

УДК 551.2+551.14+552.3+536.25

ПАРАМЕТРЫ, ЭВОЛЮЦИЯ ПЛЮМА БУВЕ И ЕГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С ТРОЙНЫМ СОЧЛЕНЕНИЕМ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ В ЮЖНОЙ АТЛАНТИКЕ

А.А. Кирдяшкин, **А.Г. Кирдяшкин**, В.А. Симонов, М.М. Буслов, А.В. Котляров

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

В районе о. Буве (Южная Атлантика) горячая точка функционирует в области тройного сочленения срединно-океанических хребтов (СОХ). На основе данных лабораторного моделирования представлена схема канала термохимического плюма, выплавляющегося в мантии от ядро-мантийной границы. Тепловая мощность термохимического плюма Буве определена по объему поднятых и излившихся пород выше нижнего топографического уровня. Для определения массового расхода расплава для плюма использовался топографический профиль в сечении, перпендикулярном траектории движения горячей точки Буве и проходящем через плюм Буве. Тепловая мощность плюма Буве равна $1.7 \cdot 10^{10}$ Вт. Исходя из полученной мощности, диаметр плюма $d = 10\text{--}13$ км. Плюм Буве относится к плюмам промежуточной мощности. Такие плюмы являются алмазоносными, потому что при своем прорыве на поверхность выносят расплав с глубины > 150 км, на которой устойчив алмаз. Траектория движения плюма Буве берет начало в Южной Африке. Изначально прорыв плюма на поверхность кратона произошел посредством трубки взрыва. Далее плюм сохранился в области дрейфующей океанической литосферы и уже не являлся алмазоносным. По петролого-геохимическим данным выделяются морфоструктуры района тройного сочленения с контрастными типами магматических систем: СОХ и вулканический о. Буве, являющийся результатом деятельности плюма. В составе глубинного расплава для района о. Буве выделяются: K_2O — 0.5%; H_2O — до 0.9%. Имеет место обогащение H_2 до 100 г/т (Срединно-Атлантический хребет (САХ) до 50 г/т) и CH_4 до 12 г/т (САХ до 1 г/т). Таким образом, по особенностям состава расплава плюм о. Буве является термохимическим. Представлена схема свободно-конвективных течений в астеносфере в районе тройного сочленения Буве. Построены разрезы, на которых прослежена связь между конвективной структурой и морфоструктурами дна в районе о. Буве. Крупномасштабные астеносферные течения ответственны за образование СОХ. Конвективные валики у кровли астеносферы ответственны за образование трансформных разломов Буве и Мошеш. Плюм Буве находится под влиянием восходящего верхнемантийного течения, приуроченного к оси СОХ, и локально интенсифицирует восходящие потоки астеносферных валиков.

Тройное сочленение, срединно-океанический хребет, трансформные разломы, мантийный термохимический плюм, магматические системы, свободно-конвективные течения, астеносферные валики

THE BOUVET PLUME: PARAMETERS, EVOLUTION, AND INTERACTION WITH THE TRIPLE JUNCTION OF MID-OCEAN RIDGES IN THE SOUTH ATLANTIC

А.А. Kirdyashkin, **А.Г. Kirdyashkin**, V.A. Simonov, M.M. Buslov, A.V. Kotlyarov

In the Bouvet Island region (South Atlantic), a hotspot operates in the region of the triple junction of midocean ridges. On the basis of laboratory modeling data, the structure of the conduit of a thermochemical plume melting out in the mantle from the core–mantle boundary is presented. The thermal power of the Bouvet thermochemical plume is determined from the volume of uplifted and erupted rocks above the lower topographic level. To determine the mass flow rate of the melt for the plume, a topographic profile is used in a section perpendicular to the Bouvet hotspot trajectory and passing through the Bouvet plume. The thermal power of the Bouvet plume is $1.7 \cdot 10^{10}$ W. Based on the obtained power, the plume diameter is $d = 10\text{--}13$ km. The Bouvet plume belongs to intermediate-power plumes. Such plumes are diamondiferous, because their eruption on the surface transports the melt from a depth of > 150 km, at which diamond is stable. The Bouvet plume trajectory originates in South Africa. Initially, the melt erupted on the cratonic surface through a diatreme. Next, the plume was preserved in the region of the drifting oceanic lithosphere and became no longer diamondiferous. The following morphostructures of the triple junction region with contrasting types of magmatic systems are distinguished according to petrological and geochemical data: MOR and the Bouvet volcanic island, which results from the plume activity. For the Bouvet region, K_2O (0.5%) and H_2O (up to 0.9%) are identified in the composition of the deep magmatic melt. There is enrichment in H_2 up to 100 ppm (up to 50 ppm in the Mid-Atlantic Ridge (MAR)) and in CH_4 up to 12 ppm (up to 1 ppm in the MAR). Thus, it is suggested by the specific features of the melt composition that the Bouvet Island plume is thermochemical. This paper also presents a diagram showing free-convective flows in the asthenosphere in the Bouvet Triple Junction region. Sections are

constructed on which the association between the convective structure and bottom morphostructures in the Bouvet region is identified. Large-scale asthenospheric flows are responsible for the formation of MOR. Convective rolls at the top of the asthenosphere account for the formation of the Bouvet and Moshesh transform faults. The Bouvet plume is under the influence of the ascending upper-mantle flow confined to the MOR axis and locally intensifies the ascending flows of the asthenospheric rolls.

Triple junction, midocean ridge, transform faults, mantle thermochemical plume, magmatic systems, free-convection flows, asthenospheric rolls

ВВЕДЕНИЕ

Мантийные плюмы в значительной мере регулируют глобальную геодинамику Земли и являются регуляторами мантийного теплообмена. Ярким современным проявлением мантийного плюма на поверхности Земли служат Гавайские острова, являющиеся фактически следом движения Тихоокеанской плиты [Добрецов и др., 2001]. В данном случае геодинамическая система относительно проста, отражая действие Гавайской горячей точки во внутриплитных океанических условиях. Еще одним ярким проявлением мантийного плюма является о. Исландия. Геодинамическая обстановка для Исландского плюма достаточно понятна: этот плюм проявлен на оси Срединно-Атлантического хребта и находится в подъемном потоке мантийного ячеистого свободно-конвективного течения [Добрецов и др., 2005].

В то же время в Южной Атлантике около о. Буве существует гораздо более сложная ситуация, когда сочетаются процессы формирования срединно-океанических хребтов (СОХ) и развитие обогащенного плюмового магматизма. Здесь горячая точка функционирует фактически в области тройного сочленения хребтов [Le Roex et al., 1987; Kurz et al., 1998; Ligi et al., 1999; Симонов и др., 2000], что является уникальным случаем для всей Земли. В связи с этим данный регион привлекает внимание многих исследователей, организуются морские экспедиции, в одной из которых приняли участие сотрудники Института геологии и геофизики СО РАН. В отличие от предыдущих экспедиций, во время 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1994 г.) в районе тройного сочленения Буве [Пейве и др., 1994, 1995; Мазарович и др., 1995; Симонов, Колобов, 1995] проводился детальный отбор образцов как вдоль рифтовых зон, так и на флангах хребтов, а также с подводных склонов собственно о. Буве, являющегося непосредственным продуктом деятельности плюма. В ходе аналитической обработки каменного материала оказалось возможным проследить особенности распределения петрохимических, редких и редкоземельных элементов, летучих компонентов в магматических системах в пространстве и установить эволюцию их характеристик во времени. В результате район о. Буве является эталонным полигоном для исследования плюмового магматизма и в целом процессов развития горячих точек на границах океанических плит. Степень геологической изученности района Буве достаточно высока, здесь нет масштабных наложенных процессов, поэтому имеется возможность провести исследования геодинамических систем мантийных свободно-конвективных течений в районе Буве и плюма Буве в наиболее «чистом» первичном виде.

В настоящей статье использованы данные, полученные в процессе развития модели мантийного термохимического плюма, разработанной авторами совместно с академиком Н.Л. Добрецовым [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004; Dobretsov et al., 2008]. В этой модели термохимический плюм образуется на границе ядро—мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра в области локального поступления химической добавки (легкоплавкого компонента), понижающей температуру плавления мантийного вещества вблизи указанной границы. Температура плавления мантии при наличии химической добавки $T_{\text{пх}}$ определяется равенством $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - kc_2$, где $T_{\text{пс}}$ — температура плавления окружающей мантии в отсутствие добавки, c_2 — концентрация добавки на границе расплав—окружающая мантия, коэффициент k (°C/%) задает снижение температуры плавления. В условиях нижнемантийной свободной конвекции на границе ядро—мантия образуется тепловой пограничный слой. Когда температура плавления в этом слое становится ниже температуры границы ядро—мантия, нижняя мантия начинает плавиться, и плюм начинает подниматься. Как показал Н.Л. Добрецов, легкая и легкоплавкая химическая добавка может образовываться в результате реакций минералов нижней мантии (перовскита и магнезиовюстита) с H_2 и/или CH_4 , поступающими в нижнюю мантию из внешнего ядра [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004]. Химическая добавка транспортируется по каналу плюма к его кровле посредством свободно-конвективного теплообмена в турбулентном режиме [Кирдяшкин и др., 2004]. Добавка понижает температуру плавления на кровле плюма и приводит к дальнейшему подъему (выплавлению) плюма через мантию. Влиянием химической добавки на свободную конвекцию в расплаве канала плюма можно пренебречь, поскольку концентрация добавки в расплаве составляет 2—3 %. Процесс зарождения термохимического плюма на границе ядро—мантия в условиях термогравитационной конвекции и под действием силы Кориолиса представлен в [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2018].

Геологические проявления плюмов на поверхности зависят от их тепловой мощности. Например, плюмы малой мощности, не достигающие поверхности, ответственны за образование поднятий поверхности; плюмы промежуточной мощности, образующиеся под кратонами, являются алмазоносными; плюмы с грибообразной головой могут создавать крупные магматические тела в земной коре [Кирдяшкин и др., 2016]. Ярким проявлением вышеуказанных Гавайского и Исландского плюмов служит прежде всего вулканизм в северной части Тихого и Атлантического океанов соответственно [Добрецов и др., 2001, 2005; Duncan, Keller, 2004; Hoffmann, Farnetani, 2013; Barnett-Moore et al., 2017]. Предполагается и с геологических и петролого-геохимических позиций обосновывается существование плюма в районе тройного сочленения Буве [Johnson et al., 1973; Le Roex et al., 1985, 1987; Peyve, Skolotnev, 2001; Пейве, 2002].

В задачу нашего исследования входит: 1) на основе имеющихся данных лабораторного моделирования представить тепловую и гидродинамическую структуру мантийного термохимического плюма, поднимающегося к поверхности от границы ядро—мантия, и на основе теоретического анализа определить основные параметры мантийного плюма Буве (тепловую мощность, объемный и массовый поток и диаметр канала плюма); 2) определить, в каком геодинамическом режиме действовал плюм Буве в прошлом и действует в настоящее время; 3) показать с помощью петролого-геохимических данных, что плюм Буве является термохимическим; 4) выяснить структуру верхнемантийных свободно-конвективных течений в районе Буве, проследить связь между конвективной структурой астеносферы и морфо-структурами океанического дна в этом районе, а также выяснить, как эта конвективная структура соотносится с плюмом Буве.

СТРУКТУРА И ПАРАМЕТРЫ ПЛЮМА БУВЕ

Полигон Буве расположен в области тройного сочленения срединно-океанических хребтов: Срединно-Атлантического (САХ), Африкано-Антарктического (АФАХ) и Американо-Антарктического (ААХ) (рис. 1). Срединно-океанические хребты расчленены перпендикулярно к их простираению трансформными разломами. Для района Буве имеют место следующие величины полной скорости спрединга: для Африкано-Антарктического и Американо-Антарктического хребтов 1.7 и 1.8 см/год, для южной части Срединно-Атлантического хребта 3.5 см/год [Johnson et al., 1973; Sclater et al., 1976; Livermore et al., 1991; Пушаровский, 2002].

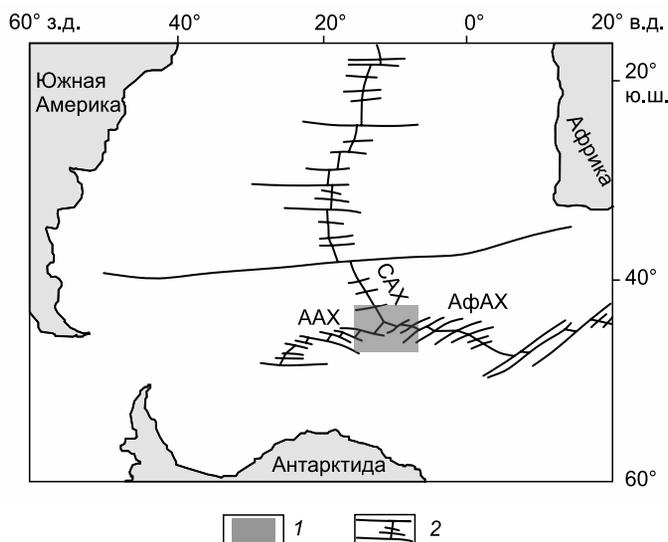
Как было указано выше, район Буве уникален своим сочетанием процессов спрединга океанического дна, вызванного верхнемантийными свободно-конвективными течениями, и действия мантийного плюма, находящегося в настоящее время в области тройного сочленения. Сначала обратимся к мантийному плюму. С учетом данных лабораторного моделирования рассмотрим структуру мантийного термохимического плюма, выплавляющегося от границы ядро—мантия, и оценим параметры мантийного плюма Буве, проявляющегося на океаническом дне в виде горячей точки.

На рисунке 2 показаны траектории движения горячих точек Буве (В) и Шона (S) в Южной Атлантике по данным [Hartnady, Le Roex, 1985]. Эти траектории построены на основе модели абсолютного движения Африканской плиты, предполагающей вращения вокруг постоянного полюса с конечным положением 64 млн лет при постоянной скорости ее движения, усредненной за 64 млн лет. Положение горячей точки Буве в настоящее время соответствует положению вулканического о. Буве в Южной Атлантике. Траектория плюма Буве начинается в континентальной области — в Южной Африке (см. врезку к рис. 2).

На основе данных лабораторного моделирования плюмов [Гладков и др., 2012; Кирдяшкин и др., 2012] представлена схема канала термохимического плюма, выплавляющегося в мантии от ядро-мантийной границы (рис. 3). Канал плюма представляет собой расплав. В вертикальном сечении канал является системой конвективных ячеек. Ячейки разделены сужениями канала, обусловлен-

Рис. 1. Расположение полигона Буве (Южная Атлантика) в области тройного сочленения срединно-океанических хребтов (СОХ):

Срединно-Атлантического (САХ), Африкано-Антарктического (АФАХ) и Американо-Антарктического (ААХ). 1 — расположение полигона Буве; 2 — оси СОХ и пересекающие их трансформные разломы.



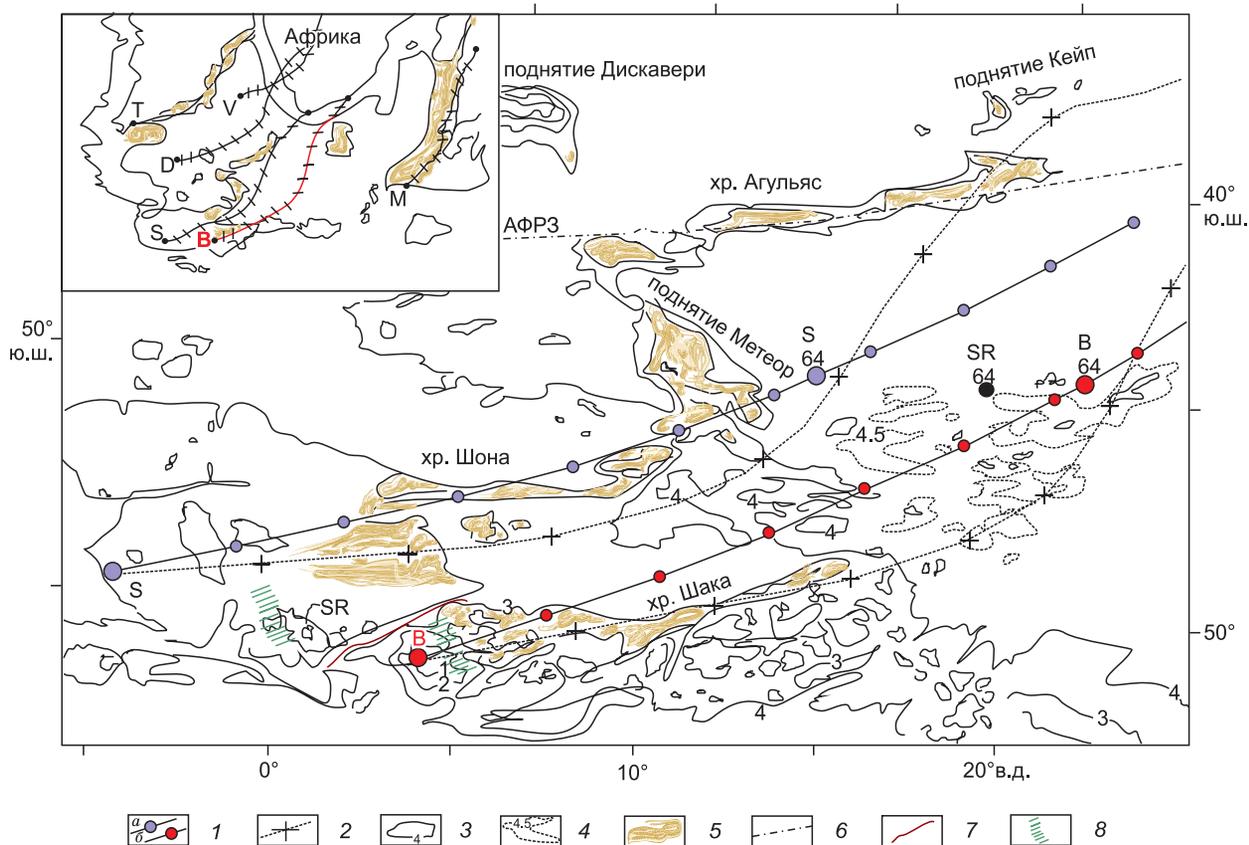


Рис. 2. Траектории движения горячих точек в Южной Атлантике, по [Hartnady, Le Roex, 1985] с изменениями.

1 — траектории движения горячих точек Шона (а) и Буве (б) на основе модели абсолютного движения Африканской плиты [Hartnady, Le Roex, 1985], залитыми цветом кружками отмечены интервалы в 10 млн лет; 2 — следы горячих точек, построенные на основе модели абсолютного движения Африканской плиты [Morgan, 1983], интервалы в 10 млн лет отмечены крестиками; 3 — изобаты, проведенные через 1 км; 4 — изобаты 4.5 км в северо-восточной части хр. Шака; 5 — поднятия и хребты; 6 — Агульяс-Фолклендская разломная зона (АФРЗ); 7 — разлом Буве; 8 — участки САХ и АфАХ; В, S, SR — современное положение горячих точек (острова Буве и Шона) и хр. Шписс, В64, S64, SR64 — положение горячих точек Буве, Шона и хр. Шписс 64 млн л. н. На врезке: траектория горячей точки Буве выделена красным цветом, М, D, V, Т — траектории горячих точек Марион, Дискавери, Вима и Тристан.

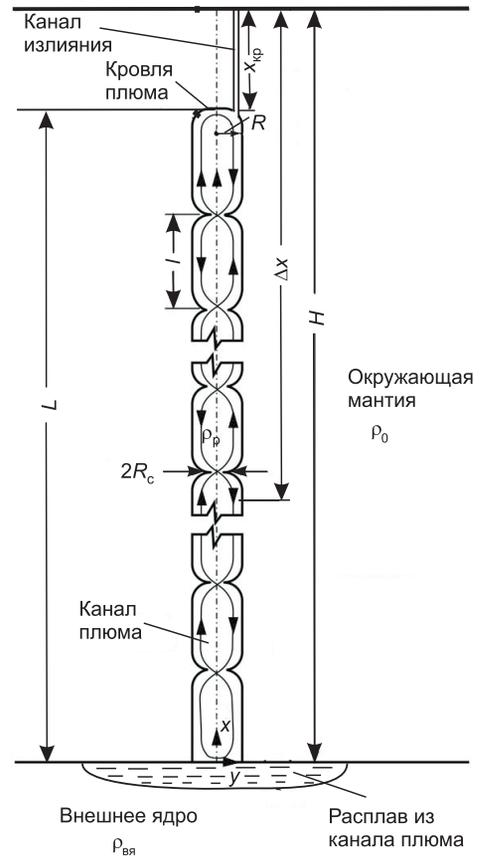
ными кристаллизацией расплава. Граница канала изменяется во времени. Теплообмен в канале плюма свободно-конвективный. Передача тепла от стенки канала плюма в окружающую мантию происходит в режиме нестационарного кондуктивного теплообмена.

Свободно-конвективные ячеистые течения в канале плюма (см. рис. 3) создаются вследствие тепловых гравитационных сил. Опускной свободно-конвективный поток расположен по периметру канала плюма. Подъемный свободно-конвективный струйный поток, диаметр которого много меньше диаметра канала, может переходить от одной стенки канала на другую в месте сужения канала. При этом, согласно закону сохранения массы, расход расплава, усредненный по поперечному сечению канала, равен нулю на каждом уровне по высоте. В том случае, если бы в канале плюма существовало только восходящее течение расплава, то оно моделировалось бы вынужденным течением в трубе под действием перепада давления, и расход расплава в каждом сечении канала не был бы равен нулю. При выплавлении канала плюма объем расплава увеличивается, и образующийся избыточный объем расплава вытекает и скапливается вблизи подошвы плюма, находящейся на границе ядро—мантия [Dobretsov et al., 2008].

Мантийный термохимический плюм поднимается (выплавляется) от границы ядро—мантия до уровня L , на котором формируется канал излияния высотой $x_{кр}$, по которому магматический расплав из канала плюма прорывается на поверхность под действием сверхлитостатического давления. Сверхлитостатическое давление расплава на кровлю поднимающегося плюма ΔP обусловлено дефицитом давления столба расплавленного вещества мантии высотой L относительно давления твердого материала той же

Рис. 3. Схема канала плюма, поднявшегося (выплавившегося) от границы ядро—мантия до уровня, на котором образуется канал излияния, по которому магматический расплав из канала плюма прорывается на поверхность.

Показаны свободно-конвективные ячейки в расплаве канала плюма. R — радиус канала плюма, $d = 2R$ — диаметр канала, $R_c = R/2$ — радиус сужений канала, образующихся на границах конвективных ячеек, $x_{кр}$ — высота канала излияния, L — высота подъема канала плюма до уровня $x_{кр}$, Δx — глубина, определяемая объемом расплава, излившегося на поверхность, $l = 2.5d$ — высота конвективной ячейки канала плюма, ρ_p — средняя плотность расплава в канале плюма, ρ_0 — средняя плотность окружающей мантии, $\rho_{вн}$ — средняя плотность внешнего ядра.



высоты. При постоянном по высоте диаметре канала плюма сверхлитостатическое давление определяется из соотношения

$$\Delta P = \rho_0 \beta g L (T_p - T_0), \quad (1)$$

где ρ_0 — средняя плотность окружающей мантии, g — гравитационное ускорение, β — коэффициент теплового объемного расширения расплава в канале плюма, T_p — температура расплава, T_0 — температура окружающей мантии. Для плюма, выплавляющегося от границы ядро—мантия, перепад температуры $T_p - T_0 = 380\text{—}440$ °С [Добрецов и др., 2001, 2005; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016]. С учетом того, что в канале плюма существуют сужения (см. рис. 3), сверхлитостатическое давление на кровле канала плюма

$$\Delta P = \rho_0 \beta g L (T_p - T_0) (R_c / R)^2, \quad (2)$$

где $R_c = 0.5R$ — радиус сужения канала плюма, $R = 0.5d$ — радиус канала плюма, d — его диаметр.

Во время подъема плюма промежуточной мощности под воздействием сверхлитостатического давления на кровлю плюма происходит движение в высоковязком массиве литосферы над кровлей. Это движение проявляется в образовании поднятия поверхности. Высота этого поднятия становится максимальной, когда кровля плюма достигает вышеупомянутого критического уровня ($x_{кр}$, см. рис. 3), с которого расплав, образованный плюмом, прорывается на поверхность.

На основании закона теплообмена от горизонтальной поверхности в большом объеме жидкости в условиях свободной конвекции [Добрецов и др., 2005] тепловая мощность N , передающаяся от горизонтальной подошвы плюма в его канал, определяется из соотношения

$$N = 0.045 \pi \lambda d^2 \Delta T_s^{4/3} (\beta g / a \nu)^{1/3}, \quad (3)$$

где λ — коэффициент теплопроводности расплава в канале плюма, $\Delta T_s = (T_1 - T_{пк})/2$ — перепад температуры в пограничном слое на подошве плюма, T_1 — температура границы ядро—мантия, $T_{пк}$ — температура плавления мантии при наличии химической добавки (см. Введение), a — коэффициент температуропроводности расплава, ν — его кинематическая вязкость. Перепад температуры $\Delta T_s \approx 10$ °С [Добрецов и др., 2005]. С другой стороны, тепловая мощность мантийного плюма может быть найдена, исходя из его геологических проявлений на поверхности. Так, тепловую мощность термохимического плюма, образовавшегося на границе ядро—мантия, можно определить по объему поднятых и излившихся пород выше нижнего топографического уровня для рассматриваемого плюма [Добрецов и др., 2005]. Излияние магмы плюма происходит вследствие теплового расширения мантии, окружающей канал плюма. Тепловое расширение обусловлено передачей тепла от границы канала плюма в мантию. Происходит «выжимание» расплава из канала плюма из-за теплового расширения окружающей канал мантии, вследствие чего расплав изливается на поверхность. Тепловая мощность на подошве плюма определяется из соотношения

$$N = \Delta G [(C/\beta + B)], \quad (4)$$

где ΔG — массовый расход магматического расплава, излившегося на поверхность, C — теплоемкость мантийного вещества, B — его удельная теплота плавления [Добрецов и др., 2005]. Массовый расход может быть найден из соотношения

$$\Delta G = \rho_{\text{п}} \Delta V_{\text{п}} , \quad (5)$$

где $\rho_{\text{п}}$ — плотность поднятых и излившихся пород, $\Delta V_{\text{п}}$ — объемный расход расплава.

Массовый расход ΔG находили с использованием топографического профиля в сечении, перпендикулярном траектории движения горячей точки Буве и проходящем через плюм Буве. Использовались данные по рельефу дна в районе о. Буве, полученные в ходе 18-го рейса НИС «Академик Николай Стрехов» [Мазарович и др., 1994; Пейве и др., 1995], в котором принимал участие один из авторов статьи. Согласно этому профилю, высота поднятия над нижним топографическим уровнем для плюма Буве составляет $h = 2$ км, основание поднятия $A = 135$ км. Площадь поперечного сечения излившихся пород $S = Ah/2 = 1.35 \cdot 10^8$ м². Скорость движения плюма Буве относительно океанической литосферы за последние 10 млн лет равна $u = 3.3$ см/год [Hartnady, Le Roex, 1985]. С учетом скорости движения горячей точки Буве объемный расход расплава $\Delta V_{\text{п}} = Su = 0.141$ м³/с. Для этого значения $\Delta V_{\text{п}}$, используя соотношение (5), для плотности $\rho_{\text{п}} = 2900$ кг/м³ находим массовый расход расплава для плюма Буве: $\Delta G = 410$ кг/с.

Принимаем следующие значения параметров: $C = 1200$ Дж/кг · °С, $\beta = 3 \cdot 10^{-5}$ °С⁻¹ и $B = 2.1 \cdot 10^5$ Дж/кг [Добрецов и др., 2005] и, учитывая найденную величину ΔG и используя соотношение (4), находим тепловую мощность плюма Буве $N = 1.7 \cdot 10^{10}$ Вт. Тепловая мощность Гавайского плюма составляет $3 \cdot 10^{11}$ Вт, тепловая мощность Исландского плюма равна $3.8 \cdot 10^{11}$ Вт [Добрецов и др., 2005]. Таким образом, мощность плюма Буве в 18 раз меньше мощности Гавайского плюма и в 22 раза меньше мощности Исландского плюма.

Диаметр канала мантийного плюма определяется из соотношения (4):

$$d = \left[\frac{22.2N(av)^{\frac{1}{3}}}{\pi\lambda\Delta T_s^{\frac{4}{3}}(\beta g)^{\frac{1}{3}}} \right]^{\frac{1}{2}} . \quad (6)$$

Принимаем $\lambda = 5\text{—}10$ Вт/м · °С, $a = \lambda/C\rho_0 = 9.3 \cdot 10^{-7}\text{—}1.9 \cdot 10^{-6}$ м²/с ($\rho_0 = 4500$ кг/м³), $\Delta T_s = 10$ °С и $v = 1$ м²/с [Добрецов и др., 2001, 2005]. Тогда, исходя из полученной выше величины мощности плюма Буве, из соотношения (6) получаем диаметр подошвы (и канала) плюма $d = 10\text{—}13$ км.

В работе [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2021] было установлено, что время выхода на стационарный режим кондуктивного теплообмена между цилиндрическим каналом плюма, имеющим постоянный диаметр по высоте, и окружающей мантией t_c определяется из соотношения $t_c = d^2/0.25\pi a$. Для диаметра плюма $d = 13$ км и температуропроводности расплава в канале плюма $a = 10^{-6}$ м²/с получаем $t_c = 7$ млн лет. Возможное время существования плюма Буве, согласно модельной траектории его движения [Hartnady, Le Roex, 1985; Martin, 1987], $t_b \sim 100$ млн лет, т. е. масштаб времени $t_c \ll t_b$ и, следовательно, процессы теплообмена между каналом плюма и окружающей мантией происходят в установившемся режиме.

Тепловая мощность плюма Буве характерна для плюмов промежуточной мощности, для которых, согласно диаграмме геодинамических режимов плюмов [Кирдяшкин и др., 2016], тепловая мощность составляет $N = (1.6\text{—}2.5) \cdot 10^{10}$ Вт. Глубина Δx , с которой расплав был вынесен из канала плюма на поверхность (см. рис. 3), зависит от объема излившегося магматического расплава V и диаметра канала плюма d : $\Delta x = 4V/\pi d^2$ [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016; Кирдяшкин и др., 2016]. Термохимические плюмы промежуточной мощности при своем прорыве на поверхность выносят расплав с глубины $\Delta x > 150$ км (на которой устойчив алмаз [Kennedy, Kennedy, 1976]), т. е. такие плюмы являются алмазоносными [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016]. Под кратонами прорыв плюмов промежуточной мощности на поверхность происходит посредством каналов излияния — трубок взрыва, которые могут формироваться в верхних частях каналов этих плюмов [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016]. Плюм является алмазоносным только в период первоначального излияния, когда расход накопленного расплава таков, что плюм выносит на поверхность алмаз с глубины более 150 км и не является алмазоносным вследствие малого расхода расплава в дальнейшее время своего существования.

Траектория движения плюма Буве, проявленная на океаническом дне, берет начало в Южной Африке. Таким образом, прорыв плюма на поверхность произошел в области кратона в виде трубки взрыва, которая образовалась в верхней части канала излияния плюма. Далее плюм сохранился в области дрейфующей океанической литосферы и уже не являлся алмазоносным. Под кратоном такие плюмы промежуточной мощности оставляют только следы типа трубок взрыва и нет следов их дальнейшего существования. Однако плюм Буве, первоначально находившийся на границе континентальной и океанической литосферы (см. рис. 2), впоследствии сохранился и продолжил действовать уже в океанической области.

Среди структур района тройного сочленения Буве выделяется хр. Шписс (SR), на границе между Африканской и Антарктической плитами (см. рис. 2). Хребет Шписс мог сформироваться в особых условиях, когда рифтовая зона создавалась на океанической коре, образовавшейся ранее в пределах САХ [Пейве, 2002]. Для этого хребта характерны как крупные вулканические поднятия размерами 7—15 км, так и большое количество малых вулканов. Эти особенности хр. Шписс могут быть связаны с деятельностью мантийного плюма, тепловая мощность которого примерно равна мощности плюма Буве, периодически проявляющегося на океаническом дне в виде вулканических поднятий. Отметим, что геохимические данные показывают связь формирования хр. Шписс, сложенного обогащенными базальтами, с плюмовым магматизмом [Симонов и др., 2000].

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА В РАЙОНЕ О. БУВЕ

Обратимся к петролого-геохимическим данным, полученным в результате аналитической обработки образцов, собранных при непосредственном участии В.А. Симонова во время 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». Согласно распределению по площади тройного сочленения характеристик редких и редкоземельных элементов (La, Ce, Th, Nb, Rb), отчетливо выделяются различные морфоструктуры с контрастными типами магматических систем (рис. 4). Рифтовая зона САХ характеризуется минимальными значениями La/Yb в базальтах. Максимум распределения отвечает району о. Буве и продолжается на северо-восток вдоль линии, на которой отчетливо проявляется локальный минимум, отвечающий развитию более примитивных магматических систем рифтовой зоны АфАХ. Минимум зна-

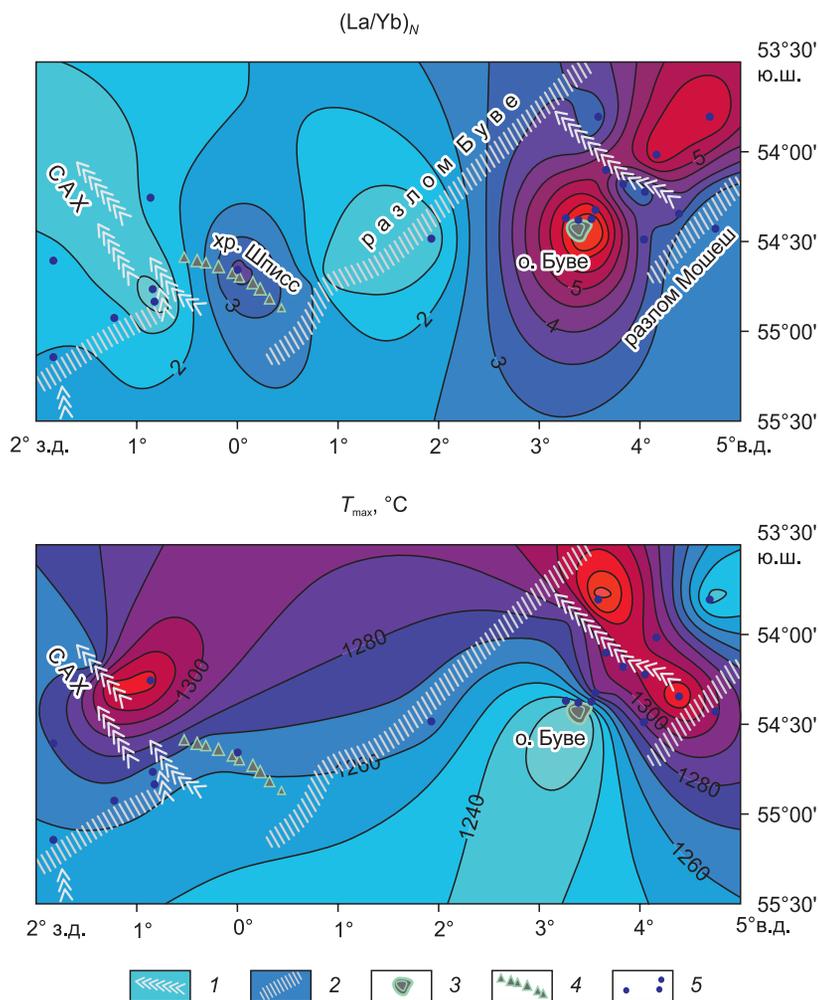


Рис. 4. Распределение значений La/Yb в базальтах и максимальных температур гомогенизации (T_{max} , °C) расплавных включений в районе Буве [Симонов и др., 2007].

1 — рифтовые долины СОХ; 2 — трансформные разломы; 3 — о. Буве; 4 — хр. Шписс; 5 — драгировочные станции 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов».

чений располагается в центральной части разлома Буве, где отсутствует влияние вулканического центра (о. Буве).

Распределение максимальных температур гомогенизации расплавных включений имеет пиковые значения для районов САХ и АфАХ (см. рис. 4). Минимум температуры находится в районе о. Буве, что согласуется с нашей моделью мантийного термохимического плюма [Добрецов и др., 2003; Dobretsov et al., 2008], в которой плавление мантийного вещества происходит при понижении температуры плавления за счет присутствия химических добавок (легкоплавких компонентов) в канале плюма. Итак, по петролого-геохимическим данным отчетливо выделяются морфоструктуры района тройного сочленения с контрастными типами магматических систем: СОХ и вулканический о. Буве, являющийся результатом деятельности мантийного плюма.

Согласно модели термохимического плюма, он образуется на границе ядро—мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химических добавок (легкоплавких компонентов), понижающих температуру плавления мантии [Добрецов и др., 2003; Кирдяшкин и др., 2004; Dobretsov et al., 2008]. В составе глубинного расплава для района о. Буве выделяются: K_2O — 0.5 %; H_2O — до 0.9 %. Имеет место обогащение H_2 до 100 г/т (САХ до 50 г/т) и CH_4 до 12 г/т (САХ до 1 г/т) [Симонов и др., 2007]. Таким образом, по особенностям состава расплава можно сказать, что плюм о. Буве является термохимическим.

СТРУКТУРА МАНТИЙНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ТЕЧЕНИЙ В РАЙОНЕ БУВЕ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С ПЛЮМОМ БУВЕ

Конвективная структура астеносферы в районе тройного сочленения Буве порождает структуры океанического дна: срединно-океанические хребты и пересекающие их трансформные разломы. Для того чтобы понять глубинные геодинамические причины наблюдающейся тектонической структуры тройного сочленения Буве, обратимся к имеющимся данным лабораторного моделирования астеносферных свободно-конвективных течений.

В лабораторном моделировании свободно-конвективных течений в горизонтальном слое жидкости, нагреваемом снизу (в осевой части) и охлаждаемом сверху, наблюдается следующая картина течения при горизонтальном размере нагревателя $x_n = 2.2l$, где l — толщина горизонтального слоя жидкости (рис. 5). В слое слева и справа от пластины нагревателя организуются две симметричные крупномасштабные конвективные ячейки. Восходящие потоки крупномасштабных ячеек расположены над пластиной нагревателя (восходящие потоки на «оси СОХ»). Вблизи охлаждаемой верхней границы слоя в условиях неустойчивой стратификации образуются конвективные валики. Оси конвективных валиков направлены вдоль потоков основных крупномасштабных конвективных ячеек. Суперпозиция крупномасштабных ячеек и валиков дает в плане картину течения в виде пространственно-периодических контрастных линий, представляющих собой нисходящие течения валиков, в области которых существует понижение температуры жидкости. Эти линии отождествляются с трансформными разломами. Расстояние между двумя соседними линиями равно $2l_v$ (l_v — горизонтальный размер конвективного валика).

На основании лабораторного моделирования можно сделать вывод, что в астеносфере под срединно-океаническим хребтом в области нисходящих течений астеносферных конвективных валиков существует понижение температуры. Такое понижение будет отражаться в рельефе опусканием океанического дна в зоне нисходящих потоков валиков. Зона понижения уровня океанического дна отождествляется с трансформным разломом. Трансформные разломы являются следствием понижения температуры в нисходящих свободно-конвективных течениях валиков, как в лабораторном моделировании, так и в природных свободно-конвективных течениях в астеносферном слое [Добрецов и др., 2001]. Расстояние между трансформными разломами: $L_{тр} = 2l_v$. Например, в Атлантическом океане в области по широте между южным и северным субтропиками $L_{тр} \sim 250$ км [Добрецов и др., 2001] и, следовательно, $l_v \sim 175$ км. Из лабораторного моделирования следует, что толщина астеносферного слоя l соизмерима с удвоенной высотой конвективного валика ($l \sim L_{тр} \sim 2l_v$).

Крупнейшие трансформные разломы, называемые магистральными или трансокеанскими [Пушаровский, 2001; Хаин, Ломизе, 2010], могут соответствовать нисходящим течениям нижнемантийных конвективных валиков [Добрецов и др., 2001], и расстояние между магистральными трансформными разломами $L_{тр, маг} = 2l_{в, нм}$, где $l_{в, нм}$ — горизонтальный размер нижнемантийного валика. Например, в северо-восточной части Тихого океана расстояния между магистральными разломами составляют $L_{тр, маг} = 1000—1100$ км [Хаин, Ломизе, 2010], и, следовательно, нижнемантийные конвективные валики имеют горизонтальный размер $l_{в, нм} = L_{тр, маг}/2 = 500$ км. Трансформные разломы меньшего масштаба, например, вышеупомянутые, с расстояниями между разломами 250 км, связаны с астеносферными валиками.

Тройное сочленение Буве представляет собой сочетание трех срединно-океанических хребтов (САХ, ААХ и АфАХ) и секущих их трансформных разломов (прежде всего, разломов Мошеш и Буве). Морфоструктуры океанического дна являются результатом действия глубинной геодинамической си-

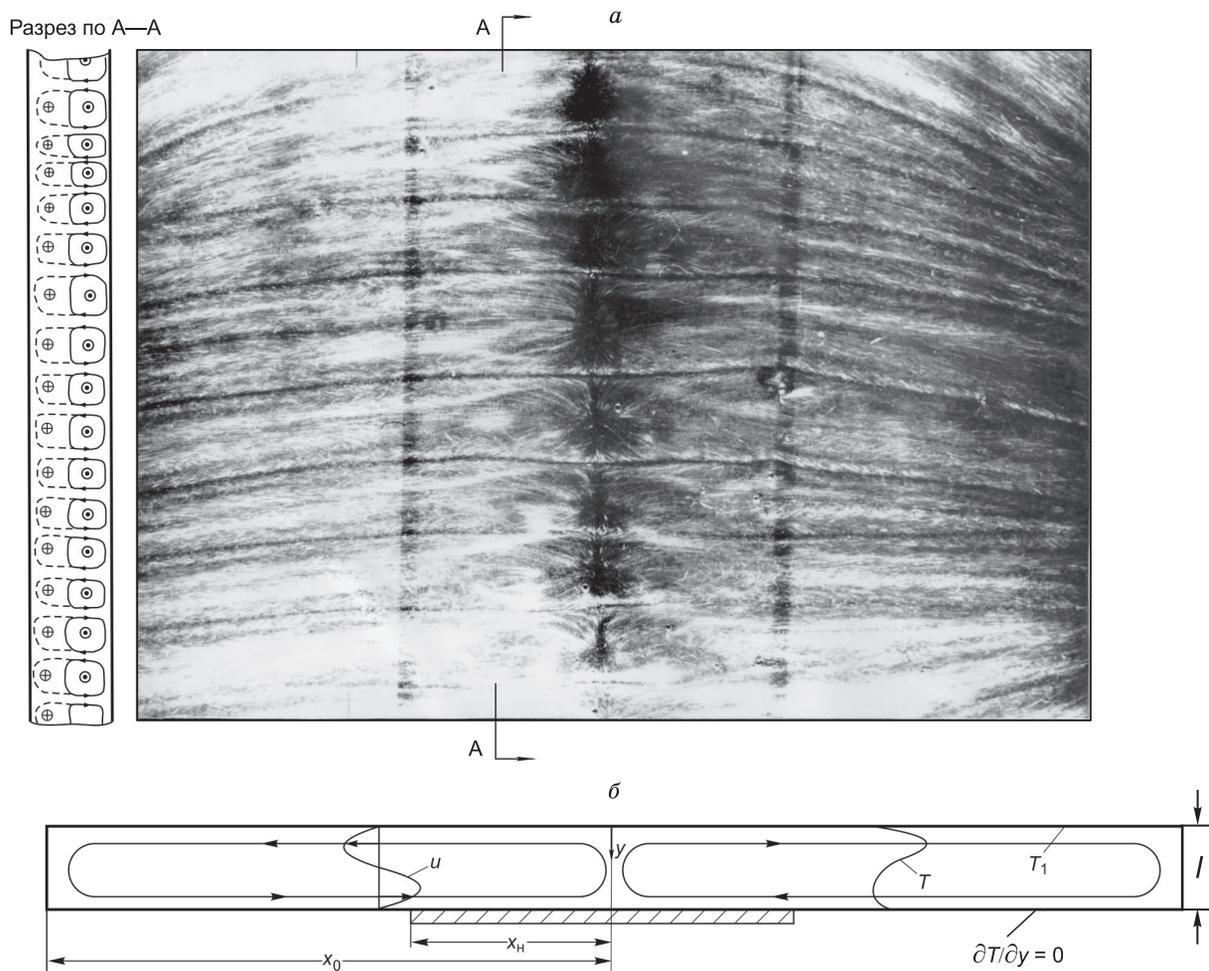


Рис. 5. Свободно-конвективное течение в горизонтальном слое жидкости при размере нагревателя $x_n = 2.2l$.

a — фотография течения (снимок сверху) у стеклянной охлаждаемой поверхности в слое этанола, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху. Плоский нагреватель расположен симметрично относительно сечения слоя $x = 0$. Толщина слоя $l = 5$ мм, его протяженность $x_0 = 30$ мм, количество тепла, передаваемого от плоского осевого нагревателя к рабочей жидкости $Q = 31$ Вт/м. Для визуализации течения использованы частицы алюминиевой пудры размерами 10—15 мкм. Контрастные параллельные линии — нисходящие течения конвективных валиков, образовавшихся в области неустойчивой стратификации у охлаждаемой кровли слоя. Оси валиков направлены вдоль крупномасштабного течения конвективных ячеек. Слева — схема течения в разрезе по А—А. Крестики — поток, уходящий от сечения слоя $x = 0$, точки — набегающий поток; *б* — схема течения в вертикальном сечении слоя, показаны крупномасштабные конвективные ячейки, профили скорости u и температуры T .

стемы мантийных конвективных течений. Морфоструктуры дна в районе тройного сочленения Буве отражают действие глубинной системы свободно-конвективных течений в астеносфере в области тройного сочленения (рис. 6). Крупномасштабные астеносферные ячейчатые течения ответственны за спрединг — раздвижение океанических плит от осей СОХ в зоне тройного сочленения. Направления движения плит от осей СОХ, обусловленного крупномасштабными конвективными потоками, показаны стрелками для САХ, ААХ и АфАХ.

Кроме того, на схеме тройного сочленения указаны восходящие и нисходящие течения астеносферных конвективных валиков, оси которых направлены вдоль крупномасштабного астеносферного течения. Астеносферные конвективные валики ответственны за образование трансформных разломов: так, нисходящим течениям этих валиков отвечают разломы Буве и Мошеш, представленные на схеме. Как указано выше, расстояние между трансформными разломами $L_{тр}$ соответствует горизонтальному размеру двух валиков. Расстояние между разломными зонами Мошеш и Буве $L_{тр} \sim 120$ км (см. рис. 6).

Отметим, что возможная связь трансформных разломов с нисходящими течениями валиков («холодными» аномалиями) прослеживается на детальном сейсмотомографических разрезах тройного сочленения Буве. На глубине 100 км в области трансформного разлома Буве выделяется «холодная» (более

плотная) аномалия с повышенными скоростями P -волн. Эта аномалия под разломом Буве прослеживается в глубину до 200 км [Симонов и др., 2007]. Она отражает наличие холодных «корней», характерных для целого ряда трансформных разломов в Атлантическом океане и отмеченных, в частности, для разломов 15°20' и Кейн [Ghose et al., 1996; Симонов и др., 1999].

Вулканический о. Буве представляет собой проявление мантийного плюма Буве на поверхности. Он расположен на расстоянии ~ 35 км от АфАХ (см. рис. 6). На таком расстоянии влияние восходящего верхнемантийного течения, приуроченного к оси АфАХ, проявляющееся в разогреве окружающей мантии, будет довольно существенным [Кирдяшкин и др., 2006]. Таким образом, плюм Буве находится под влиянием восходящего крупномасштабного потока, существующего в осевой части указанного СОХ.

На схеме тройного сочленения проведены линии разрезов (см. рис. 6). На разрезах (рис. 7) можно проследить связь между конвективной структурой астеносферы и морфоструктурами дна. На разрезе А—А, проведенном в центральной части района тройного сочленения (см. рис. 6), показаны валиковые течения, образующиеся в области неустойчивой стратификации у подошвы океанической литосферы толщиной δ (см. рис. 7, а). Высота астеносферных конвективных валиков L_1 соизмерима с их горизонтальным размером $l_v = L_{тр}/2$ и составляет порядка 60 км. Нисходящие течения валиков обуславливают формирование впадин трансформных разломов Мошеш и Буве.

На разрезе Б—Б вкострости простираения СОХ показано продольное крупномасштабное свободно-конвективное течение в астеносфере (см. рис. 7, б). Это течение — восходящее в области оси САХ и горизонтальное вдоль подошвы литосферы по обе стороны от оси хребта. Направление осей мелко-масштабных конвективных валиков совпадает с направлением крупномасштабного астеносферного конвективного потока.

На разрезе В—В, проходящем через вулканический о. Буве (см. рис. 7, в), показаны астеносферные валики у подошвы литосферы. С нисходящими течениями валиков ассоциируют зоны трансформных разломов. Как указано выше, сам вулканический остров Буве представляет собой проявление мантийного плюма Буве на поверхности. Канал плюма о. Буве находится под влиянием зоны восходящих потоков двух соседствующих астеносферных валиков, нисходящие потоки которых, в свою очередь, отражены во впадинах трансформных разломов Мошеш и Буве. Таким образом, в настоящее время плюм Буве находится в области подъемного потока астеносферного валикового течения и локально интенсифицирует его.

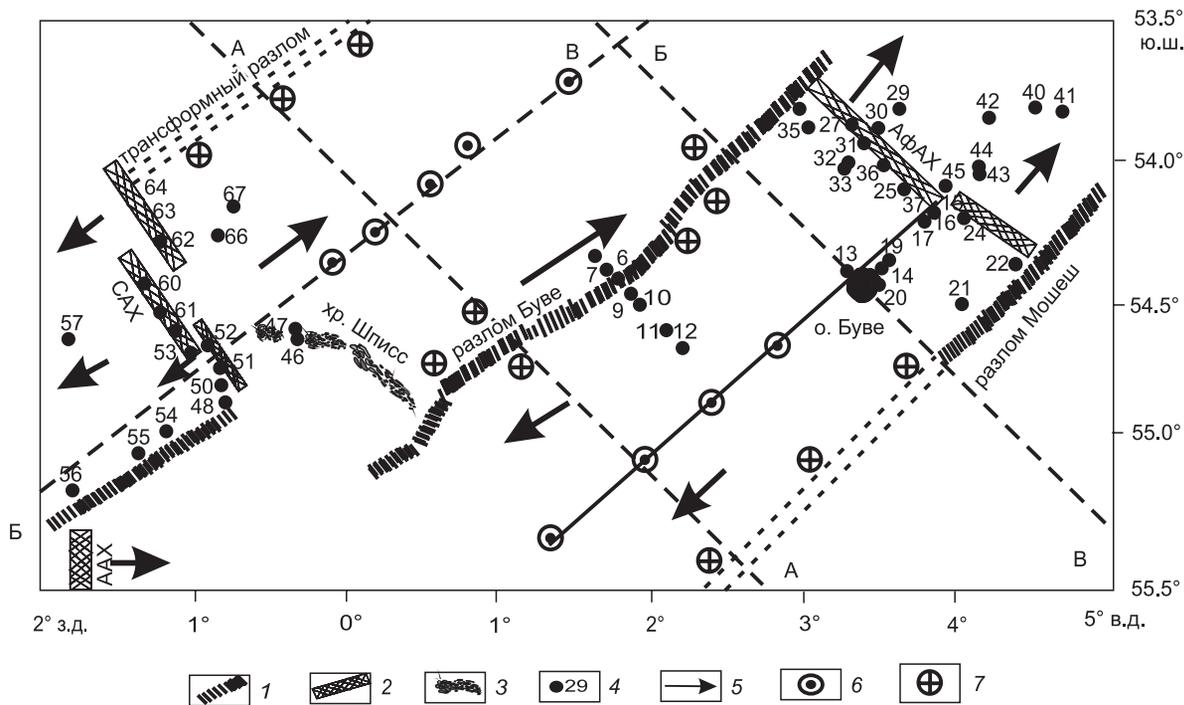


Рис. 6. Схема района тройного сочленения Буве с направлениями крупномасштабных ячеистых свободно-конвективных течений, а также восходящих и нисходящих течений конвективных валиков в районе Буве.

1 — трансформные разломы, 2 — рифтовые долины СОХ, 3 — хр. Шписс, 4 — драгировочные станции 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», 5 — направления крупномасштабных астеносферных течений, 6 — восходящие течения астеносферных валиков, 7 — нисходящие течения астеносферных валиков, А—А, Б—Б, В—В — линии разрезов.

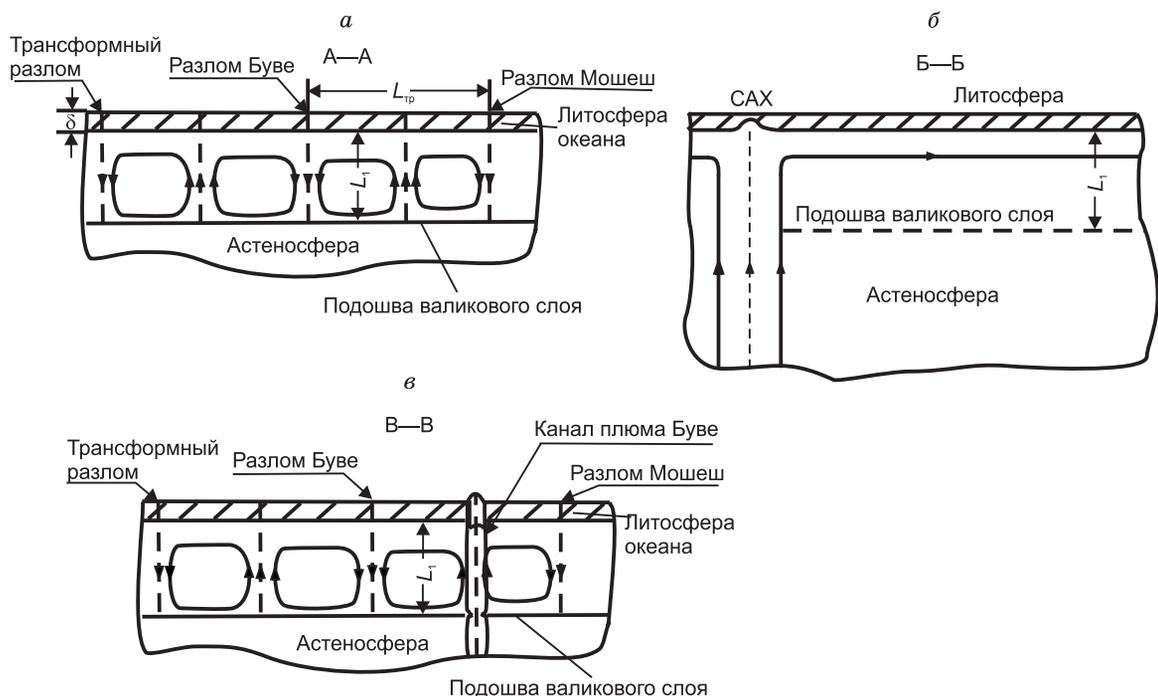


Рис. 7. Схемы свободно-конвективных течений в астеносфере в районе тройного сочленения Буве.

a — схема свободно-конвективного валикового течения (разрез по А—А, см. рис. 6), $\delta \sim 5-8$ км — толщина океанической литосферы, $L_{тр}$ — расстояние между трансформными разломами, $L_г \sim 60$ км — высота астеносферных конвективных валиков у подошвы океанической литосферы, направление течения валиков перпендикулярно к направлению крупномасштабного течения; *б* — схема крупномасштабного астеносферного свободно-конвективного течения (разрез по Б—Б); *в* — схема свободно-конвективного валикового течения и взаимодействующего с ним плюма Буве (разрез по В—В).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тепловую мощность термохимического плюма Буве, образовавшегося на границе ядро—мантия, можно определить по массовому расходу магматического расплава, излившегося на поверхность, который, в свою очередь, найден с использованием топографического профиля в сечении, перпендикулярном траектории движения горячей точки Буве и проходящем через плюм Буве. Тепловая мощность плюма Буве составляет $1.7 \cdot 10^{10}$ Вт, что означает, что он относится к плюмам промежуточной тепловой мощности. Диаметр канала плюма Буве, определенный с использованием указанной мощности, $d = 10-13$ км. Изначально выход плюма на поверхность кратона произошел в виде трубки взрыва, которая образовалась в верхней части канала излияния плюма. Далее плюм сохранился в области дрейфующей океанической литосферы и уже не являлся алмазоносным.

По петролого-геохимическим данным отчетливо выделяются морфоструктуры района тройного сочленения с контрастными типами магматических систем: СОХ и вулканический о. Буве, являющийся результатом деятельности плюма. В составе глубинного расплава для района о. Буве выделяются: K_2O — 0.5 %; H_2O — до 0.9 %. Имеет место обогащение H_2 до 100 г/т (САХ до 50 г/т) и CH_4 до 12 г/т (САХ до 1 г/т). Таким образом, по особенностям состава расплава можно сказать, что плюм о. Буве является термохимическим.

Природа мантийного термохимического плюма и крупномасштабного астеносферного свободно-конвективного течения различна, как и горизонтальные масштабы их проявления. Тройное сочленение Буве есть следствие всей системы свободно-конвективных астеносферных течений под океанами Земли, проявленной определенным образом в области Южной Атлантики. Крупномасштабные астеносферные свободно-конвективные течения ответственны за образование Срединно-Атлантического, Америко-Антарктического и Африкано-Антарктического хребтов. Конвективные валики у кровли астеносферы ответственны за образование трансформных разломов Буве и Мошеш. Если система астеносферных свободно-конвективных течений, образующих САХ, является глобальной, то плюм Буве — это локальное проявление: горизонтальный масштаб проявлений плюма соизмерим с диаметром его канала.

Плюм Буве в настоящее время расположен в окрестности срединно-океанического хребта, т. е. оказывается под влиянием восходящего крупномасштабного верхнемантийного течения. Кроме того, он

располагается вблизи восходящего потока астеносферного валикового течения и локально интенсифицирует его. Таким образом, плюм находится в условиях разогретой окружающей мантии, вследствие чего теплоотдача от канала плюма в окружающую мантию снижена, и поэтому плюм Буве проявлен на поверхности.

Авторы благодарны д.г.-м.н. Е.П. Дубинину, д.т.н. Ю.И. Галушкину и анонимному рецензенту за ценные замечания.

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

ЛИТЕРАТУРА

Гладков И.Н., Дистанов В.Э., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Об устойчивости границы раздела расплав—твердое тело на примере устойчивости канала плюма // Изв. РАН, МЖГ, 2012, № 4, с. 5—22.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро—мантия и образование термохимических плюмов // ДАН, 2003, т. 393, № 6, с. 797—801.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 589—602.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // Геотектоника, 2016, № 2, с. 78—92.

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1057—1073.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Сурков Н.В. Тепловая гравитационная конвекция в астеносфере под срединно-океаническим хребтом и устойчивость основных глубинных парагенезисов // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 76—94.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. Геодинамические режимы мантийных термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1092—1105.

Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Гидродинамика и тепломассообмен в грибообразной голове термохимического плюма // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 1, с. 263—286, doi:10.5800/GT-2018-9-1-0348.

Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Нестационарный кондуктивный теплообмен на цилиндрической поверхности канала плюма // Теплофизика и аэромеханика, 2021, т. 28, № 5, с. 771—780.

Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Гладков И.Н., Дистанов В.Э. Экспериментальное моделирование влияния относительной тепловой мощности на форму канала плюма и структуру свободно-конвективного течения в нем // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 900—911.

Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Разницин 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. Морфоструктура района острова Буве // ДАН, 1995, т. 342, № 3, с. 354—357.

Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М., Научный мир, 2002, 278 с.

Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Мазарович А.О., Разницин 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., Шуто Ф. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // ДАН, 1994, т. 338, № 5, с. 645—648.

Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Симонов В.А., Турко Н.Н., Разницин Ю.Н. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника, 1995, № 1, с. 51—68.

Пушаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пушаровский. М., Научный мир, 2001, с. 174—229.

Пушаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики. М., ГЕОС, 2002, 81 с.

Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 48—54.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999, 224 с.

Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В. Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве, Южная Атлантика // *Петрология*, 2000, т. 8, № 1, с. 43—58.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Кулаков И.Ю. Глубинные магматические системы в Южной Атлантике // *Металлогения древних и современных океанов — 2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы*. Т. I. Миасс, ИМин УрО РАН, 2007, с. 17—23.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики, 3-е изд. М., Изд-во КДУ, 2010, 560 с.

Barnett-Moore N., Hassan R., Flament N., Müller D. The deep Earth origin of the Iceland plume and its effects on regional surface uplift and subsidence // *Solid Earth*, 2017, v. 8 (1), p. 235–254, doi: 10.5194/se-8-235-2017.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, 2008, v. 100 (1–4), p. 66—92, doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.025.

Duncan R.A., Keller R.A. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197 // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 5 (8), Q08L03, p. 1—13, doi: 10.1029/2004GC000704.

Ghose I., Cannat M., Seyler M. Transform fault effect on mantle melting in the MARK area (Mid-Atlantic Ridge south of the Kane transform) // *Geology*, 1996, v. 24 (12), p. 1139—1142.

Hartnady C.J.H., Le Roex A.P. Southern Ocean hotspot tracks and the Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic and South American plates // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 75 (2–3), p. 245—257.

Hofmann A.W., Farnetani C.G. Two views of Hawaiian plume structure // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2013, v. 14 (12), p. 5308—5322, doi: 10.1002/2013GC004942.

Johnson G.L., Hey R.N., Lowrie A. Marine geology in the environs of Bouvet island and the south Atlantic triple junction // *Mar. Geophys. Res.*, 1973, v. 2, p. 23—36.

Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81 (14), p. 2467—2470.

Kurz M.D., Le Roex A.P., Dick H.J.B. Isotope geochemistry of the oceanic mantle near the Bouvet triple junction // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62 (5), p. 841—852.

Le Roex A.P., Dick H., Reid A.M., Frey F.A., Erlank A.J. Petrology and geochemistry of basalts from the American–Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1985, v. 90, p. 367—380.

Le Roex A.P., Dick H., Gulen L., Reid A.M., Erlank A.J. 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*, 1987, v. 51, p. 541—555.

Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Gilod D., Peyve A.A., Skolotnev S., Turko N. Bouvet triple junction in the South Atlantic: Geology and evolution // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104 (B12), p. 29365—29385.

Livermore R.A., Tomlinson J.S., Woolett R.W. Unusual sea-floor fabric near the Bullard fracture zone imaged by GLORIA sidescan sonar // *Nature*, 1991, v. 353, p. 158—161.

Martin A.K. Plate reorganisations around Southern Africa, hot-spots and extinctions // *Tectonophysics*, 1987, v. 142, p. 309—316.

Morgan W.J. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic // *Tectonophysics*, 1983, v. 94 (1–4), p. 123—139.

Peyve A.A., Skolotnev S.G. Volcanic and geodynamic evolution of the Bouvet triple junction: Evidence from basalt chemistry // *Russ. J. Earth Sci.*, 2001, v. 3 (1), p. 33—57, doi: 10.2205/2001ES000052.

Slater J.G., Bowin C., Hey R., Hoskins H., Peirce J., Phillips J., Tapscott C. The Bouvet Triple Junction // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81 (11), p. 1857—1869.