

УДК 551.242

БАЗАЛТЫ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ НА ВОСТОЧНОМ ФЛАНГЕ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА): ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ОБРАЗОВАНИЯ В ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА ПОД ВЛИЯНИЕМ МИКРОПЛЮМА

© 2023 г. С. Г. Сколотнев^{1,*}, А. А. Пейве¹, С. А. Докашенко¹, В. Н. Добролюбов¹,
О. И. Окина¹, Б. В. Ермолаев¹

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 10.08.2023 г.

Поступило 10.08.2023 г.

После доработки 28.08.2023 г.

Принято к публикации 30.08.2023 г.

Изучен состав базальтов, полученных со склонов одиночной подводной горы, являющейся гайотом и расположенной южнее восточного окончания разлома Чарли Гиббс в Северной Атлантике. Выделены группы высоко- и низкотитанистых разностей, относящихся соответственно к океаническим толеитам E-MORB и T-MORB. Базальты первой группы отличаются более высокими концентрациями TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Fe_2O_3 и некогерентных элементов-примесей. Базальты обеих групп имеют близкий характер распределения нормированных литофильных элементов, что свидетельствует о том, что они выплавлялись из мантийного субстрата близкого состава. Наблюдающееся различие в их составе, возможно, обусловлено тем, что высокотитанистые вулканы выплавлялись в более глубинном горизонте на промежуточном уровне между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности. Проведенные исследования дают основание полагать, что изученная гора также формировалась как крупное неовулканическое поднятие 64–67 млн лет назад под влиянием микроплюма, являвшегося ответвлением плюма глубинной мантии Милна.

Ключевые слова: базальт, петро-геохимические характеристики, подводная гора, изотопный состав мантийного субстрата, разлом Чарли Гиббс, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S2686739723601801, EDN: ZZMWBL

Происхождение цепей подводных гор и линейных тектоно-вулканических поднятий и хребтов, широко распространенных на океаническом дне, вслед за Дж. Вильсоном [1] большинством исследователей рассматривается как следствие магматической активности горячих точек, возникающих на подлитосферном уровне верхней мантии при подъеме плюмов более глубинной мантии, возможно, с границы ядро–мантия. Менее очевидны причины появления одиночных отдельно стоящих вулканических подводных гор. Одна из таких безымянных гор была обнаружена в 50-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”

в Северной Атлантике (рис. 1) и изучена с помощью батиметрической и гидромагнитной съемки.

По результатам этого изучения данная морфоструктура, названная нами как гора 51–19, представляет собой гайот (см. рис. 1), воздымающийся над окружающим дном на 1500 м, его плоская вершина достигает глубины 2500 м [3]. Гайот с координатами центра вершины $51^\circ 15' \text{ с. ш.} \times 19^\circ 35' \text{ з. д.}$ вытянут в меридиональном направлении на 18 км. Он располагается восточнее поднятия Восточное Туле и непосредственно к югу от восточного окончания трансформного разлома Чарли Гиббс (рис. 1). Обработка результатов гидромагнитной съемки позволила в работе [3] сделать ряд заключений о том, что гора 51–19 сформировалась вблизи или в осевой зоне спрединга Срединно-Атлантического хребта (САХ) около 64–67 млн лет назад.

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: sg_skol@mail.ru

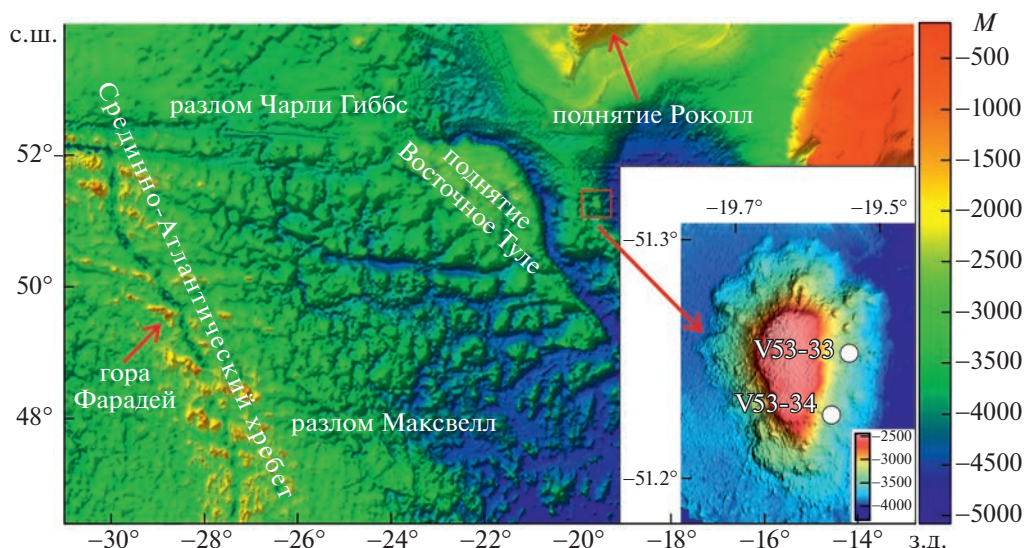


Рис. 1. Строение океанического дна между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (на основе карты GEBCO [2]). Положение подводной горы 51—19 обведено красным квадратом. Справа дана шкала глубин. На врезке даны батиметрическая карта подводной горы и положение станций драгирования из работы [3], в нижнем правом углу врезки — шкала глубин в метрах.

Дополнительные сведения о происхождении горы дает изучение состава базальтов, драгированных со склонов этой горы в 53-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” [4], чему и посвящена данная статья.

Базальты в виде мелкой щебенки были получены на двух станциях V5333 и V5334, приуроченных к восточному склону горы, с глубинного интервала 3150–2600 м (рис. 1), их координаты даны в Приложении 1 (табл. S1).

Базальты представлены афировыми и редко мелко порфировыми разностями. Вкрапленники, количество и размер которых соответственно составляют 1–3 об. % и 1–5 мм в поперечнике, представлены плагиоклазом и реже клинопироксеном и оливином. Основная масса породы, как правило, полностью кристаллическая, состоит из зерен плагиоклаза и клинопироксена, реже оливина с небольшой примесью опакowego рудного минерала (до 1 об. %). В некоторых образцах (V5333/2, 16, V5334/4, 5) количество рудного минерала возрастает до 2–3 об. %. За исключением нескольких образцов вторичные минералы распространены нешироко (0–3 об. %) и представлены глинистым минералом оливкового цвета иногда в смеси с гидроокислами железа. В образце V5234/2 широко развит хлорит (до 20 об. %), а в образце V5234/3 микролиты плагиоклаза в значительной мере замещены альбитом и калиевым полевым шпатом. Вулканиды за исключением образца V5333/7 слабопористые. Мелкие поры (диаметром до 0.25 мм) не превышают 1 об. %. В

образце V5333/7 широко распространены пустые везикулы (до 15 об. %) диаметром до 10 мм.

Химико-аналитические исследования базальтов производились в Геологическом институте РАН (Москва). Валовой состав пород изучался методом РФА на спектрометре S4 Pioneer X-Ray фирмы “Bruker” (Германия). Концентрации элементов-примесей в базальтах определялись методом ИСП МС на масс-спектрометре Element2 (“Thermo Fisher Scientific” GmbH, Германия). Используемая методика определения микроэлементов в горных породах этим методом описана в работе [5]. Определения изотопного состава вулканитов производились в ЦИИ ВСЕГЕИ МПРиЭ (Санкт-Петербург). Методика измерений изложена в работе [6].

Данные по валовому составу базальтов представлены в Приложении 1 (табл. S1).

Изученные базальты отчетливо подразделяются на две петрохимические группы: низкотитанистые (образцы V5333/5-7) и высокотитанистые (образцы V5333/2, 16, V5334/4, 5) разности. Вторые отличаются от первых более высокими концентрациями TiO_2 (2.67–4.36 и 1.49–1.86%), Na_2O (2.65–2.73 и 2.22–2.61%), K_2O (0.31–0.49 и 0.12–0.18%), P_2O_5 (0.21–0.29 и 0.10–0.13%) и Fe_2O_3 (14.71–16.86 и 11.66–15.18%) и более низкими содержаниями Al_2O_3 (10.43–13.39 и 13.58–16.10%), MgO (4.09–5.20 и 4.92–6.69%) и CaO (9.44–10.67 и 11.14–12.62%). На вариационных диаграммах MgO-TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 (рис. 2 а, б, в, г) базальты каждой группы образуют самостоятель-

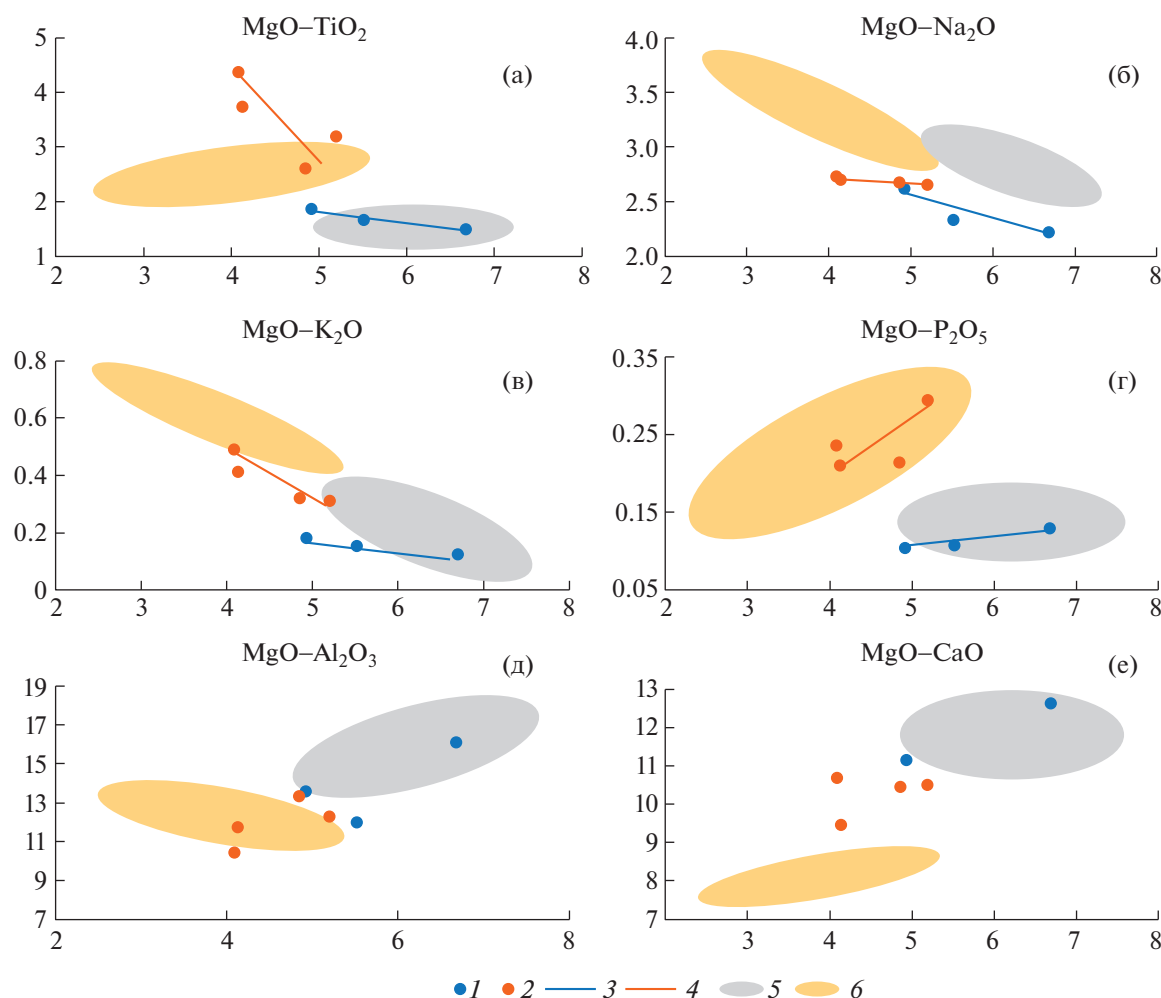


Рис. 2. Диаграммы вариаций концентраций оксидов TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Al_2O_3 , CaO в зависимости от концентрации оксида MgO . Условные обозначения: базальты: 1 – низкотитанистой группы, 2 – высокотитанистой группы, 3, 4 – тренды вариаций составов базальтов: 3 – низкотитанистой группы, 4 – высокотитанистой группы, 5, 6 – поля составов базальтов из осевой части САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (данные авторов): 5 – T-MORB типа, 6 – E-MORB типа. По координатным осям даны концентрации оксидов в %.

ные поля, при этом в каждой группе концентрации TiO_2 , Na_2O и K_2O последовательно возрастают с уменьшением концентрации MgO . На вариационных диаграммах $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ и CaO (см. рис. 2 д, е) изученные образцы образуют единые поля, в пределах которых с уменьшением значений MgO от 6.69 до 4.09% концентрации Al_2O_3 и CaO уменьшаются.

Результаты измерений концентраций элементов-примесей в базальтах представлены в Приложении 1 (табл. S2). Они показывают, что высокотитанистые вулканы заметно отличаются от низкотитанистых базальтов более высокими концентрациями некогерентных элементов, таких как Rb (5.2–8.1 и 2.3 г/т), Ba (84–136 и 22 г/т), Th (1.08–1.63 и 0.31 г/т), Nb (14–24 и 6.3 г/т), U (0.31–0.47 и 0.083 г/т), La (12–19 и 4.7 г/т),

Pb (1.40–1.51 и 0.51 г/т), Sr (257–411 и 145 г/т), Zr (173–202 и 65 г/т), Hf (4.1–4.5 и 1.67 г/т), в них также более высокие концентрации V (407–471 и 321 г/т), и более низкие – Cr (60–212 и 322 г/т), содержания Ni (60–111 г/т), Co (50 г/т) и Y (21–30 г/т) близки в базальтах обеих групп.

У низкотитанистого образца V5233/5 спектр концентраций лантаноидов (PЗЭ), нормированных относительно хондрита, практически параллелен оси абсцисс на уровне 10 нормированных значений: $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.21$, $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 1.18$ (рис. 3 а). У высокотитанистых образцов V5234/4 и V5234/5 наблюдается последовательный подъем кривых от тяжелых лантаноидов к легким: $(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.28–1.58$, $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 1.78–2.42$. В соответствии с характером спектров PЗЭ и величиной отношений $(\text{La}/\text{Sm})_n$ низкотитанистые базальты могут

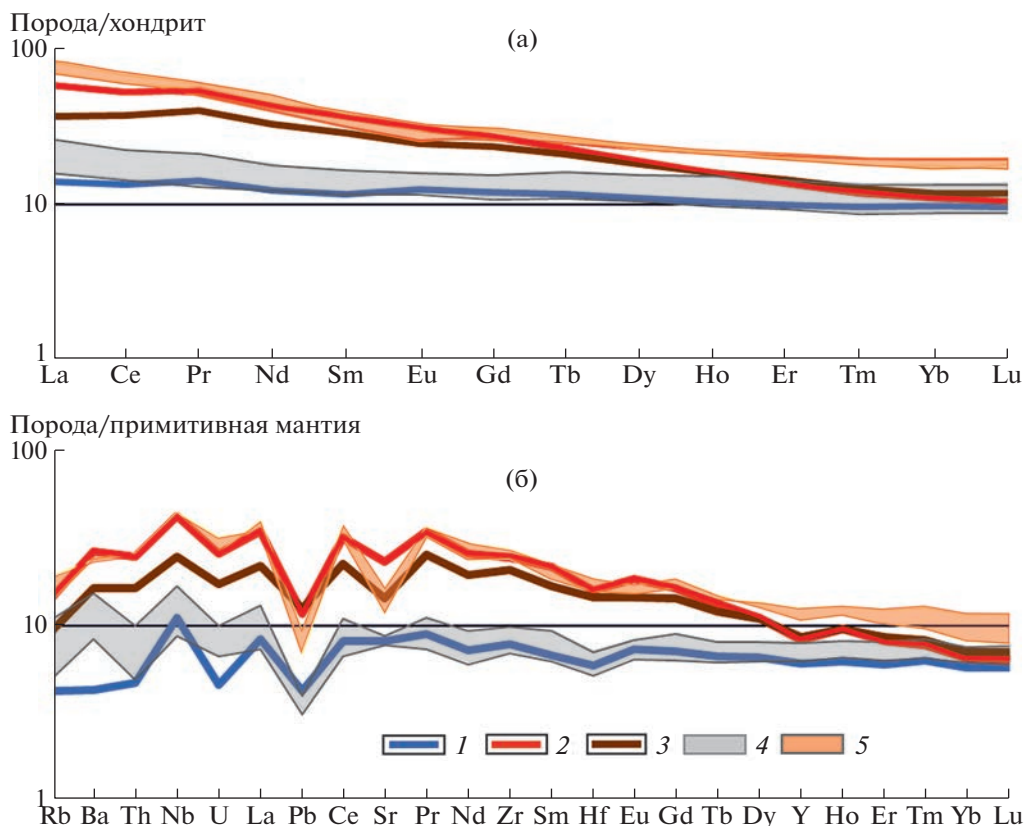


Рис. 3. Линии спектров нормированных значений редких элементов: а) спектры редкоземельных элементов (лантаноидов), нормированных относительно состава хондрита (по [7]); б) спайдерграммы элементов, нормированных относительно примитивной мантии (по [9]). Условные обозначения: 1 – обр. V5333/5, 2 – обр. V5334/4, 3 – обр. V5334/5, 4, 5 – поля спектров базальтов из осевой части САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (данные авторов): 4 – T-MORB типа, 5 – E-MORB типа.

быть отнесены к океаническим толеитам T-MORB, а высокотитанистые разности – к океаническим толеитам E-MORB [7]. В соответствии с величиной отношений $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ низкотитанистые вулканы плавилась на уровне шпинелевой фации глубинности, высокотитанистые – в более глубинном горизонте на промежуточном уровне между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности [8].

Характер спайдерграмм у обеих групп базальтов близкий, только линия спектра низкотитанистого образца имеет более низкий уровень (см. рис. 3 б). Линии спектров поднимаются от La далее к более некогерентному элементу Nb $((\text{Nb}/\text{La})_n = 1.13\text{--}1.32)$, а затем снижаются к Th. У высокотитанистых образцов линия снижается и далее к Rb, но при этом образуя положительную аномалию Ba, у низкотитанистого образца нормированные значения Rb и Ba близки к таковым для Th. Все спектры имеют отрицательные аномалии U и Pb. Анализ спайдерграмм показывает, что мантийный субстрат, из которого плавилась базальты обеих групп, имел близкий состав. В со-

ответствии с [10] положительные значения $((\text{Nb}/\text{La})_n)$ свидетельствуют о наличии в субстрате вещества мантийного компонента типа HIMU, а повышенные нормированные значения Ba, а иногда и Rb указывают на присутствие в нем вещества обогащенной мантии EM.

Соотношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ были изучены в двух образцах высокотитанистых базальтов (V5234/4 и V5234/5), результаты измерений представлены в Приложении 1 (табл. S3).

Анализ положения изотопных отношений в измеренных образцах на вариационных диаграммах (рис. 4) показывает, что они близки между собой и попадают в поле составов Исландского поднятия [11].

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки значений располагаются примерно в средней части линии, соединяющей мантийные источники DM (деплетированная мантия) и HIMU [12] (см. рис. 4 а), что подтверждает геохимические данные об участии в плавящемся субстрате вещества мантийного источника HIMU. На диаграмме

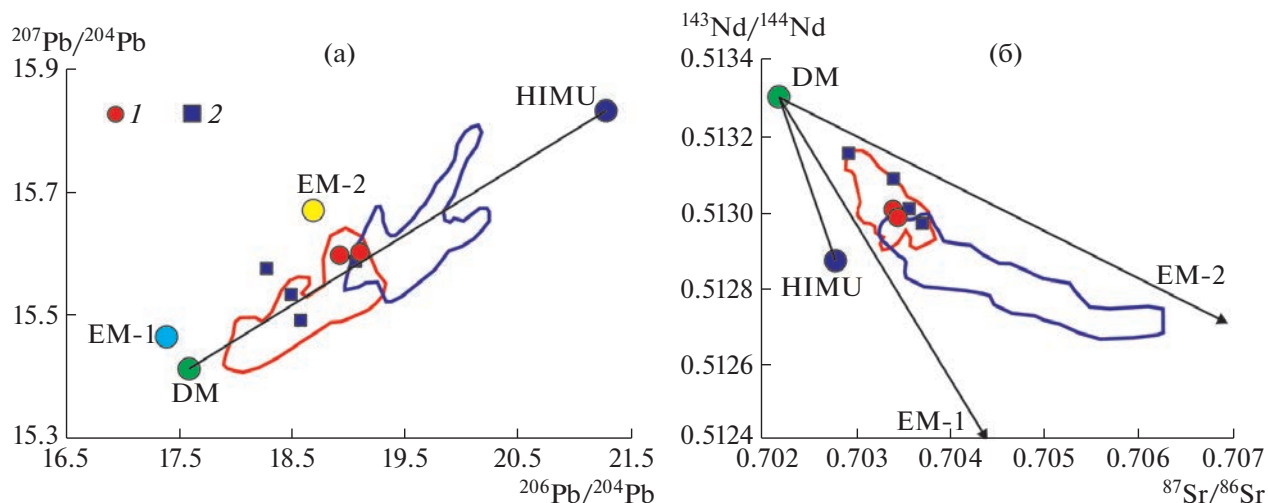


Рис. 4. Диаграммы вариаций изотопных отношений. Условные обозначения: 1 – базальты горы 51–19, 2 – базальты из осевой части САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (данные авторов). Красной линией очерчено поле составов базальтов Исландского поднятия, синей линией – Азорского поднятия по данным [11]. Черные линии соединяют изотопные составы мантийных источников DM, HIMU, EM-1 и EM-2 по [12].

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 4 б) анализируемые образцы находятся в треугольнике с вершинами в точках составов DM, HIMU и EM-2 [12], что позволяет определенно сказать, что в изученных базальтах присутствует вещество мантийного источника EM-2, хотя и в незначительных количествах. Таким образом, изотопные данные показывают, что мантийный субстрат базальтов горы 51–19 представляет собой смесь вещества мантийных источников DM, HIMU и в меньшей степени EM-2.

Подводя итог аналитическому изучению базальтов, можно заключить, что среди них выделяются две петрохимические группы: высокотитанистые с более высокими концентрациями TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Fe_2O_3 и некогерентных элементов-примесей и низкотитанистые, относящиеся соответственно к океаническим толеитам E-MORB и T-MORB. Такие толеиты нередко встречаются в пределах САХ. Несмотря на разницу составов базальты обеих групп плавилась из субстрата близкого состава, характерного для мантии, претерпевшей влияние Исландского плюма [11]. Скорее всего, их различия в составе обусловлены различной глубиной плавления их первичных расплавов, более глубокой для высокотитанистых базальтов (более высокие значения $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$): на уровне промежуточном между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности, что, вероятно, привело и к более низкой степени частичного плавления мантийного субстрата (более высокие значения $(\text{La}/\text{Sm})_n$) высокотитанистых вулканитов.

Вариации состава изученных базальтов также определяются процессами фракционной кристаллизации их первичных расплавов, при последовательном оседании из них оливина, основного плагиоклаза и клинопирокена остаточный расплав обеднялся Mg, Al и Ca и обогащался Ti, Na, K и Fe. В то же время очевидно, что только процессами фракционной кристаллизации невозможно объяснить различия в составе двух выделенных групп, поскольку при тех же самых значениях MgO в высокотитанистых разностях существенно более высокие концентрации TiO_2 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 (см. рис. 2 а, в, г). В высокотитанистых базальтах с ростом концентраций MgO снижаются содержания P_2O_5 (см. рис. 2 г), указывая на фракционирование апатита из их расплавов.

Полученные данные о вещественном составе базальтов горы 51–19 позволяют уточнить ее происхождение. Базальты с близкими петро-геохимическими и изотопными показателями (см. рис. 4) недавно обнаружены нами в относительной близости от этой горы в осевой и гребневой зонах САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс, при этом среди них также присутствуют как низко-, так и высокотитанистые разновидности. Особенно хорошо совпадают составы пород по уровню концентраций TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и P_2O_5 (см. рис. 2 а, в, г, д) и редких некогерентных элементов (см. рис. 3). Между разломами Максвелл и Чарли Гиббс высоко- и низкотитанистые вулканиты соответственно E-MORB и T-MORB типа слагают крупные вулканические сооружения, в частности, гору Фарадей (см. рис. 1), которые сформировались или формируются как крупные

неовулканические поднятия в осевой зоне спрединга [13]. Статья, посвященная описанию этого сегмента САХ, находится в печати. Около 64–67 млн лет назад таким неовулканическим поднятием могла быть и гора 51–19, палеомагнитные и батиметрические данные, охарактеризованные в статье [3], соответствуют этому заключению. Подобные крупные вулканические сооружения нередко встречаются вдоль всей осевой зоны САХ и связаны они в основном с подъемом микроплюмов обогащенной мантии, в числе причин появления которых являются либо сублатеральные, либо субвертикальные ответвления от близко расположенных крупных плюмов глубинной мантии [14, 15].

Гора 51–19 располагается на широте поднятия Восточный Туле к востоку от него [2], симметрично которому на западном фланге САХ находится поднятие Западное Туле. Это дало основание авторам работы [16] полагать, что 54–46 млн лет назад два поднятия были единой структурой, сформировавшейся в осевой зоне спрединга САХ в результате подосевого поднятия плюма глубинной мантии. По одной из версий образование поднятия Туле связывается с плюмом Милна [16]. Одно из небольших ответвлений этого плюма, локализованное под осевой зоной спрединга, которое возникло раньше, чем образование поднятия Туле, могло быть причиной резкой активизации осевого магматизма, приведшей к возникновению вулканической горы, последующая эволюция которой привела к образованию описанного нами гайота.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00036, в Геологическом институте РАН.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Дополнительная информация для этой статьи доступна по <https://doi.org/10.31857/S2686739723601801> для авторизованных пользователей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaiian Islands // *Canadian J. Phys.* 1963. V. 41. P. 863–870.
2. General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv. 2004.
3. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Иваненко А.Н. и др.* Новые данные о геологическом строении восточного фланга трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2022. Т. 504. № 2. С. 121–126.
4. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Санфилиппо А. и др.* Геолого-геофизические исследования в Северной Атлантике в 53-м рейсе судна “Академик Сергей Вавилов” // *Океанология.* 2022. Т. 62. № 4. С. 664–666.
5. *Okina O.I., Lyapunov S.M., Dubensky A.S.* Influence of sample treatment after bomb digestion on determination of trace elements in rock samples by ICP-MS // *Microchem. J.* 2018. V. 140. P. 123–128.
6. *Суцневская Н.М., Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Жилкина А.В.* Эволюция плюма Кару-Мод и его влияние на формирование мезозойских магматических провинций в Антарктиде // *Геохимия.* 2022. № 6. С. 503–525.
7. *Sun S.S., Nesbit R.W., Sharaskin A.Ya.* Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *EPSL.* 1979. V. 96. P. 119–133.
8. *Ellam R.M.* Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry // *Geology.* 1992. V. 20. P. 153–156.
9. *Hoffman A.W.* Chemical differentiation of the Earth: The relationships between mantle, continental crust, and oceanic crust // *EPSL.* 1991. V. 90. P. 297–314.
10. *Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J., et al.* Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha // *Geological society special publication.* 1987. № 30. P. 253–267.
11. GEOROC Database (Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents) Version 2023-06-01. 2023. <https://georoc.eu/georoc/>
12. *Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *EPSL.* 1988. V. 90. № 3. P. 273–296.
13. *Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А. и др.* Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанической коры к югу от разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // *Геотектоника.* 2023. № 1. С. 48–74.
14. *Schilling J.G., Thompson G., Kingsley R., et al.* Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic // *Nature.* 1985. V. 313. P. 187–191.
15. *Fontignie D., Schilling J.G.* Mantle-plume interactions in the Central North Atlantic: a Nd isotope study of Mid-Atlantic Ridge basalts from 30°N to 50°N // *EPSL.* 1997. V. 146. P. 259–272.
16. *Whitmarsh R.B., Ginzburg A., Searle R.C.* The Structure and Origin of the Azores-Biscay Rise, North-east Atlantic Ocean // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1982. V. 70. P. 79–107.

NEW DATA ON THE COMPOSITION OF BASALTS FROM SEAMOUNT NEAR THE EASTERN FLANK OF THE CHARLIE GIBBS FZ (NORTH ATLANTIC)

**S. G. Skolotnev^{a,#}, A. A. Peyve^a, S. A. Dokashenko^a, V. N. Dobrolyubov^a,
O. I. Okina^a, and B. V. Ermolaev^a**

^a*Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: sg_skol@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev August 10, 2023

Composition of basalts collected from the slopes of a single seamount (guyot) located south of the eastern flank of the Charlie Gibbs FZ in the North Atlantic, was studied. High-titanium and low-titanium groups related respectively to E-MORB and T-MORB oceanic tholeites, were singled out. Basalts of the first group are characterized by higher concentrations of TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Fe₂O₃ and incoherent trace-elements. Basalts of both groups were melted from a mantle substrate of similar composition, which is a mixture of DM and HIMU mantle material and to a lesser extent – EM-2. Their difference in composition is due to the fact that high-titanic melts were formed deeper at a level between the spinel and garnet facies. Basalts similar in petro-geochemical and isotopic parameters were found in the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge between the Charlie Gibbs and Maxwell FZ, where they compose large neovolcanic edifices formed with a sharp increase in the intensity of axial magmatism as a result of microplumes rise. Our studies give grounds to believe that the studied seamount was also formed as a large neovolcanic structure 64–67 million years ago under the influence of a microplume, which was branch of the Milne plume of the deep mantle.

Keywords: basalt, petro-geochemical parameters, seamount, isotopic composition of mantle substrate, Charlie Gibbs FZ, North Atlantic