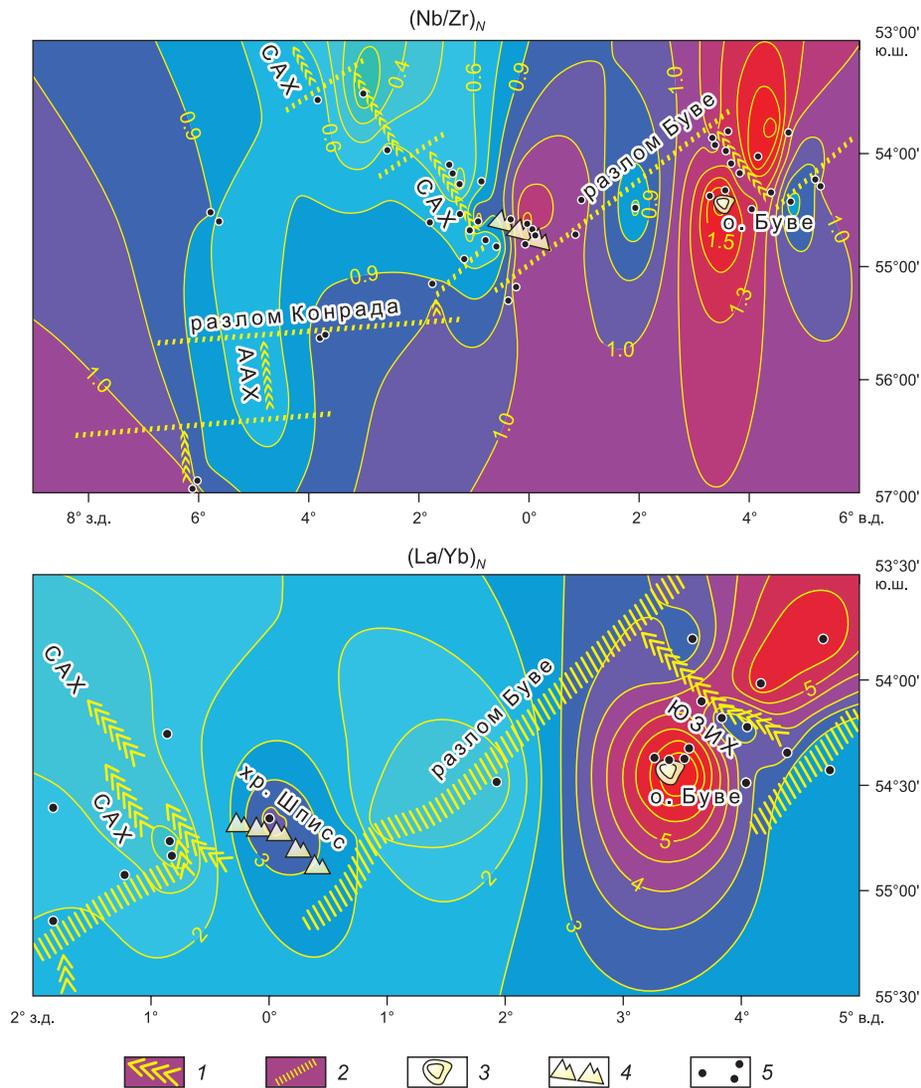


Рис. 5. Распределение значений $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в базальтах района Буве. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии [Sun, 1982]. 1 – срединно-океанические хребты (ААХ, САХ, ЮЗИХ); 2 – зоны трансформных разломов; 3 – вулканический остров Буве; 4 – хр. Шписе; 5 – станции драгирования.

ния Буве с контрастными типами магматических систем (рис. 5).

На рис. 5 показано нормированное распределение характерных отношений редких элементов (Nb/Zr и La/Yb) в базальтах района Буве. Использование отношений элементов дает возможность более эффективно представить полученный материал. Хорошо видно явное обогащение расплавов собственно о. Буве и истощение такими элементами, как Nb и La базальтов разлома Буве. Максимумы значений $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ соответствуют базальтам о. Буве и фиксируют линейный след горячей точки, который продолжается на северо-восток, пересекая окончание рифтовой зоны ЮЗИХ. Вдоль рифтовой зоны САХ, как и для разломов Буве и Мошеш, фиксируются участки с минимальными значениями отношений этих элементов, не подверженные влиянию горячей точки о. Буве.

Ранее на основе изучения расплавных включений нами было показано, что для рифтовой зоны САХ области с минимальными значениями отношений редких, редкоземельных элементов соответствуют распространению расплавов с максимальными температурами, а для района о. Буве, напротив, максимальные значения La/Yb в базальтах отвечают расплавам с минимальными температурами кристаллизации. В рифтовой зоне ЮЗИХ, для которой, как и для САХ, характерны максимальные температуры расплавов, на обогащенный и низкотемпературный след горячей точки Буве накладываются более примитивные и высокотемпературные магмы, связанные с процессами спрединга в рифтовой зоне [Кирдяшкин и др., 2023].

На диаграмме $(\text{Sm}/\text{Yb})_{N,0.1}-\text{Na}_{(8,0.1)}$ параметры глубинных магматических процессов по базальтам подводных склонов в районе о. Буве практически совпадают с характеристиками пород для Исландской

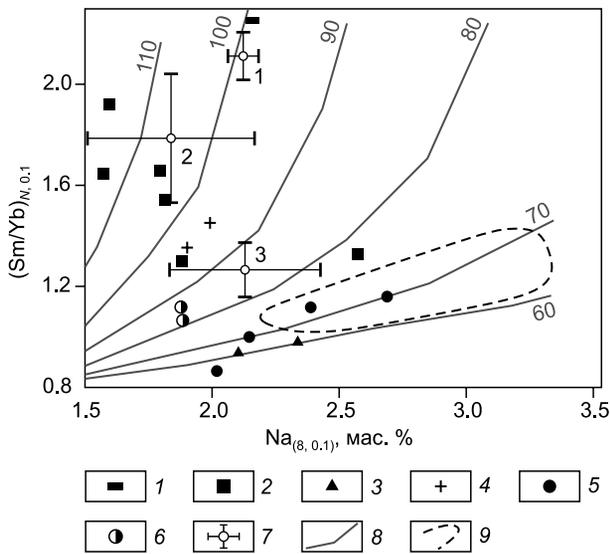


Рис. 6. Соотношение $(Sm/Yb)_{N,0.1}-Na_{(8,0.1)}$ для базальтов района тройного сочленения Буве, по данным [Shen, Forsyth, 1995; Симонов и др., 2000] с изменениями. Отношение $(Sm/Yb)_N$ нормировано к составу хондрита, по [Boynnton, 1984]. $(Sm/Yb)_{N,0.1}$ и $Na_{(8,0.1)}$ на графике соответствуют значениям $(Sm/Yb)_N$ и Na_2O , скорректированным до 8 мас. % MgO и $K_2O/TiO_2 = 0.1$, согласно [Shen, Forsyth, 1995]. Участки отбора образцов базальтов района Буве (1–6): 1 – подводные склоны о. Буве; 2 – участок ЮЗИХ вблизи о. Буве, 3 – разлом Буве; 4 – хр. Шписс; 5 – рифтовая зона САХ; 6 – западный фланг САХ (станции драгирования S18-54, 57); 7 – базальты: 1 – Исландская горячая точка, 2 – Азорская горячая точка, 3 – зона разлома 15°20' (Зеленого Мыса, САХ); 8 – глубины начала интенсивного плавления мантии, км; 9 – поле базальтов N-MORB.

горячей точки (рис. 6). Плавление мантийного субстрата в случае горячих точек Буве и Исландия начинается на глубине ~ 100 км. На этих же глубинах (100–110 км) происходило начало интенсивного частичного плавления мантии под участком ЮЗИХ, где наблюдается влияние обогащенного мантийного плюма горячей точки Буве.

Отметим, что для ЮЗИХ зафиксированы и меньшие глубины, на которых начинается плавление, вплоть до значений 70–80 км, близких к базальтам N-типа. Эти факты подтверждают информацию [Симонов и др., 2007], что на обогащенные магматические системы горячей точки Буве накладываются более примитивные магмы рифтовой зоны ЮЗИХ (или АфАХ). В мантии под рифтовой зоной САХ и в районе трансформного разлома Буве частичное плавление начинается на наименьших глубинах (60–70 км). Такие глубины магмогенерации совпадают с данными по другим нормальным расплавам типа N-MORB (см. рис. 6).

Итак, исследования геохимии редкоземельных элементов показывают, что район тройного сочленения Буве характеризуется взаимодействием двух основных типов магматических систем: обогащенных

расплавов о. Буве, образующихся при частичном плавлении мантии, начинающемся на глубинах 100–110 км, и расплавов СОХ типа N-MORB, формирующихся при частичном плавлении мантии с начальными глубинами магмогенерации 60–70 км.

ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ

Для реконструкции флюидного режима магматических процессов одним из наиболее информативных объектов изучения являются закалочные стекла базальтов, которые отражают состояние магматической системы в момент излияния расплавов на дно океана. Методика анализа летучих компонентов в магматических стеклах подробно описана в работах [Осоргин, 1990; Симонов, 1993; Симонов и др., 1999; и др.].

Исследования образцов базальтовых стекол, собранных в районе Буве, показали, что магмы САХ (типа N-MORB) обладают минимальными содержаниями H_2O (0.12–0.27 мас. %) и CO_2 (63–176 г/т), резко отличаясь от обогащенных H_2O (до 1.25 мас. %) и CO_2 (до 744 г/т) расплавов ЮЗИХ, на которые существенное влияние оказывает горячая точка Буве. На рисунке 7 отчетливо видны участки с относительно невысокими содержаниями воды, приуроченные к рифтовой зоне САХ и к трансформному разлому Буве, который отделяет эти «сухие» магматические системы от расплавов ЮЗИХ с «обводненными» расплавами.

В ЮЗИХ распределение индикаторных летучих компонентов (H_2O , CO_2) на фоне обогащенных в целом расплавов фиксирует два максимума. Один связан с движением горячей точки о. Буве, и его линейная ориентировка хорошо соответствует траектории следа горячей точки. Другой, более четко выраженный максимум, наблюдается фактически в зоне контакта рифтовой долины ЮЗИХ с трогом трансформного разлома Буве (см. рис. 7). Появление такого максимума непосредственно рядом с пересечением трансформным разломом рифтовой зоны отмечалось для других регионов Атлантики и связывалось с задержкой флюидно-магматических потоков и накоплением прежде всего летучих компонентов перед барьером из охлажденной зоны разлома [Ghose et al., 1996; Симонов и др., 1999].

Особенности поведения летучих компонентов в современных магматических системах района Буве рассмотрены на примере содержания воды и углекислоты в базальтовых стеклах, отобранных во время морской экспедиции 1994 г. по разрезу (с северо-запада на юго-восток) вдоль рифтовых зон СОХ.

На рисунке 8 хорошо видны минимальные содержания H_2O и CO_2 в расплавах на всем протяжении изученного отрезка рифтовой зоны САХ. Далее на юго-восток (за трогом разлома Буве) уже в рифтовой зоне ЮЗИХ мы имеем совершенно иную картину с преобладанием обогащенных флюидом магм, появление которых имеет явную связь с развитием горя-

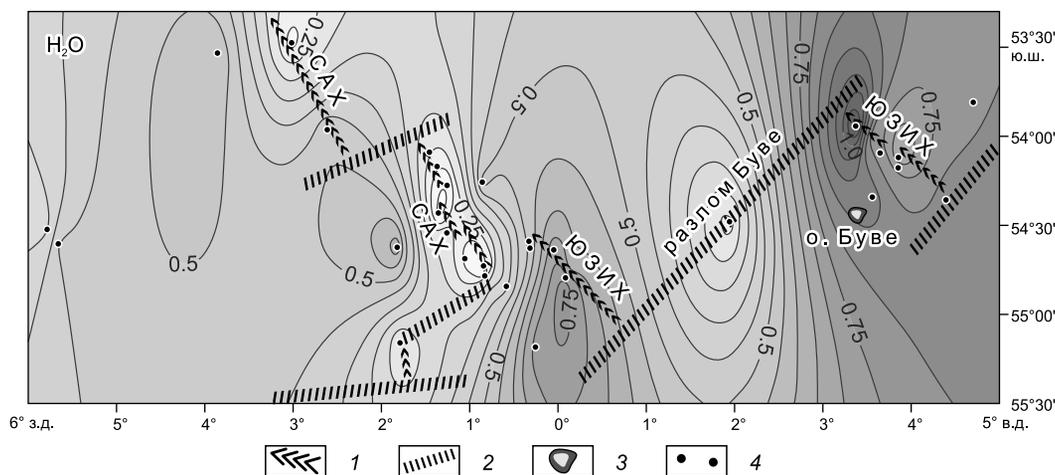


Рис. 7. Распределение содержания воды в базальтовых стеклах района Буве. 1 – срединно-океанические хребты (САХ, ЮЗИХ); 2 – зоны трансформных разломов; 3 – вулканический о. Буве; 4 – станции драгирования.

чей точки Буве. Отчетливо выделяются (как для воды, так и для углекислоты) максимумы около разлома. При этом CO_2 , как более подвижный компонент, чем H_2O , показывает отчетливый максимум, связанный непосредственно с горячей точкой Буве, а вода накапливается в основном непосредственно перед барьером разлома Буве (см. рис. 7). Максимальное содержание CO_2 в расплавах (стеклах) рифтовой зоны ЮЗИХ напротив о. Буве (см. рис. 8) связано непосредственно с влиянием обогащенных глубинных магматических систем самой горячей точки Буве.

Причиной появления максимумов содержаний летучих компонентов около трансформного разлома является развитие структур самого разлома Буве, под

трогом которого возникают зоны значительной глубины, более холодные, чем окружающая мантия. Об этом прямо свидетельствуют сейсмические данные.

Существование глубоких «корней» холодной мантии под трансформными разломами показано и для других регионов Атлантического океана [Ghose et al., 1996; Симонов и др., 1999]. Зона охлажденной мантии под трансформным разломом Буве является барьером, задерживающим флюидно-магматические потоки, связанные с действием горячей точки Буве. Легкоподвижные летучие компоненты аккумулируются в области такого барьера, создавая отчетливые максимумы в расплавах рифтовой зоны ЮЗИХ перед разломным трогом Буве (см. рис. 7, 8).

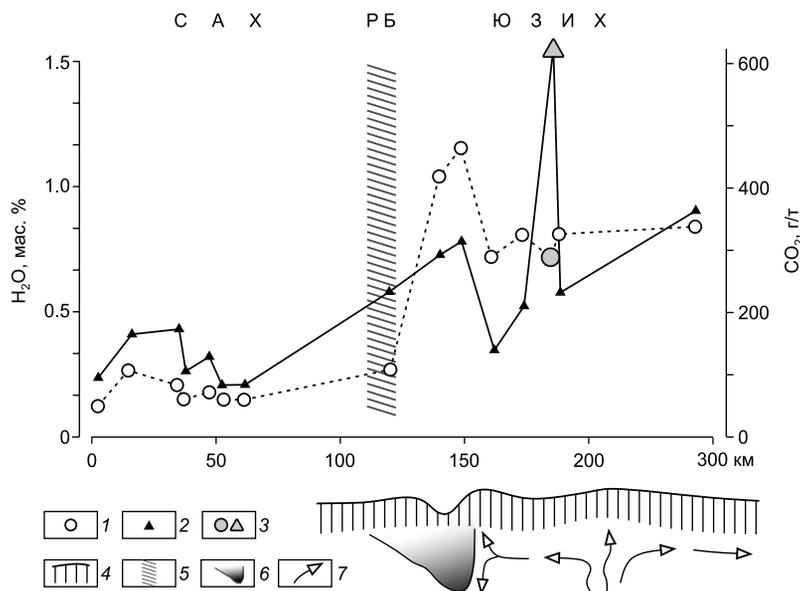


Рис. 8. Распределение средних содержаний флюидных компонентов в магматических стеклах вдоль рифтовых зон САХ в районе Буве. 1, 2 – содержания H_2O (1) и CO_2 (2) в стеклах; 3 – данные по стеклам из станций драгирования, расположенных напротив о. Буве; 4 – океаническая кора; 5 – зона трансформного разлома Буве (РБ); 6 – «корни» (участки) холодной мантии под разломом Буве; 7 – движение обогащенных магматических потоков.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МАНТИЙНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ТЕЧЕНИЙ И МАНТИЙНОГО ПЛЮМА В РАЙОНЕ БУВЕ

Рассмотрим связь морфоструктур океанического дна с геодинамическими системами верхнемантийных конвективных течений и мантийного плюма в районе Буве, основываясь на данных лабораторного моделирования [Кирдяшкин и др., 2006; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]. В экспериментах астеносферный слой моделировался горизонтальным слоем жидкости, нагреваемом снизу (в осевой части) и охлаждаемым на кровле. Как показывают эксперименты, восходящие потоки двух крупномасштабных симметричных конвективных ячеек расположены над осевым нагревателем. Вблизи охлаждаемой кровли слоя в условиях неустойчивой стратификации организуются конвективные валиковые течения. Направление осей валиковых течений совпадает с направлением основных ячейчатых течений. Картина течения определяется суперпозицией конвективных ячеек и мелкомасштабных валиков: в ней наблюдаются хорошо выраженные течения в виде поперечных линий, являющиеся опускными потоками валиков. Нисходящие течения валиков представляют собой области понижения температуры жидкости. Нисходящие валиковые течения могут быть отождествлены с трансформными разломами (рис. 9).

Зоны нисходящих течений астеносферных валиков – это «холодные» зоны, характеризующиеся минимальными значениями температуры. Учитывая условие изостатичности поверхности дна, можно заключить, что указанным «холодным» (нисходящим) потокам валиков будут отвечать впадины трансформных разломов на океаническом дне, расстояние между которыми равно $L_{тр}$. Как можно видеть из рис. 9, $L_{тр} = 2l_b$, где l_b – горизонтальный размер астеносферного конвективного валика. Лабораторное моделирование показывает, что высота конвективных валиков соизмерима с их горизонтальным размером, а толщина астеносферы l_{ac} соизмерима с величиной $2l_b$, т. е. $l_{ac} \sim L_{тр} \sim 2l_b$.

Схема района тройного сочленения Буве отражает связь морфоструктуры океанического дна в этом районе с действием глубинной системы астеносферных свободно-конвективных течений (рис. 10). Движение океанических литосферных плит: Африканской, Антарктической и Южно-Американской в зоне тройного сочленения Буве – обусловлено крупномасштабными астеносферными ячейчатыми течениями (см. рис. 10, а). Астеносферные свободно-конвективные валиковые течения создаются в условиях неустойчивой стратификации вблизи подошвы океанической литосферы (см. рис. 9). Направление осей валиковых течений совпадает с направлением крупномасштабного ячейчатого течения в астеносфере.

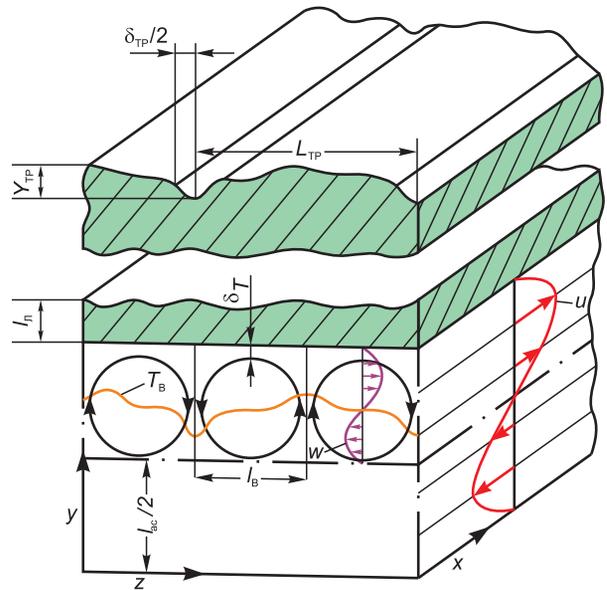


Рис. 9. Свободно-конвективные течения в астеносфере и трансформные разломы, образующиеся под влиянием астеносферных течений. Показаны схема астеносферных свободно-конвективных потоков и воздействие астеносферных свободно-конвективных валиковых течений на формирование трансформных разломов. Косой штриховкой обозначены фрагменты океанической литосферы. Оси астеносферных конвективных валиковых течений направлены вдоль крупномасштабного ячейчатого течения. T_b – профиль температуры в астеносферных конвективных валиках; u – горизонтальная скорость течения в астеносферной конвективной ячейке (компонента скорости течения по оси x); w – горизонтальная компонента скорости течения в астеносферных конвективных валиках (компонента скорости течения по оси z); δ_T – толщина теплового пограничного слоя на подошве литосферы; $Y_{тр}$ – глубина желоба трансформного разлома.

Опускные течения астеносферных валиков отражаются в трансформных разломах: Мошеш, Буве и трансформном разломе, располагающемся к северо-западу от разломной зоны Буве (см. рис. 10). Как следует из рисунка, расстояние между трансформными разломами Буве и Мошеш составляет $L_{тр1} \sim 120$ км. Расстояние между разломом Буве и следующим трансформным разломом, расположенным к северо-западу от него, $L_{тр2} \sim 135$ км. Таким образом, высота конвективных валиков у кровли астеносферы в районе Буве может составлять $l_b = L_{тр}/2 \sim 60\text{--}70$ км и, соответственно, толщина астеносферы $l_{ac} \sim 2l_b \sim 120\text{--}140$ км.

Вулканический о. Буве сформировался в результате действия мантийного плюма Буве. Канал плюма Буве, проявленного на поверхности в виде о. Буве, показан на разрезе, изображенном на рис. 10, б. На этом разрезе также представлены валиковые конвективные течения у подошвы океанической литосферы, обуславливающие образование трансформных разломов Мошеш, Буве и трансформного разлома, находя-

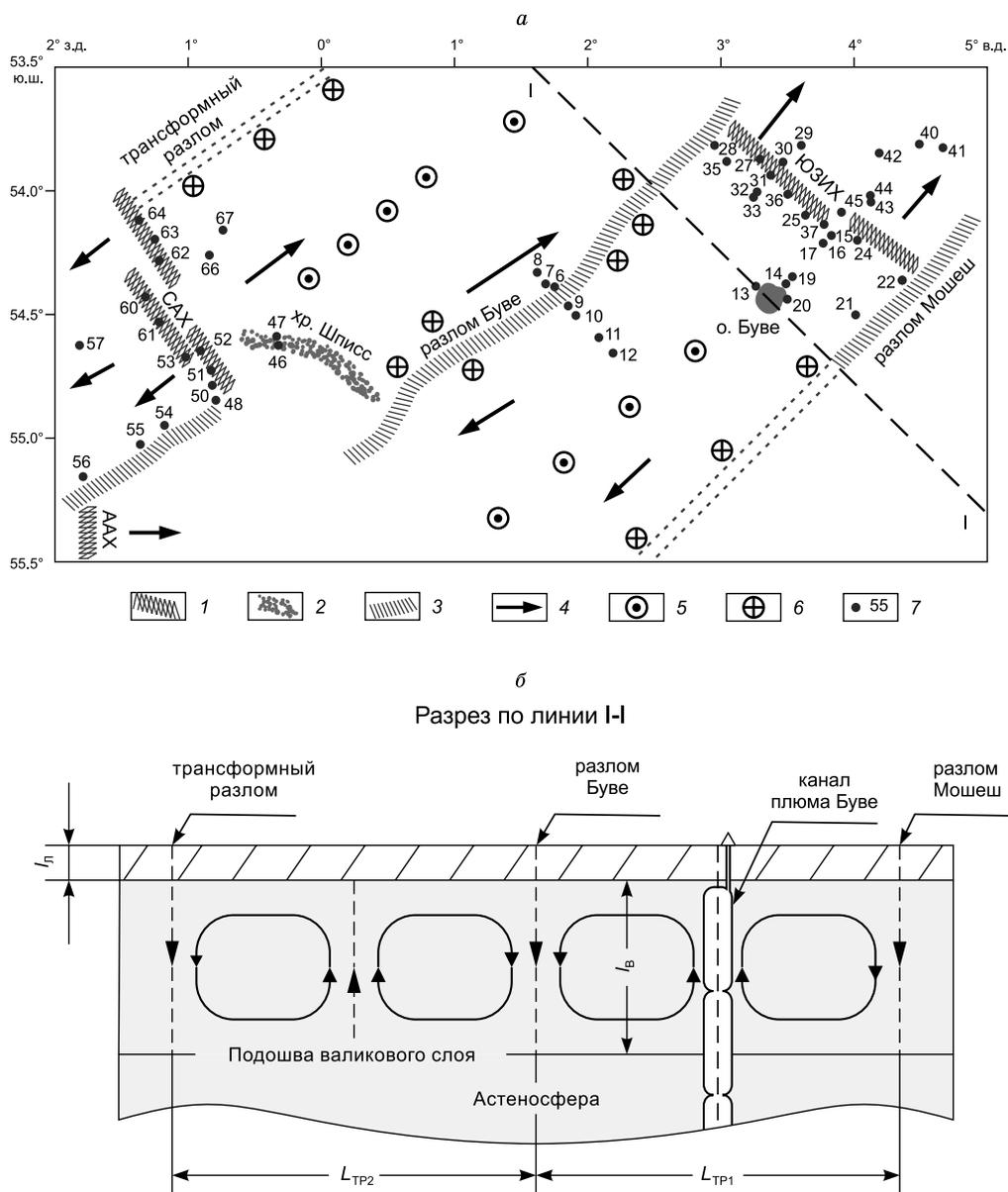


Рис. 10. Связь морфоструктур океанического дна с глубинными геодинамическими системами в районе тройного сочленения Буве. *а* – схема, показывающая связь морфоструктур океанического дна с системой астеносферных свободно-конвективных течений в районе тройного сочленения Буве; *б* – схема астеносферного свободно-конвективного валикового течения и канала плюма о. Буве в разрезе по I-I. 1 – срединно-океанические хребты; 2 – хр. Шписс; 3 – трансформные разломы; 4 – направления свободно-конвективных ячеистых течений в астеносфере, обуславливающих раздвижение плит в зонах СОХ; 5 – подъемные потоки свободно-конвективных валиковых течений у кровли астеносферы; 6 – опускающие потоки валиковых течений; 7 – станции драгирования. l_L – толщина океанической литосферы, l_B – высота астеносферных валиков.

щегося к северо-западу от разломной зоны Буве. Как указано выше, разломы Мошеш и Буве образовались под влиянием нисходящих течений валиков. Восходящие течения двух соседних астеносферных валиков взаимодействуют с каналом плюма Буве. Итак, мантийный плюм, под воздействием которого сформировался вулканический о. Буве, находится в области восходящего потока астеносферного валикового течения и локально интенсифицирует его.

ПАРАМЕТРЫ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА БУВЕ

Выше была показана связь морфоструктуры океанического дна с действием геодинамической системы астеносферных конвективных течений в районе Буве. Обратимся теперь к вопросу оценки параметров астеносферных конвективных валиковых течений и трансформных разломов, образующихся под влиянием этих течений.

Интенсивность астеносферных свободно-конвективных валиковых течений у подошвы океанической литосферы (см. рис. 9, 11) определяется критерием Рэлея

$$Ra_B = \beta_{ac} g \Delta T_{max} l_B^3 / a_{ac} \nu_{ac}, \quad (4)$$

где β_{ac} – коэффициент теплового объемного расширения, a_{ac} – коэффициент температуропроводности, ν_{ac} – коэффициент кинематической вязкости астеносферного вещества, $\Delta T_{max} = T_{max} - T_1$, T_{max} – наибольшая температура по толщине астеносферного слоя в сечении $x = 0$ (x – горизонтальная координата), T_1 – температура подошвы литосферы.

В статье [Кирдяшкин и др., 2006] перепад температуры ΔT_{max} оценен, исходя из разности средних температур восходящего и нисходящего потоков астеносферного крупномасштабного ячеистого течения: $\Delta T_{max} = 193\text{--}259$ °С. На основе теоретического решения задачи о свободной конвекции в астеносферном слое для различных количеств тепла Q , подводимого в осевой части СОХ, были получены значения $\Delta T_{max} = 110\text{--}280$ °С [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]. В дальнейших вычислениях примем этот более широкий интервал значений перепада температуры ΔT_{max} , заключающий в себе и предыдущий интервал значений ΔT_{max} .

Принимаем следующие значения параметров астеносферы: $\beta_{ac} = 3.8 \cdot 10^{-5}$ °С⁻¹, $a_{ac} = 10^{-6}$ м²/с и $\nu_{ac} = 10^{14}$ м²/с [Anderson et al., 1992; Добрецов и др., 2001; Vonatti et al., 2003]. Используя соотношение (4), для принятого выше перепада температуры ΔT_{max} и высоты конвективных валиков у подошвы литосферы $l_B = 60$ км получаем число Рэлея для валикового слоя $Ra_B = 8.8 \cdot 10^4 - 2.3 \cdot 10^5$.

Согласно данным лабораторного и теоретического моделирования, валиковые течения вблизи охлажда-

емой кровли астеносферы (см. рис. 9, 11) создаются при числах Рэлея $Ra_B > Ra_{кр}$, где критическое число Рэлея, отмечающее переход к конвективному движению, $Ra_{кр} = 1700$. Наибольшая горизонтальная скорость течения в конвективном валике определяется из соотношения [Кирдяшкин, 1989; Добрецов и др., 2001]:

$$w_{max} = 0.24(a_{ac} / l_B)(Ra_B - Ra_{кр})^{1/2}. \quad (5)$$

Вертикальная компонента скорости течения в валике (компонента по оси y), или, другими словами, скорость подъемного потока валика, будет соизмерима с максимальной горизонтальной скоростью течения в валике w_{max} .

В зонах восходящих потоков астеносферных валиков, т. е. в зонах повышенной температуры, должны создаваться области относительного подъема океанического дна. Как указано выше, в зонах нисходящих потоков астеносферных валиков, представляющих зоны пониженной температуры, образуются понижения океанического дна – впадины трансформных разломов (см. рис. 9). На основе решения уравнения свободно-конвективного теплопереноса может быть получено соотношение для толщины вытеснения теплового пограничного слоя на охлаждаемой кровле конвектирующего слоя, моделирующего астеносферу. Толщина вытеснения δ^* служит мерой толщины теплового пограничного слоя [Schlichting, Gersten, 2017] и показывает, насколько смещаются линии тока в области нисходящего течения конвективного валика. Этот параметр может быть использован для оценки ширины желоба трансформного разлома. В случае валикового течения при высоте валиков l_B (см. рис. 11, а) толщина вытеснения теплового пограничного слоя определяется равенством

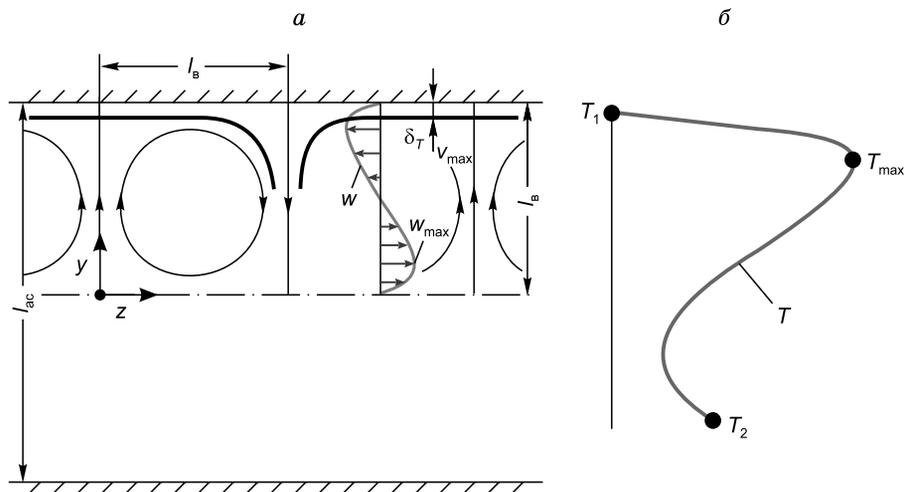


Рис. 11. Схема валиковых течений вблизи кровли астеносферного слоя. а – валиковые течения в плоскости (yz) вблизи охлаждаемой кровли слоя, моделирующего астеносферу; б – распределение температуры в этом слое, представленное с учетом данных лабораторного моделирования [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]; T_1 – температура кровли слоя, T_2 – температура подошвы слоя, T_{max} – максимальная температура по толщине слоя в сечении $x = 0$.

$$\delta^* = (a_{ac} J_b^2 / 9w_{max})^{1/3}. \quad (6)$$

Ширина желоба трансформного разлома $\delta_{тр}$ будет соизмеримой с величиной $2\delta^*$, т. е. $\delta_{тр} \approx 2\delta^*$.

Для высоты конвективных валиков у кровли астеносферы в районе разлома Буве $l_b = 60\text{--}70$ км вычисления с использованием соотношений (5) и (6) дают ширину $\delta_{тр} \approx 12\text{--}15$ км. Найденные значения $\delta_{тр}$ согласуются со значениями ширины желоба разлома Буве, полученными по данным многоканального сейсмического профилирования (по методу общей глубинной точки (МОВ-ОГТ)) для района Буве [Мазарович и др., 1995; Пейве и др., 1999; Ligi et al., 1999; Пейве, 2002].

Как и в случае оценки высоты СОХ относительно уровня океанического дна у подножия хребта [Кирдяшкин и др., 1989; Добрецов и др., 2001], соотношение для оценки глубины желоба трансформного разлома $Y_{тр}$ получается путем решения уравнения, связывающего поля давления и температуры в астеносферном слое, и учета условия изостатичности поверхности дна. Глубина трансформного разлома (см. рис. 9) может быть оценена из соотношения

$$Y_{тр} = \rho_{ac} \beta_{ac} l_b (T_{восх} - T_{нисх}) / (\rho_l - \rho_{H_2O}), \quad (7)$$

где ρ_{ac} – плотность астеносферного вещества, $T_{восх}$ – средняя температура восходящего потока астеносферного конвективного валика, $T_{нисх}$ – средняя температура нисходящего потока валика, ρ_l – средняя плотность океанической литосферы в области трансформного разлома и ρ_{H_2O} – плотность океанической воды.

На основании результатов экспериментального и теоретического моделирования свободно-конвективных течений в астеносфере [Кирдяшкин, 1989] разность температуры по высоте конвективного валика у поверхности теплообмена ΔT_b может быть оценена как $\Delta T_b = 0.58 T_{max}$. Разность средних температур восходящего и нисходящего потоков валика определяется равенством [Leontiev, Kirdyashkin, 1968]: $T_{восх} - T_{нисх} = 0.5 \Delta T_b$. Учитывая вышеприведенное соотношение для перепада температуры ΔT_b , получаем

$$T_{восх} - T_{нисх} = 0.29 T_{max}. \quad (8)$$

Тогда с учетом равенства (8) соотношение (7) принимает вид

$$Y_{тр} = 0.29 \rho_{ac} \beta_{ac} l_b T_{max} / \Delta\rho, \quad (9)$$

где $\Delta\rho = \rho_l - \rho_{H_2O}$.

Как было указано выше, мантийный плюм о. Буве находится в области восходящего потока астеносферного валикового течения и интенсифицирует его (см. рис. 10, б). Интенсифицирующее влияние плюма Буве на теплообмен в области восходящего валикового течения будет заключаться в увеличении разности температур восходящего и нисходящего потоков валика $T_{восх} - T_{нисх}$. Поэтому для оценки (в первом

приближении) интенсифицирующего влияния плюма Буве введем коэффициент $k_{инт} > 1$ в правую часть равенства (8): $T_{восх} - T_{нисх} = 0.29 k_{инт} T_{max}$. Тогда с учетом этого равенства соотношение (7) приобретает вид

$$Y_{тр} = 0.29 \rho_{ac} \beta_{ac} l_b k_{инт} T_{max} / \Delta\rho. \quad (10)$$

Как следует из соотношения (10), глубина $Y_{тр}$ возрастает с увеличением высоты астеносферных валиков l_b и коэффициента $k_{инт}$, задающего повышение разности температур восходящего и нисходящего потоков астеносферного валика под влиянием плюма Буве. При значении коэффициента $k_{инт} = 1$ глубина впадины трансформного разлома $Y_{тр}$ определяется из соотношения (9).

Температуру T_{max} принимаем, исходя из оценок наибольшей температуры в окрестности оси СОХ вблизи границы литосфера–астеносфера [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008], $T_{max} \approx 1370$ °С. Принимаем значение плотности астеносферы $\rho_{ac} = 3400$ кг/м³ [Chen, Tenzer, 2019]. В области оси СОХ принимаем значение $\Delta\rho = \rho_{ок} - \rho_{H_2O} = 1870$ кг/м³, где $\rho_{ок} = 2900$ кг/м³ – средняя плотность океанической коры (без осадочного слоя), $\rho_{H_2O} = 1030$ кг/м³ – плотность океанической воды [Carlson, Raskin, 1984; Tenzer, Gladkikh, 2014]. Тогда для высоты валиков в районе разлома Буве $l_b = 60$ км из соотношения (9) получаем глубину впадины трансформного разлома относительно уровня океанического дна $Y_{тр} = 1.65$ км.

Учет интенсифицирующего влияния плюма Буве на теплообмен в области восходящего потока астеносферного валикового течения с помощью коэффициента $k_{инт}$ дает увеличение глубины впадины трансформного разлома. Так, из соотношения (10) для вышеуказанных значений l_b , T_{max} и для $k_{инт} = 1.1\text{--}2.0$ находим $Y_{тр} = 1.8\text{--}3.3$ км. Значения глубины $Y_{тр}$, полученные на основе анализа структуры течения и теплообмена в астеносфере в районе Буве, согласуются с данными батиметрической съемки (многолучевой эхолотирования) и данными многоканального сейсмического профилирования (МОВ-ОГТ) о глубине желоба разлома Буве [Мазарович и др., 1995; Пейве и др., 1999; Ligi et al., 1999; Пейве, 2002].

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАНТИИ В РАЙОНЕ БУВЕ ПО СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Кратко результаты томографии для горячей точки Буве приводятся в [Montelli et al., 2006], где дана примерная оценка глубины шлейфа плюма по данным о распределении аномалий скоростей *P*- и *S*-волн: ≤ 1450 и ≥ 1900 км соответственно. В то же время авторы указывают на низкое разрешение модели для нижней мантии. Нами также ранее делалась попытка рассмотреть параметры магматических систем в интервале глубин от 100 до 500 км в районе тройного сочленения Буве с помощью метода сейсмической

томографии, используя данные о землетрясениях, зарегистрированных станциями мировой сейсмологической сети [Симонов и др., 2007].

Следует отметить, что в районе Буве большинство сейсмических событий представлено слабыми мелкофокусными (глубиной до 20–30 км) землетрясениями с магнитудой не более 3.0–4.0. Высокая погрешность определения координат гипоцентров этих землетрясений, а также невозможность фиксировать более слабые землетрясения связаны с малым количеством неравномерно распределенных сейсмических станций, функционирующих в данном регионе. По этой причине результирующая сейсмотомографическая модель верхней мантии имела недостаточное разрешение, но все же позволила выявить низкоскоростную аномалию, приуроченную к горячей точке Буве. Вертикальный разрез, построенный с северо-запада на юго-восток через разлом и о. Буве в дополнение к модели, показал, что в верхней части мантии (до 300 км) отмечается четкая граница между высокоскоростными («холодными») и низкоскоростными («горячими») аномалиями. На более глубоких уровнях (400 и 500 км) наблюдается только низкоскоростной очаг («горячая» аномалия) в мантии.

Впоследствии для Южной Атлантики с помощью обработки информации о сейсмических событиях, по данным каталога ISC за период с 1964 по 2022 г. (International Seismological Centre (20XX), Online Bulletin, DOI: [10.31905/D808B830](https://doi.org/10.31905/D808B830)), оказалось возможным уточнить ранее полученную модель в районе тройного сочленения хребтов и горячей точки Буве. Для построения применялась инверсная телесеismicкая схема, использующая информацию о землетрясениях, зарегистрированных станциями мировой сейсмологической сети [Koulakov, 1998].

При этом для выполнения томографической инверсии в данной работе применен подход, апробированный ранее для Арктического региона [Яковлев и др., 2012], для районов трансформных разломов Романш, Сьерра-Леоне, Вима, 15°20' (Зеленого Мыса) и Кейн, секущих рифтовую зону САХ в Центральной Атлантике [Котляров и др., 2020], а также для плюмовых магматических систем задугового бассейна Вудларк [Симонов и др., 2019].

На полученных новых сейсмотомографических изображениях гипоцентры землетрясений локализованы вдоль СОХ и зон трансформных разломов, они фиксируют общую конфигурацию тектонических блоков для южного сегмента САХ между 50° и 70° ю.ш. (рис. 12, а). На сечении глубиной 100 км в районе тройного сочленения Буве, осложненного трансформным разломом Буве, выделяется «холодная» (более плотная) аномалия с повышенными сейсмическими скоростями. Эта высокоскоростная аномалия охватывает также район сочленения САХ и ААХ, где присутствует нормальный магматизм СОХ типа N-MORB (рис. 12, а).

Разрез протяженностью около 2000 км, построенный через область тройного сочленения хребтов и далее через горячую точку о. Буве (см. рис. 12, б), иллюстрирует характер сейсмических неоднородностей в верхней мантии под южным окончанием САХ. К востоку и западу от высокоскоростной аномалии под разломом Буве до глубины 300 км отчетливо просматриваются две субвертикальные аномалии, указывающие на «разогретую» мантию и влияние поднимающегося плюма. При этом корни «холодной» аномалии в верхней мантии под разломом прослеживаются до глубины около 250 км (см. рис. 12, б). Ядра низкоскоростных аномалий, имеющих эллипсоидальную форму, характеризуются самыми низкими сейсмическими скоростями в интервале глубин 100–250 км. Под низкоскоростными аномалиями на глубине более 350 км располагается область, также характеризующаяся пониженными сейсмическими скоростями. Складывается впечатление, что аномалии, расположенные в верхних горизонтах мантии, являются ответвлениями от указанной области.

Результаты томографической инверсии для области тройного сочленения СОХ в Южной Атлантике показывают хорошее соответствие с данными геохимии базальтов. Наши исследования стекол и расплавленных включений показывают, что на глубинах около 110 км происходила генерация первичных обогащенных расплавов горячей точки Буве, что совпадает на рисунке с верхней границей ядра низкоскоростной аномалии. Этот расплав в виде самостоятельной фазы был существенно обогащен летучими компонентами, и, соответственно, на сейсмотомографическом разрезе такие участки мантии будут обладать значительно пониженными сейсмическими скоростями.

Высокоскоростная аномалия под разломом Буве явно отражает наличие холодных «корней», характерных для целого ряда трансформных разломов в Атлантическом океане – разломы Кейн, 15°20' (Зеленого Мыса) и других, что подтверждает существование холодного «барьера», способствовавшего накоплению летучих компонентов (см. рис. 8). Наличие «корня» холодной мантии под трансформным разломом Буве, по данным сейсмической томографии, и «корней» холодной мантии под другими трансформными разломами Атлантики [Ghose et al., 1996; Симонов и др., 1999] подтверждает связь этих разломов с нисходящими течениями астеносферных валиков («холодными» аномалиями в верхней мантии), показанную в геодинамическом моделировании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием имеющихся данных лабораторного моделирования представлена тепловая и гидродинамическая структура канала мантийного термохимического плюма, выплавляющегося от границы ядро–мантия и прорывающегося на поверхность.

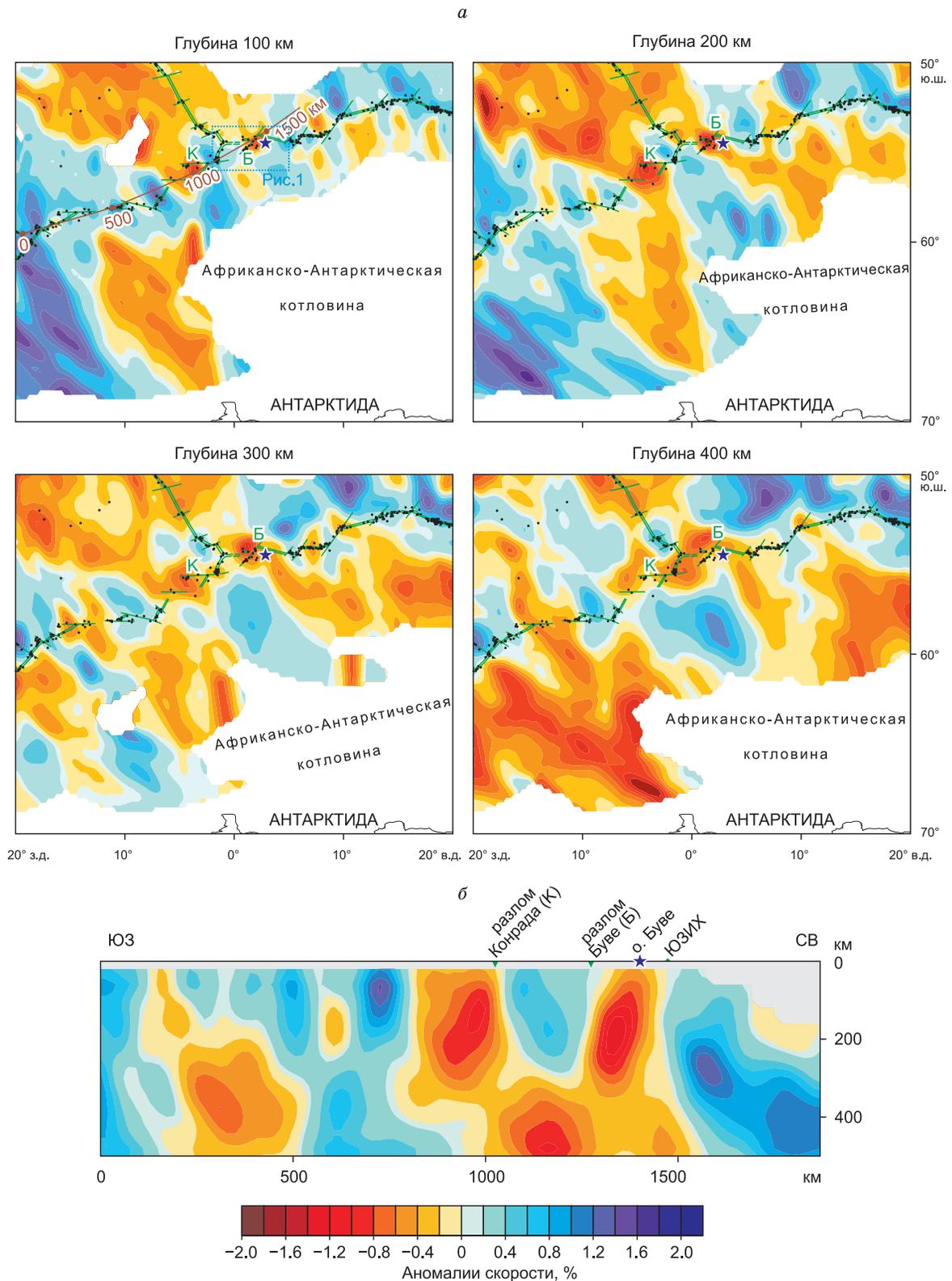


Рис. 12. Результаты инверсии реальных данных для южного сегмента Срединно-Атлантического хребта между 50° и 70° ю.ш. *a* – распределение аномалий P -волн на глубинах 100, 200, 300 и 400 км; *b* – аномалии скоростей P -волн на вертикальном сечении через область тройного сочленения СОХ и горячую точку о. Буве. На рис. 12, *a* на горизонтальном сечении на глубине 100 км пунктирной рамкой выделен район тройного сочленения Буве, тектоническая схема которого представлена на рис. 1. Линия разреза указана на рис. 12, *a* красным цветом. Черные точки – эпицентры землетрясений; звезда – местоположение о. Буве; Б – трансформный разлом Буве; К – трансформный разлом Конрада; ЮЗИХ – окончание Юго-Западного Индийского хребта. Оси основных морфоструктур тройного сочленения Буве показаны линиями зеленого цвета.

Для канала плюма характерно наличие сужений радиусом $R_{\text{суж}}$, обусловленных кристаллизацией расплава на стенке канала. Расплав в канале плюма изливается на поверхность под действием сверхлитостатического давления, которое пропорционально величине $(R_{\text{суж}}/R)^2$ и может составлять 1.2–4.2 кбар. Массовый расход магматического расплава для плюма горячей точки Буве может быть найден с использованием данных батиметрической съемки района вулканического о. Буве. На основе расхода расплава тепловая мощность источника плюма Буве $N_B = (1.7–2.0) \cdot 10^{10}$ Вт. В соответствии с диаграммой геодинамических режимов мантийных плюмов, плюм Буве является плюмом промежуточной тепловой мощности.

Представлена возможная эволюция плюма Буве на основе рассмотрения его геодинамического режима. После начального прорыва на поверхность, произошедшего в континентальной области (в Южной Африке), плюм Буве продолжил функционировать в области окраины Африканского континента и в дальнейшем продолжил действовать в области дрейфующей океанической литосферы Атлантики.

На основе данных лабораторного и теоретического моделирования показано влияние геодинамической системы астеносферных конвективных течений на строение океанического дна в районе Буве. Движение океанических литосферных плит в зоне тройного сочленения Буве обусловлено крупномасштабными астеносферными яченстыми течениями. Вулканический о. Буве сформировался в результате действия мантийного плюма Буве. Мантийный плюм вулканического о. Буве находится в области восходящего потока астеносферного валикового течения и локально интенсифицирует его.

Трансформные разломы Буве и Мошеш образовались под влиянием нисходящих течений астеносферных валиков. Ширина желоба и глубина впадины трансформного разлома Буве определены на основе анализа структуры течения и теплообмена в астеносфере в районе Буве и с учетом интенсифицирующего влияния плюма Буве на восходящий поток астеносферного валикового течения. Ширина желоба трансформного разлома может быть определена на основе толщины вытеснения теплового пограничного слоя на кровле астеносферы. Глубина впадины трансформного разлома возрастает с увеличением высоты астеносферных валиков и коэффициента $k_{\text{инт}}$ задающего повышение разности температур восходящего и нисходящего потоков астеносферного валика под влиянием плюма Буве. Полученные значения ширины желоба разлома Буве ($\delta_{\text{тр}} = 12–15$ км) и относительной глубины впадины разлома ($Y_{\text{тр}} = 1.8–3.3$ км) согласуются с параметрами разломной зоны Буве, полученными по морфобатиметрическим и сейсмическим данным.

Проведенные исследования свидетельствуют об определяющей роли флюидных компонентов (H_2O ,

CO_2), а также литофильных редких и редкоземельных элементов в расплавах горячей точки Буве. В целом установлено, что район тройного сочленения Буве характеризуется взаимодействием двух основных типов магматических систем: обогащенных расплавов о. Буве (образующихся на глубинах 100–110 км и обладающих минимальными температурами кристаллизации) и примитивных расплавов типа N-MORB (формирующихся на более высоких уровнях 60–70 км и с более высокими температурами кристаллизации).

Результаты сейсмотомографии хорошо согласуются с данными по магматическим системам, полученными на основе анализа стекол и расплавных включений. Выявленные нами устойчивые низкоскоростные аномалии, приуроченные к о. Буве, подтверждают связь магматизма горячих точек с глубинными мантийными плюмовыми процессами. Остров Буве является примером ярко выраженной верхнемантийной низкоскоростной сейсмической аномалии, в пределах которой в стеклах и расплавных включениях отмечается высокая концентрация редких элементов и флюидных компонентов. Под трансформным разломом Буве формируется высокоскоростная аномалия, корни которой идентичны «корням» холодной мантии под трансформными разломами всего Атлантического бассейна. Наличие «корней» холодной мантии под трансформным разломом Буве, выявленных по данным сейсмической томографии, и «корней» холодной мантии под другими трансформными разломами Атлантики подтверждает связь этих разломов с нисходящими течениями астеносферных валиков («холодными» аномалиями в верхней мантии), показанную в геодинамическом моделировании.

БЛАГОДАРНОСТИ И ФИНАНСИРОВАНИЕ

Авторы благодарны д.г.-м.н. О.П. Полянскому и анонимному рецензенту за ценные замечания.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. (2023). Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // Докл. РАН, т. 512, № 1, с. 100–105, DOI: [10.31857/S2686739723600911](https://doi.org/10.31857/S2686739723600911).
- Гладков И.Н., Дистанов В.Э., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. (2012). Об устойчивости границы раздела расплав–твердое тело на примере устойчивости канала плюма // Изв. РАН. МЖГ, № 4, с. 5–22.
- Добрецов Н.Л. (2010). Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, т. 51, № 6, с. 761–784, EDN: [MQOSYP](https://www.edn.ru/mqosyp).
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. (2001). Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 408 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. (2003). Физико-химические условия на границе ядро–мантия и

- образование термохимических плюмов // ДАН, т. 393, № 6, с. 797–801.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. (2005).** Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, т. 46, № 6, с. 589–602, EDN: MUMTDD.
- Кирдяшкин А.Г. (1989).** Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск, Наука, 81 с.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. (2008).** Влияние скорости движения океанической литосферы на свободно-конвективные течения в астеносфере под срединно-океаническим хребтом // Физика Земли, № 4, с. 35–47.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. (2013).** Взаимодействие термохимического плюма с мантийными свободно-конвективными течениями и его влияние на плавление и перекристаллизацию мантии // Геология и геофизика, т. 54, № 5, с. 707–721, EDN: QBBOPR.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. (2016).** Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // Геотектоника, № 2, с. 78–92.
- Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. (2018).** Гидродинамика и тепломассообмен в грибообразной голове термохимического плюма // Геодинамика и тектонофизика, т. 9, № 1, с. 263–286, DOI: 10.5800/GT-2018-9-1-0348.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. (2004).** Термохимические плюмы // Геология и геофизика, т. 45, № 9, с. 1057–1073.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Сурков Н.В. (2006).** Тепловая гравитационная конвекция в астеносфере под срединно-океаническим хребтом и устойчивость основных глубинных парагенезисов // Геология и геофизика, т. 47, № 1, с. 76–94, EDN: NDLLEL.
- Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Гладков И.Н., Дистанов В.Э. (2012).** Экспериментальное моделирование влияния относительной тепловой мощности на форму канала плюма и структуру свободно-конвективного течения в нем // Геология и геофизика, т. 53, № 7, с. 900–911, EDN: PBEFVX.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. (2016).** Геодинамические режимы мантийных термохимических плюмов // Геология и геофизика, т. 57, № 6, с. 1092–1105, DOI: 10.15372/GiG20160602, EDN: VZVYKX.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. (2023).** Параметры, эволюция плюма Буве и его взаимодействие с тройным сочленением срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика, т. 64, № 10, с. 1497–1509, DOI: 10.15372/GiG2023129, EDN: PCBKNV.
- Котляров А.В., Яковлев А.В., Симонов В.А., Колобов В.Ю. (2020).** Особенности глубинного строения мантии Срединно-Атлантического хребта Центральной Атлантики (по данным сейсмотомографии) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, вып. 18, с. 173–175.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2016).** Тектоника плит и мантийные плюмы — основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика, т. 57, № 1, с. 11–30, DOI: 10.15372/GiG20160102, EDN: VGIIDN.
- Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. (2024).** Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Арктического региона // Докл. РАН, т. 514, № 2, с. 293–299, DOI: 10.31857/S2686739724020125.
- Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци А., Булычев А.А., Гасперини Л., Гиллод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н., Колобов В.Ю., Лиджи М., Лодоло Э., Перцев А.Н., Соколов С.Ю., Шуто Ф. (1995).** Морфоструктура района острова Буве // ДАН, т. 342, № 3, с. 354–357.
- Осоргин Н.Ю. (1990).** Хроматографический анализ газовой фазы в минералогии (методика, аппаратура, метрология). Препринт № 11. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 32 с.
- Пейве А.А. (2002).** Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М., Научный мир, 278 с.
- Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Мазарович А.О., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци Д., Булычев А.А., Гасперини Л., Гиллод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н., Колобов В.Ю., Лиджи М., Лодоло Э., Перцев А.Н., Соколов С.Ю., Шуто Ф. (1994).** Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // ДАН, т. 338, № 5, с. 645–648.
- Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Сушевская Н.М., Лиджи М., Фабретти П., Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Гиллод Д.А. (1999).** Тройное сочленение Буве: особенности строения и эволюции // Проблемы геодинамики литосферы / Ред. А.В. Лукьянов. М., Наука, с. 91–109.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. (1996).** Тройные сочленения Буве (Атлантический океан) и Родригес (Индийский океан). Сравнительные аспекты // ДАН, т. 346, № 1, с. 82–86.
- Симонов В.А. (1993).** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 247 с.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. (1999).** Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 224 с.
- Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикун Ю.В. (2000).** Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве, Южная Атлантика // Петрология, т. 8, № 1, с. 43–58.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Кулаков И.Ю. (2007).** Глубинные магматические системы в Южной Атлантике // Металлогения древних и современных океанов – 2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. I. Миасс, ИМин УрО РАН, с. 17–23.
- Симонов В.А., Котляров А.В., Яковлев А.В. (2019).** Плюмовый магматизм в современных и древних задуговых бассейнах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, вып. 17, с. 243–245.
- Соколов С.Ю., Ефимов В.Н., Мазарович О.А., Аверьянов С.Б., Ерофеев С.А., Евграфов Л.М., Бортолуци Д., Гасперини Л., Лиджи М. (1999).** Строение осадочного чехла на западе Африкано-Антарктического хребта (Южная Атлантика) // ДАН, т. 366, № 2, с. 231–235.
- Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. (2012).** Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, т. 53, № 10, с. 1261–1272, EDN: PGGBLF.
- Albers M., Christensen U.R. (2001).** Channeling of plume flow beneath mid-ocean ridges // Earth Planet. Sci. Lett., v. 187 (1–2), p. 207–220, DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00276-X.
- Anderson O.L., Isaak D., Oda H. (1992).** High-temperature elastic constant data on minerals relevant to geophysics // Rev. Geophys., v. 30 (1), p. 57–90, DOI: 10.1029/91RG02810.
- Becker T.W. (2006).** On the effect of temperature and strain-rate dependent viscosity on global mantle flow, net rotation, and plate-driving forces // Geophys. J. Int., v. 167 (2), p. 943–957, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.03172.x.
- Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L. (2003).** Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere // Nature, v. 423 (6939), p. 499–505, DOI: 10.1038/nature01594.

- Boynnton W.V. (1984).** Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies, in: Henderson P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Oxford, Amsterdam, p. 63–114, DOI: [10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3).
- Carlson R.L., Raskin G.S. (1984).** Density of the ocean crust // *Nature*, v. 311 (5986), p. 555–558, DOI: [10.1038/311555a0](https://doi.org/10.1038/311555a0).
- Celli N.L., Lebedev S., Schaeffer A.J., Ravenna M., Gaina C. (2020).** The upper mantle beneath the South Atlantic Ocean, South America and Africa from waveform tomography with massive data sets // *Geophys. J. Int.*, v. 221 (1), p. 178–204, DOI: [10.1093/gji/ggz574](https://doi.org/10.1093/gji/ggz574).
- Chen W., Tenzer R. (2019).** The application of a gravimetric forward modelling of the lithospheric structure for an estimate of the average density of the upper asthenosphere // *Geod. Geodyn.*, v. 10 (4), p. 265–275, DOI: [10.1016/j.geog.2019.04.003](https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.04.003).
- Choblet G., Parmentier E.M. (2001).** Mantle upwelling and melting beneath slow spreading centers: effects of variable rheology and melt productivity // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 184 (3–4), p. 589–604, DOI: [10.1016/S0012-821X\(00\)00330-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00330-7).
- Civiero C., Armitage J.J., Goes S., Hammond J.O.S. (2019).** The seismic signature of upper-mantle plumes: Application to the Northern East African rift // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 20 (12), p. 6106–6122, DOI: [10.1029/2019GC008636](https://doi.org/10.1029/2019GC008636).
- Colli L., Fichtner A., Bunge H.-P. (2013).** Full waveform tomography of the upper mantle in the South Atlantic region: Imaging a westward fluxing shallow asthenosphere? // *Tectonophysics*, v. 604, p. 26–40, DOI: [10.1016/j.tecto.2013.06.015](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.015).
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. (2003).** Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 205 (3–4), p. 295–308, DOI: [10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. (2008).** Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, v. 100 (1–4), p. 66–92, DOI: [10.1016/j.lithos.2007.06.025](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.025).
- Farnetani C.G., Hofmann A.W. (2010).** Dynamics and internal structure of the Hawaiian plume // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 295 (1–2), p. 231–240, DOI: [10.1016/j.epsl.2010.04.005](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.005).
- French S.W., Romanowicz B. (2015).** Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // *Nature*, v. 525 (7567), p. 95–99, DOI: [10.1038/nature14876](https://doi.org/10.1038/nature14876).
- Garcia M.O., Smith J.R., Tree J.P., Weis D., Harrison L., Jicha B.R. (2015).** Petrology, geochemistry, and ages of lavas from Northwest Hawaiian Ridge volcanoes // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, v. 511, p. 1–25, DOI: [10.1130/2015.2511\(01\)](https://doi.org/10.1130/2015.2511(01)).
- Georgen J.E., Lin J., Dick H.J.B. (2001).** Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: effects of transform offsets // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 187 (3–4), p. 283–300, DOI: [10.1016/S0012-821X\(01\)00293-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00293-X).
- Ghose I., Cannat M., Seyler M. (1996).** Transform fault effect on mantle melting in the MARK area (Mid-Atlantic Ridge south of the Kane transform) // *Geology*, v. 24 (12), p. 1139–1142, DOI: [10.1130/0091-7613\(1996\)024<1139:TFEOMM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1139:TFEOMM>2.3.CO;2).
- Harrison L.N., Weis D., Garcia M.O. (2017).** The link between Hawaiian mantle plume composition, magmatic flux, and deep mantle geodynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 463 (5), p. 298–309, DOI: [10.1016/j.epsl.2017.01.027](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.027).
- Hartnady C.J.H., le Roex A.P. (1985).** Southern Ocean hotspot tracks and the Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic, and South American plates // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 75 (2–3), p. 245–257, DOI: [10.1016/0012-821X\(85\)90106-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90106-2).
- Heyn B.H., Conrad C.P., Trønnes R.G. (2020).** How thermochemical piles can (periodically) generate plumes at their edges // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 125 (6), e2019JB018726, DOI: [10.1029/2019JB018726](https://doi.org/10.1029/2019JB018726).
- Hoggard M.J., Parnell-Turner R., White N. (2020).** Hotspots and mantle plumes revisited: Towards reconciling the mantle heat transfer discrepancy // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 542, 116317, DOI: [10.1016/j.epsl.2020.116317](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116317).
- Johnson G.L., Hey R.N., Lowrie A. (1973).** Marine geology in the environs of Bouvet island and the south Atlantic triple junction // *Mar. Geophys. Res.*, v. 2 (2), p. 23–36, DOI: [10.1007/BF00451868](https://doi.org/10.1007/BF00451868).
- Koppers A.A.P., Becker T.W., Jackson M.G., Konrad K., Müller R.D., Romanowicz B., Steinberger B., Whittaker J.M. (2021).** Mantle plumes and their role in Earth processes // *Nat. Rev. Earth Environ.*, v. 2 (6), p. 382–401, DOI: [10.1038/s43017-021-00168-6](https://doi.org/10.1038/s43017-021-00168-6).
- Koulakov I.Yu. (1998).** 3D tomographic structure of the upper mantle beneath the central part of Eurasian continent // *Geophys. J. Int.*, v. 133 (2), p. 467–489, DOI: [10.1046/j.1365-246X.1998.00480.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00480.x).
- Kuritani T., Xia Q.-K., Kimura J.-I., Liu J., Shimizu K., Ushikubo T., Zhao D., Nakagawa M., Yoshimura S. (2019).** Buoyant hydrous mantle plume from the mantle transition zone // *Sci. Rep.*, v. 9 (1), 6549, DOI: [10.1038/s41598-019-43103-y](https://doi.org/10.1038/s41598-019-43103-y).
- Kurz M.D., le Roex A.P., Dick H.J.B. (1998).** Isotope geochemistry of the oceanic mantle near the Bouvet triple junction // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 62 (5), p. 841–852, DOI: [10.1016/S0016-7037\(97\)00383-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00383-9).
- Langemeyer S.M., Lowman J.P., Tackley P.J. (2021).** Global mantle convection models produce transform offsets along divergent plate boundaries // *Commun. Earth Environ.*, v. 2, 69, DOI: [10.1038/s43247-021-00139-1](https://doi.org/10.1038/s43247-021-00139-1).
- Leontiev A.I., Kirdyashkin A.G. (1968).** Experimental study of flow patterns and temperature fields in horizontal free convection liquid layers // *Int. J. Heat Mass Transfer*, v. 11 (10), p. 1461–1466, DOI: [10.1016/0017-9310\(68\)90111-7](https://doi.org/10.1016/0017-9310(68)90111-7).
- le Roex A.P., Dick H., Reid A.M., Frey F.A., Erlank A.J., Hart S.R. (1985).** Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: Implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 90 (4), p. 367–380, DOI: [10.1007/BF00384715](https://doi.org/10.1007/BF00384715).
- le Roex A.P., Dick H., Gulen L., Reid A.M., Erlank A.J. (1987).** Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54.5°S and 51°S: Evidence for geochemical enrichment // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 51 (3), p. 541–555, DOI: [10.1016/0016-7037\(87\)90068-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90068-8).
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Penitenti D., Gilod D., Peyve A.A., Skolotnev S., Turko N. (1997).** Death and transfiguration of a triple junction in the South Atlantic // *Science*, v. 276 (5310), p. 243–245, DOI: [10.1126/science.276.5310.243](https://doi.org/10.1126/science.276.5310.243).
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Gilod D., Peyve A.A., Skolotnev S., Turko N. (1999).** Bouvet triple junction in the South Atlantic: Geology and evolution // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 104 (B12), p. 29365–29385, DOI: [10.1029/1999JB900192](https://doi.org/10.1029/1999JB900192).
- Lin S.-C., van Keken P.E. (2006).** Dynamics of thermochemical plumes: 1. Plume formation and entrainment of a dense layer // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 7 (2), Q02006, DOI: [10.1029/2005GC001071](https://doi.org/10.1029/2005GC001071).
- Maguire R., Ritsema J., Bonnin M., van Keken P.E., Goes S. (2018).** Evaluating the resolution of deep mantle plumes in teleseismic traveltimes tomography // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 123 (1), p. 384–400, DOI: [10.1002/2017JB014730](https://doi.org/10.1002/2017JB014730).
- Martin A.K. (1987).** Plate reorganisations around Southern Africa, hot-spots and extinctions // *Tectonophysics*, v. 142 (2–4), p. 309–316, DOI: [10.1016/0040-1951\(87\)90129-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90129-6).
- Miyagoshi T., Kameyama M., Ogawa M. (2020).** Tectonic plates in 3D mantle convection model with stress-history-dependent rheology // *Earth Planets Space*, v. 72 (1), 70, DOI: [10.1186/s40623-020-01195-1](https://doi.org/10.1186/s40623-020-01195-1).

- Montagner J.-P. (2011).** Earth's structure, global, in: Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Springer, Dordrecht, pp. 144–154, DOI: [10.1007/978-90-481-8702-7_13](https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_13).
- Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., Masters G. (2006).** A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 7 (11), Q11007, DOI: [10.1029/2006GC001248](https://doi.org/10.1029/2006GC001248).
- Morency C., Doin M.-P., Dumoulin C. (2005).** Three-dimensional numerical simulations of mantle flow beneath mid-ocean ridges // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 110 (B11407), DOI: [10.1029/2004JB003454](https://doi.org/10.1029/2004JB003454).
- Morgan W.J. (1983).** Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic // *Dev. Geotectonics*, v. 19, p. 123–139, DOI: [10.1016/B978-0-444-42198-2.50015-8](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42198-2.50015-8).
- Nelson P.L., Grand S.P. (2018).** Lower-mantle plume beneath the Yellowstone hotspot revealed by core waves // *Nat. Geosci.*, v. 11 (4), p. 280–284, DOI: [10.1038/s41561-018-0075-y](https://doi.org/10.1038/s41561-018-0075-y).
- O'Connor J.M., Jokat W., le Roex A.P., Class C., Wijbrans J.R., KeBling S., Kuiper K.F., Nebel O. (2012).** Hotspot trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes // *Nat. Geosci.*, v. 5, p. 735–738, DOI: [10.1038/NGEO1583](https://doi.org/10.1038/NGEO1583).
- Parsieglia N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G. (2008).** The Agulhas Plateau: Structure and evolution of a Large Igneous Province // *Geophys. J. Int.*, v. 174 (1), p. 336–350, DOI: [10.1111/j.1365-246X.2008.03808.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03808.x).
- Peyve A.A., Skolotnev S.G. (2001).** Volcanic and geodynamic evolution of the Bouvet triple junction: Evidence from basalt chemistry // *Russ. J. Earth Sci.*, v. 3 (1), p. 33–57, DOI: [10.2205/2001ES000052](https://doi.org/10.2205/2001ES000052).
- Prestvik T., Goldberg S., Goleš G.G. (1999).** Petrogenesis of the volcanic suite of Bouvetøya (Bouvet Island), South Atlantic // *Nor. Geol. Tidsskr.*, v. 79 (4), p. 205–218, DOI: [10.1080/002919699433663](https://doi.org/10.1080/002919699433663).
- Ruedas T., Marquart G., Schmeling H. (2007).** Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume, in: *Mantle Plumes: A Multidisciplinary Approach*. Springer, Berlin–Heidelberg, pp. 71–126, DOI: [10.1007/978-3-540-68046-8_3](https://doi.org/10.1007/978-3-540-68046-8_3).
- Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J.O., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zemsky R. (2009).** Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 10 (3), Q03014, p. 1–9, DOI: [10.1029/2008GC002332](https://doi.org/10.1029/2008GC002332).
- Samuel H., Farnetani C.G. (2003).** Thermochemical convection and helium concentrations in mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 207 (1–4), p. 39–56, DOI: [10.1016/S0012-821X\(02\)01125-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01125-1).
- Schlichting H., Gersten K. (2017).** *Boundary-Layer Theory*. Springer, Berlin–Heidelberg, DOI: [10.1007/978-3-662-52919-5](https://doi.org/10.1007/978-3-662-52919-5).
- Shen Y., Forsyth D.W. (1995).** Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 100 (2), p. 2211–2237, DOI: [10.1029/94JB02768](https://doi.org/10.1029/94JB02768).
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. (1994).** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.*, v. 35 (5), p. 1183–1211, DOI: [10.1093/petrology/35.5.1183](https://doi.org/10.1093/petrology/35.5.1183).
- Steinberger B., Bredow E., Lebedev S., Schaeffer A., Torsvik T.H. (2019).** Widespread volcanism in the Greenland–North Atlantic region explained by the Iceland plume // *Nat. Geosci.*, v. 12 (1), p. 61–68, DOI: [10.1038/s41561-018-0251-0](https://doi.org/10.1038/s41561-018-0251-0).
- Sun S.S. (1982).** Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 46, p. 179–192, DOI: [10.1016/0016-7037\(82\)90245-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90245-9).
- Tenzer R., Gladkikh V. (2014).** Assessment of density variations of marine sediments with ocean and sediment depths // *Sci. World J.*, 823296, p. 1–9, DOI: [10.1155/2014/823296](https://doi.org/10.1155/2014/823296).
- Thordarson T., Larsen G. (2007).** Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history // *J. Geodyn.*, v. 43 (1), p. 118–152, DOI: [10.1016/j.jog.2006.09.005](https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.005).
- Uenzelmann-Neben G., Gohl K. (2004).** The Agulhas Ridge, South Atlantic: the peculiar structure of a fracture zone // *Mar. Geophys. Res.*, v. 25 (3), p. 305–319, DOI: [10.1007/s11001-005-1338-8](https://doi.org/10.1007/s11001-005-1338-8).
- Yang J., Zhao L., Kaus B.J.P., Lu G., Wang K., Zhu R. (2018).** Slab-triggered wet upwellings produce large volumes of melt: Insights into the destruction of the North China Craton // *Tectonophysics*, v. 746, p. 266–279, DOI: [10.1016/j.tecto.2017.04.009](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.009).
- Yoshida M., Santosh M. (2014).** Mantle convection modeling of the supercontinent cycle: Introversion, extroversion, or a combination? // *Geosci. Front.*, v. 5 (1), p. 77–81, DOI: [10.1016/j.gsf.2013.06.002](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.06.002).
- Zhao D. (2007).** Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes // *Gondwana Res.*, v. 12 (4), p. 335–355, DOI: [10.1016/j.gr.2007.03.001](https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.03.001).
- Zhao D. (2015).** *Multiscale Seismic Tomography*. Springer, Tokyo, DOI: [10.1007/978-4-431-55360-1](https://doi.org/10.1007/978-4-431-55360-1).
- Zhong S. (2006).** Constraints on thermochemical convection of the mantle from plume heat flux, plume excess temperature, and upper mantle temperature // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 111, B04409, DOI: [10.1029/2005JB003972](https://doi.org/10.1029/2005JB003972).