

Новые данные о габбро подводного вулкана Эсмеральда в Марианской островной дуге

Фёдоров П.И.¹, Рашидов В.А.², Ананьев В.В.²

New data on gabbro from the Esmeralda submarine volcano in the Mariana island arc
Fedorov P.I., Rashidov V.A., Ananiev V.V.

¹ Геологический институт РАН, г. Москва;

e-mail: pi_fedorov@mail.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Габбро подводного вулкана Эсмеральда принадлежат к островодужной толеитовой высокожелезистой серии. Обогащение габбро крупноионными литофильными элементами свидетельствует об участии в магмогенезисе высокотемпературного осадочного расплава и существенной роли низкотемпературного флюидного компонента.

Подводный вулкан Эсмеральда, имеющий три постройки, расположен в Марианской островной дуге, имеет диаметр основания 15-20 км по изобате 1500 м и объем $\sim 127 \text{ км}^3$, а минимальная глубина над его вершиной равна 43 м. На вершине вулкана расположен кратер диаметром 2-3.5 км и глубиной 200-300 м.

В результате работ, выполненных в 4 и 5 рейсах НИС «Вулканолог», были опробованы различные типы магматических горных пород [2]: порфировые базальты и андезибазальты слагают постройку центрального конуса, потоки афировых базальтов, как правило, тяготеют к молодым конусам. Габбро были драгированы в привершинной части и в стенках кратера вулкана Эсмеральда, а также на южной вулканической постройке.

Габбро представлены полнокристаллической породой разной степени зернистости, состоящей из плагиоклаза, орто-, клинопироксена, оливина и магнетита, реже встречается ильменит [1, 2]. В оливин-содержащих габбро оливин представлен гиалосидеритом (50-65 мол. % Fo). Клинопиксен встречается в виде вкрапленников таблитчатой формы, размером до 1.5-2.0 мм, по составу отвечает авгиту ($Wo_{37-45}En_{30-43}Fs_{17-34}$). Ортопироксен представлен практически чистым гиперстеном ($Wo_{1-5}En_{40-72}Fs_{30-65}$) с весьма незначительными примесями алюминия и титана, повышенными содержаниями до 1.5 % MnO и 1-1.5 % CaO . Магнетит часто без титана или с его незначительным количеством. В безоливиновых габбро отмечается ильменит.

Для габбро характерны содержания $SiO_2 = 47.7-54.4$ мас. %. По соотношению $(Na_2O + K_2O)-SiO_2$ габбро являются субщелочными, с низкими K_2O/Na_2O отношениями (0.12-0.32). По соотношению SiO_2-FeO^*/MgO габбро принадлежат толеитовой серии. Концентрации титана ($TiO_2 = 0.8-1.8$ мас. %) варьируют от низких к умеренно высоким значениям при низких содержаниях фосфора ($P_2O_5 = 0.03-0.19$ мас. %). Повышенная железищность пород подтверждается высокими содержаниями железа в пироксенах и плагиоклазах, что позволяет отнести основную часть драгированных габбро к ассоциации островодужных железистых толеитов.

Изученные образцы габбро являются сильно дифференцированными породами. Для них характерны низкая магнезиальность ($Mg\# = MgO/(MgO + FeO^*)$, мол. %), равная 0.30-0.39, высокое содержание железа ($FeO^* = 10.3-13.3$ мас. %) при содержании оксида магния 2.45-4.00 мас. % и крайне низкие концентрации хрома (1-25) и никеля (1-18). Концентрации кобальта (24-97 г/т), ванадия (180-580 г/т) и скандия (30-43 г/т) обычны для надсубдукционных магматических пород. Исключение составляет один образец габбро (B5-6-82, [1]), отличающийся повышенной магнезиальностью ($Mg\# = 0.67$), более низкими содержаниями железа.

Вариации некогерентных элементов в габбро показаны на спайдерграммах (рис. 1), нормированных к среднему составу N-MORB (C_i/C_{N-MORB}), редкоземельных и гафния – к хондриту (C_i/C_{ch}) [8].

Для габбро подводного вулкана Эсмеральда характерны типично островодужные спектры распределения микроэлементов (рис. 1а): породы обогащены крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами относительно высокочargedных и тяжелых редкоземельных элементов. Подобные вариации состава отражаются в появлении на спайдерграммах минимумов Nb и Ta при наличии максимумов Pb и Sr.

Распределение редкоземельных элементов (REE) в габбро (рис. 1б) отличается низкой степенью обогащения легкими лантаноидами ($La_n/Yb_n = 2.0-2.5$), отсутствие или слабо выраженный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.8-1.0$), (рис. 1б). La_n/Sm_n отношение, характеризующее наклон спектра распределения REE в области легких лантаноидов, изменяется в основном от 1.3 до 1.4, реже – габбро характеризуются слабым истощением легкими редкоземельными элементами ($La_n/Sm_n = 0.78$).

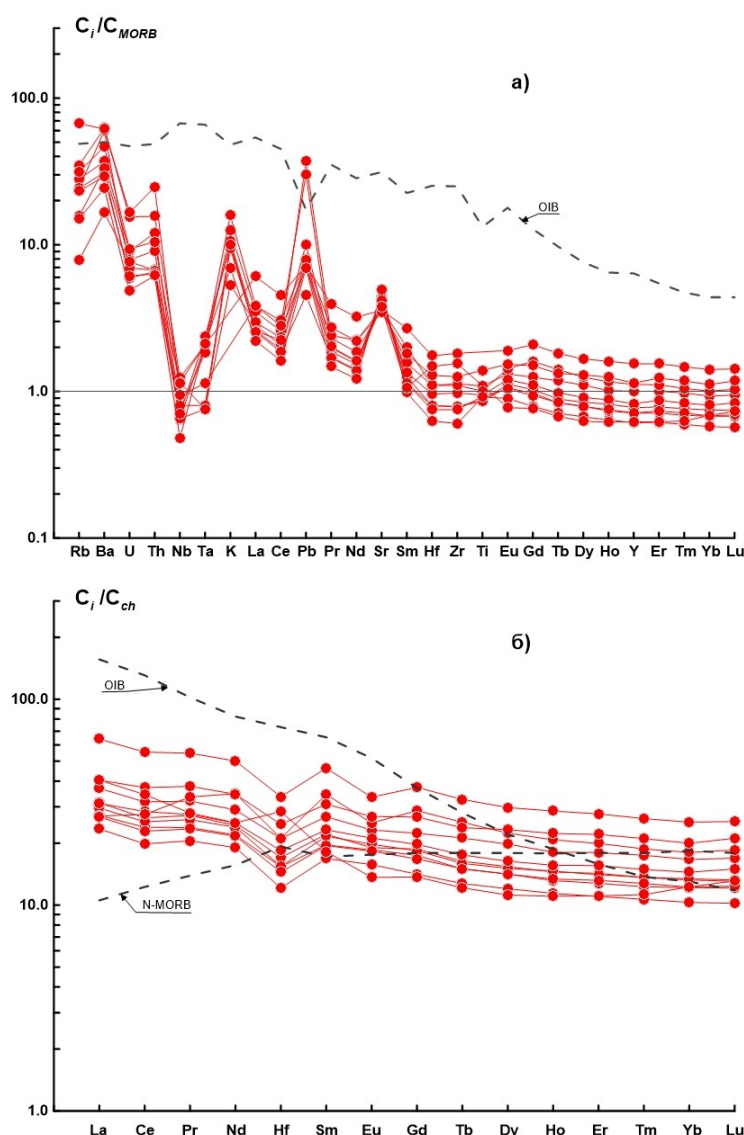


Рис. 1. Распределение редких (а) и редкоземельных (б) элементов в габбро подводного вулкана Эсмеральда, нормированных к среднему составу N-MORB (C_i/C_{N-MORB}) и хондрита (C_i/C_{Ch}) [8]. Пунктиром показан средний состав N-MORB и OIB [8].

По соотношению Nb/Y–Zr/Y (рис. 2), являющемуся индикаторным при выделении мантийно-плюмовой компоненты источника базальтоидов, образованных при частичном плавлении истощенной верхней мантии [3], габбро подводного вулкана Эсмеральда располагаются ниже границы состава пород мантийно-плюмового

генезиса, занимая область развития толеитов Срединно-океанических хребтов (N-MORB).

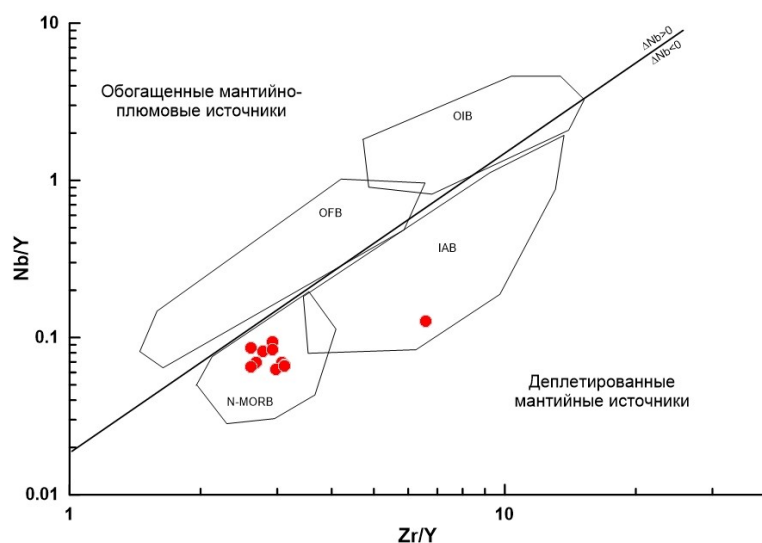


Рис. 2. Дискриминантная диаграмма Nb/Y-Zr/Y для габбро подводного вулкана Эсмеральда. Поля составов разных типов базальтов по [3]: N-MORB – толеиты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического плато.

Принадлежность габбро к мафическим ассоциациям, образованным при частичном плавлении истощенной верхней мантии, подтверждается низкими Nb/Yb (0.6-0.9) отношениями, позволяющими оценить природу глубинного источника до его контаминации субдукционной составляющей [4], а также подчеркивающими относительно ювенильную природу источника. Низкие $(\text{Gd/Yb})_n$ отношения (<2) для всех габбро подводного вулкана Эсмеральда являются признаком образования базитового расплава на уровне шпинелевой фации в мантии.

Для оценки роли флюида, образованного в результате дегидратации измененных океанических базальтов, или расплава, образованного при плавлении осадков, был использован ряд соотношений микроэлементов (рис. 3).

Показано, что по соотношению Th/Nb–Ba/Nb и Th/Nd–Pb/Nd (рис. 3а, б) габбро отличаются повышенными Th/Nb и Th/Nd отношениями при пониженных Ba/Nb и Pb/Nd, что свидетельствует об участии в магмогенезисе пород высокотемпературного осадочного субдукционного компонента – расплава [7]. Также, геохимическим индикатором влияния высокотемпературного субдукционного осадочного компонента (расплава) на состав габбро подводного вулкана Эсмеральда является отрицательная Hf-аномалия ($\text{Hf/Hf}^* = 0.61-0.76$) на диаграмме распределения редкоземельных элементов и гафния (рис. 1б).

С другой стороны, индикаторами низкотемпературного флюидного субдукционного компонента в настоящее время считаются Ba, Rb, Cs, а также отношения этих элементов к высокозарядным элементам и лантаноидам [6]. На диаграммах Ba/Th– $(\text{La/Sm})_n$ и Rb/Th–Th/Yb (рис. 3в, г) габбро с высокими Ba/Th и Rb/Th и низкими $(\text{La/Sm})_{pm}$ и Th/Yb отношениями формируют субвертикальный тренд, свидетельствующий не только об участии в магмогенезисе высокотемпературного осадочного расплава, но и о существенной роли низкотемпературного флюидного компонента.

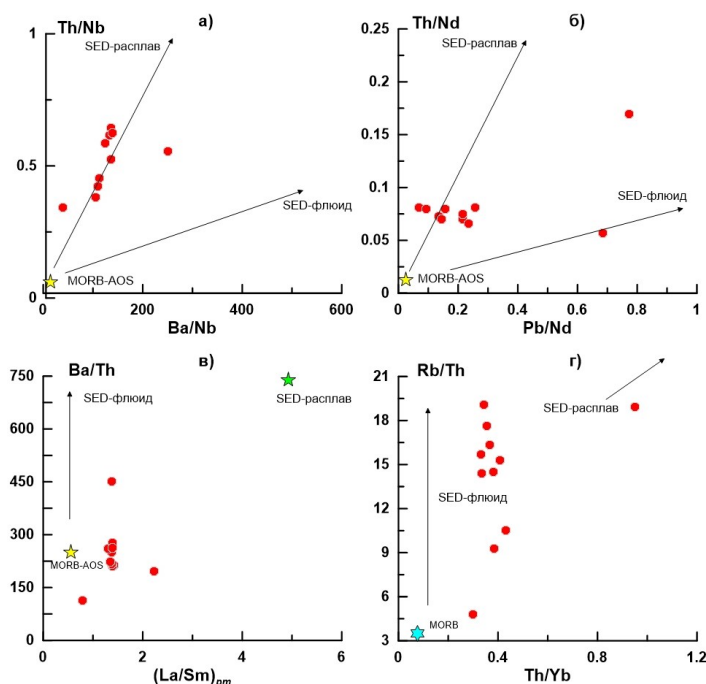


Рис. 3. Вариации Th/Nb-Ba/Nb (а), Th/Nd-Pb/Nd (б), Ba/Th-(La/Sm)_{pm} (в), Rb/Th-Th/Yb (г) для габбро подводного вулкана Эсмеральда. MORB-AOS – средний состав измененных базальтов северо-западной части Тихого океана, по [5]. Составы флюида, образовавшегося при дегидратации измененной океанической коры (АОС флюид) и осадка (SED флюид), расплава, связанного с плавлением осадка (SED расплав), по [6, 7 и др.].

Список литературы

1. Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Подводный вулкан Эсмеральда (Марианская островная дуга) и некоторые особенности слагающих его горных пород // Вулканология и сейсмология. 2024. № 1. С. 56-75. <https://doi.org/10.31857/S0203030624010058>
2. Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65-78.
3. Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. Iss. 3-4. P. 491-504.
4. Di Vincenzo G., Rocchi S. Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova Intrusive Complex, Antarctica // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 137. P. 15-35.
5. Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochimica Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 452-480.
6. Johnson M.C., Plank T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2000. V. 1. Iss. 12. Art. 1007. <https://doi.org/10.1029/1999GC000014>
7. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H. et al. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2005. V. 6. № 7. Art. Q07006. <https://doi.org/10.1029/2004GC000895>
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts / In: Magmatism in ocean basin. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society. London. Special Publications. 1989. V. 42. P. 313-345.