

## ГЕОХИМИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ЛОСЕВСКОЙ СЕРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

Р. А. Терентьев

*Воронежский государственный университет*

Поступила в редакцию 15 ноября 2016

**Аннотация:** главными петрографическими разновидностями Лосевского пояса/террейна (ЛТ) являются бимодальные метавулканогенные породы и базальт–андезит–дацит–риолитовая (BADR) серия. Породы ЛТ подразделены снизу вверх на терригенную, стрелицкую и подгоренскую толщи. Базальты, переслаивающиеся с граувакками терригенной толщи, обнаруживают толеитовые и известково-щелочные свойства, значительное обогащение LILE и LREE и сильную деплетацию HFSE, тогда как кислые дайки демонстрируют признаки A-гранитов. Бимодальная вулканическая ассоциация стрелицкой толщи состоит из толеитов, демонстрирующих слабую деплетацию LREE, слабое обогащение LILE, отсутствие или слабые аномалии Nb сравнимые с промежуточным типом MORB и риолитов с высокими отношениями LREE/HREE, Sr/Y, отсутствием аномалий Eu и сильной деплеацией Nb и Ti, сравнимые с адакитами. Вулканические породы подгоренской толщи являются бимодальными с толеитами, лишенными обогащенности LILE и LREE и слабой деплеацией HFSE и риолитами, демонстрирующими высокие отношения LREE/HREE, умеренные Sr/Y, отсутствие аномалий Eu и сильную деплеацию Nb и Ti, сравнимые с адакитоподобными породами. BADR серию пород подгоренской толщи характеризует значительное обогащение LILE и LREE и сильная деплеация HFSE, аналогично островодужным магмам. Геохимические данные указывают на то, что породы ЛТ формировались на ранней (терригенная толща) стадии внутриконтинентальной дуги с континентальным основанием, тогда как стрелицкие бимодальные вулканические породы формировались на средней стадии задугового растяжения, а бимодальная ассоциация + BADR подгоренской толщи формировались на поздней стадии внутриокеанической островной дуги.

**Ключевые слова.** Восточно-Европейский кратон; палеопротерозой, стратон, бимодальная серия, базальт–андезит–дацит–риолитовая ассоциация.

### GEOCHEMISTRY AND PALEOGEODYNAMICAL REBUILD OF THE LOSEVO VOLCANIC SUITE, VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF: IMPLICATION ON LITHOLOGIC AND STRATIGRAPHICAL SUBDIVISION

**Abstract:** the major lithologies of the Losevo terrain (LT) are dominant a bimodal volcanic suite and basalt–andesite–dacite–rhyolite assemblages (BADR). The LT rocks have been divided from lower to upper sequences into the Terrigene, Strelitsa and Podgornoye Formations. The volcanic suite from the Terrigene Formation shows tholeiitic and calc-alkaline affinity, significant enrichment in LILE and LREE and strong depletion in HFSE, whereas the felsic dykes display A-type affinity. The bimodal volcanic suite of the Strelitsa Formation is composed of tholeiites displaying minor depletion in LREE, slight enrichment of LILE, no or weak depletion of Nb resembling transition MORB and rhyolites with high LREE/HREE, high Sr/Y, no Eu anomaly, and strong depletion in Nb and Ti resembling adakitic melts. The volcanic rocks of the Podgornoye Formation are bimodal with tholeiitic chemistry, lack of enrichment in LILE and LREE and slight depletion in HFSE together with rhyolites showing high LREE/HREE, moderate Sr/Y, no Eu anomaly, and strong depletion in Nb and Ti resembling adakite-like melts and BADR assemblage with significant enrichment in LILE and LREE and strong depletion in HFSE, similar to arc-like volcanics. Geochemical data indicate that the LT volcanic rocks were formed during the early (Terrigene Formation) stage of intra-continental arc with a continental basement whereas the Strelitsa bimodal volcanic rocks were formed during a middle stage of back-arc extension and the Podgornoye bimodal volcanic rocks + BADR were formed during a later stage of intra-oceanic arc.

**Keywords:** East European Craton, Paleoproterozoic, stratigraphic unit, bimodal suite, BADR.

### Введение

Вдоль шва между Сарматией и Волго-Уралией расположен Восточно-Сарматский ороген [1] – ключевая зона для исследования и понимания докембрийской тектонической эволюции Восточно-Европейского кратона (ВЕК). Центральная часть ВСО представлена вулканическим поясом, называемым Липецко-Лосевским или Лосевским поясом/террейном (ЛТ). Этот пояс шириной до 150 км и длиной не менее 450 км на востоке через Лосевско-Мамонский разлом граничит с Воронцовским метаосадочным террейном, а на западе – с Донским метавулканогенно-осадочным палеопротерозойско-неоархейским (?) террейном или непосредственно с архейским ядром Сарматии (рис. 1).

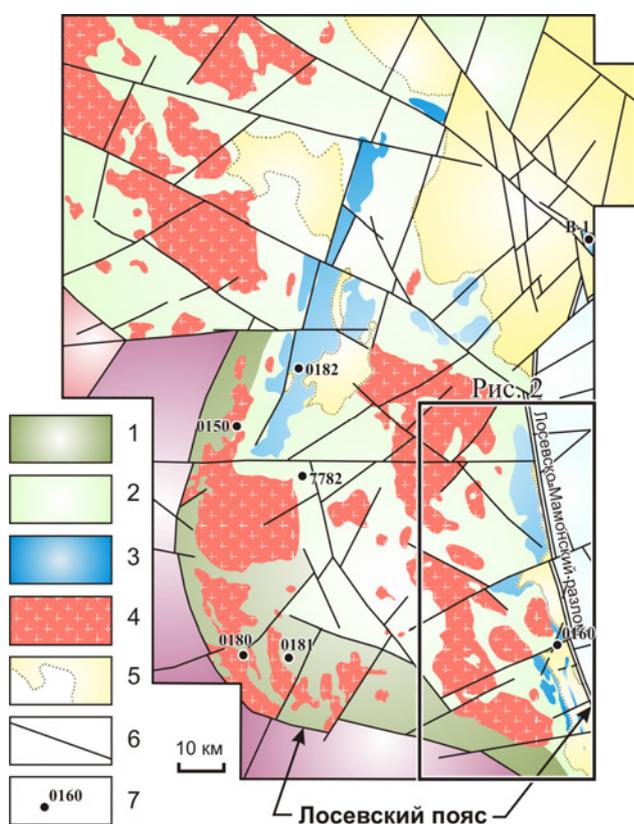


Рис. 1. Упрощенная геологическая карта Лосевского пояса: 1 – терригенная толща с прослоями толеитовых и известково-щелочных базальтов, 2 – нерасчлененные преимущественно бимодальные вулканические породы, включающие стрелицкую толщу, 3 – подгоренская толща и связанные с ней интрузии: BADR + бимодальные вулканические породы, 4 – граниты, 5 – воронежская свита: перекрывающие кластические породы, 6 – разломы, 7 – положение и номера опорных разрезов (скважин).

Главными петрографическими разновидностями Лосевского террейна являются бимодальные метавулканогенные породы и базальт-андезит-дацит-риолитовая (BADR) серия с различными долями осадочного и вулканогенно-осадочного материала [2]. Геотектоническая природа Лосевского пояса спорна. До сих пор нет согласованного мнения является ли он продуктом распада единого континента или же пред-

ставлял собой окраину одного из сегментов ВЕК? Длительное время с момента первой публикации [3] дискуссионным был и литологический состав вулкаников ЛТ. Бимодальность вулканизма части ЛТ не признавалась [4] до тех пор пока не появились первые детальные работы по петрографии вулканических пород ЛТ [2, 5, 6]. Тем не менее, первая версия, предложенная 20 лет назад [4], предполагает внутриконтинентальный рифтогенез как основной механизм [7] образования вулканогенных пород Лосевского пояса. В тоже время, петрографические ассоциации пород, геохимические и изотопные данные для вулканогенных пород ЛТ говорят о том, что они формировались на активной окраине континента восточно-тихоокеанского (Кордильерский подтип, [1]) или западно-тихоокеанского типа [2, 8].

Недостаточная изученность, неоднозначность мнений при оценке формационной принадлежности метавулкаников серии, обрывочность сведений о процессах осадконакопления послужили почвой для появления множества вариантов стратиграфического подразделения лосевской серии.

В данной статье обобщены и приведены новые геохимические данные по вулканогенным породам ЛТ для обсуждения тектонической обстановки формирования и расчленения лосевской серии.

### История выделения и расчленения лосевской серии

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения на юго-востоке Воронежского кристаллического массива (ВКМ), вскрытые бурением, были выделены в самостоятельное стратиграфическое подразделение (лосевскую серию) Ю. С. Зайцевым и др. в 1965 г. [9, 10] по материалам картирования в районе с. Лосево и г. Воронежа. Годом раньше была выделена воронцовская серия, которая расчленялась на метаосадочную и вулканогенную (лосевскую) толщи (по материалам И. П. Лебедева). По мере изучения ВКМ стратиграфический ранг нынешней лосевской серии претерпел следующие изменения:

(1) Одна группа исследователей рассматривала её в качестве самостоятельной толщи [11]. Лосевская толща в этот период соответствует оскольской свите воронцовско-оскольской серии. Немного позднее лосевская толща рассматривается в объёме воронцовской серии и сопоставляется с оскольской серией [12, 13].

(2) Другие исследователи рассматривали породы лосевской серии либо в ранге одноименной свиты в объёме михайловской серии [14], либо под названием лебединской свиты в объёме той же михайловской серии (по неопубликованным данным В. М. Богданова).

(3) Почти одновременно с выше перечисленными авторами Ю. С. Зайцев отстаивал собственное название и действующий в настоящее время ранг лосевского стратона [3, 15], что подтверждалось большой мощностью лосевской серии (более 5 км), значитель-

ной площадью распространения, специфичным метавулканогенным составом, отличающим её от смежных образований.

Первоначально лосевская серия подразделялась на две толщи (в рамках свит) по соотношению вулканогенного и осадочного материала [13]. Нижняя толща названа собственно вулканогенной, верхняя – туфогенно-осадочной. Взаимоотношения толщ не ясны, так как они встречаются в различных точках наблюдения, да и сам автор отмечает, что положение описанных разновидностей пород в разрезе лосевской серии окончательно не определено. В. М. Богдановым с соавторами [фондовые данные] было предложено различать толщи по количественному соотношению покровов основного, среднего и кислого составов: нижняя толща существенно базальтовая, верхняя толща представлена неоднородно переслаивающимися метавулканитами основного, среднего и кислого составов. При таком подходе становится не ясным положение в разрезе осадочных пород, объемы которых при нынешней изученности соответствуют объемам метавулканитов. Н. Ф. Которгин [16] расчленяет лосевскую серию по степени метаморфизма слагающих ее пород. В его рабочей схеме нижняя толща представлена породами метаморфизованными в амфиболитовой фации (соответствует александровской свите михайловской серии), верхняя – породами метаморфизованными в фации зеленых сланцев (соответствует лебединской свите михайловской серии). Расчленение по степени метаморфизма осложняется тем, что отсутствуют четкие и надежные различия между породами региональнометаморфизованными и метаморфизованными под воздействием внедряющихся гранитоидов (в нашем случае это усманский плагиогранитный комплекс).

В данной работе предлагается комплексный подход к расчленению лосевской серии, основанный на геохимии вулканитов и осадков. Главной целью является расчленение вулканогенных и осадочных образований лосевской серии и палеогеодинамические реконструкции.

#### Геологическая позиция

Лосевская серия (рис. 2, 3) состоит из метаморфизованных толщ, включающих терригенные породы, вулканические туфы и туффиты; базальты и плагиориолиты (~2140 млн лет [14]) бимодальной ассоциации, а также полимодальную базальт–андезит–дацит±риолитовую ассоциацию (BADR), принадлежащие стрелицкой и подгоренской толщам, соответственно [2]. Терригенная толща ЛТ интерпретируется как результат разрушения основных и средних вулканических пород, которые не идентичны по составу стрелицкой и подгоренской толщам. На основе этого сделан вывод, что терригенная толща наиболее древняя [17]. Толщи интродуцируются метагабброидами, принадлежащими рождественскому комплексу (~2120 млн лет [2]), известково-щелочными породами от габбродиоритов до трондьемитов, трондьемит-грано-

диоритовых и монцогранитных массивов (~2065–2080 млн лет [18]). Лосевская серия перекрывается слабо метаморфизованными груботерригенными и филлитовидными породами воронежской свиты, которые заполняют грабен-синклинальные структуры и представляют собой верхнюю молассу [19, 20].

*Терригенная толща* установлена как пояс северо-западного простирания на западной части Лосевского террейна (рис. 1). Она преимущественно состоит из метаморфизованных псаммитов и пелитов переслаивающихся с подчиненным количеством метаморфизованных базальтоидов (амфиболитов) различного химизма (скв. 0181). Главные типы пород включают биотитовые, биотит-амфиболовые метапсаммиты и сланцы, переслаивающиеся с зеленокаменными породами или амфиболитами. Встречаются маломощные (десятки сантиметров – первые метры) дайки метафельзитов. На участках проявления высокотемпературного метаморфизма метапелиты превращены в гнейсы, утратившие реликтовые кластические структуры. Все эти породы испытали метаморфизм от высокотемпературной зеленосланцевой до фации пироксеновых амфиболитов. Р–Т расчеты показывают, что пиковые условия метаморфизма достигали температур около 750 °С и давлений не менее 5–6 кбар. Интенсивная мигматизация (скв. 0180), широко проявленная вдоль западной границы толщи, затрудняет установление природы протолитов. Породы терригенной толщи и гранодиоритовые мигматиты по ним интродуцируются монцогранитами девицкого комплекса и дайками тоналитов усманского комплекса.

*Стрелицкая толща* является преобладающей стратиграфической единицей и занимает преимущественно центральную часть ЛТ. Она представлена бимодальной ассоциацией метаморфизованных толеитов и риолитов. Метабазиты слагают нижнюю часть толщи, в верхней половине наблюдается переслаивание метабазитов и метариолитов (скв. 7782). От подошвы к кровле постепенно возрастает индекс эксплозивности [21] и, соответственно, увеличивается доля метатуффов и метатуффитов. Второй тип разреза представлен субвулканическими телами кислого и основного состава (скв. 0150), внедрившихся в метаграувакки и Na-Ca-метааркозы терригенной толщи. Результаты минеральной термометрии (пиковые параметры: температура 600 °С и давления около 5–6 кбар, [22]) согласуются с минеральными парагенезисами амфиболитов, с помощью которых можно приблизительно определить верхнюю (эпидотовых амфиболитов) и нижнюю (зеленосланцевую) температурные границы. Породы стрелицкой толщи интродуцируются батолитами гранитов усманского комплекса (рис. 1) и метаморфизованными габброидами рождественского комплекса.

*Подгоренская толща* обнаружена в виде узких прерывистых зон вдоль восточной границы и в центральной части ЛТ. Разрезы толщи характеризуются широким разнообразием слагающих их пород. Один из наиболее полных разрезов представлен скважиной 0182, нижняя часть которой сложена чередованием

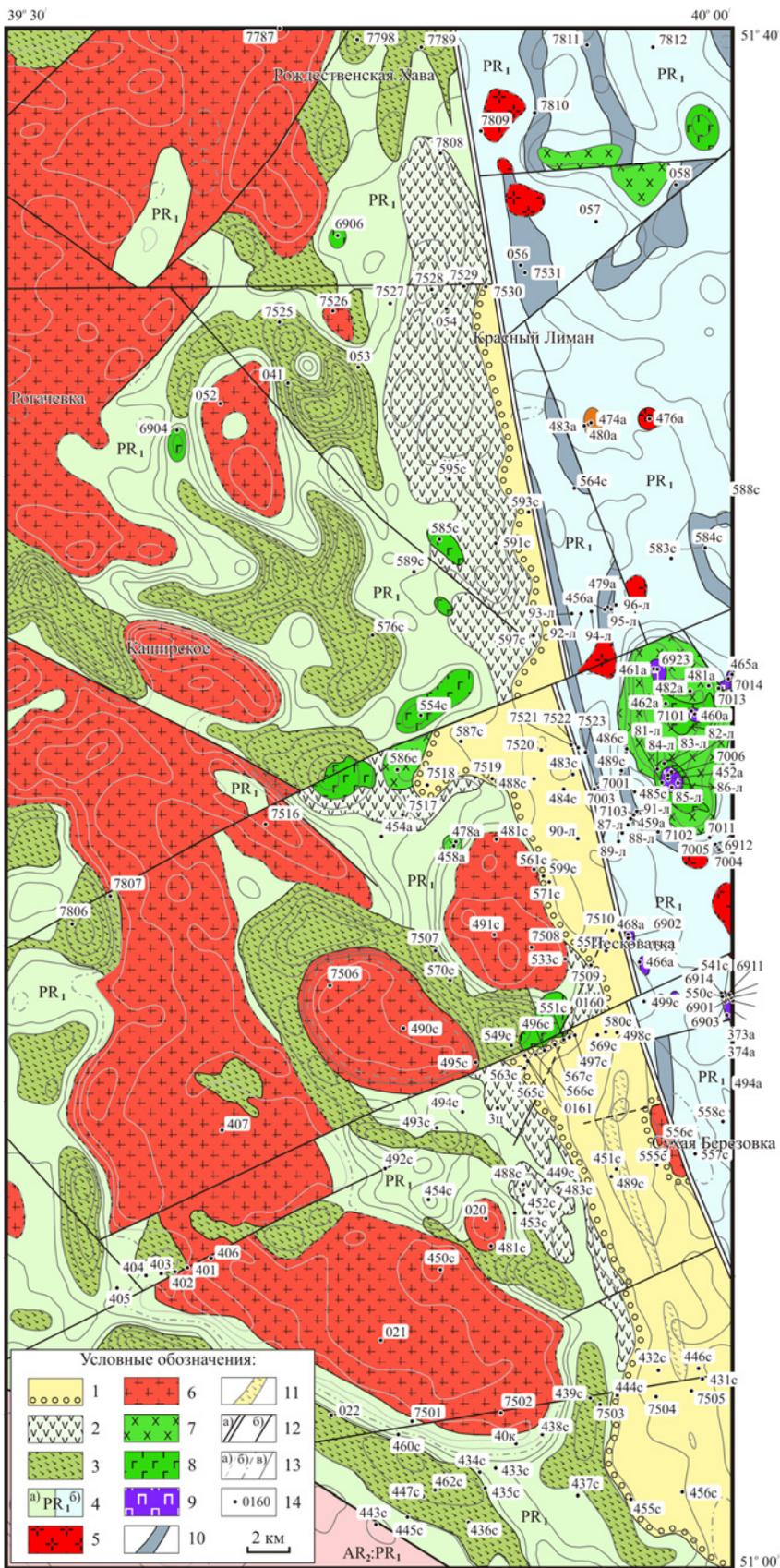


Рис. 2. Фрагмент карты Лосовского пояса: 1 – воронежская свита: мета-конгломераты, метасаммиты, металевролиты, филлиты; лосовская серия: 2 – подгоренская толща: метавулканиды контрастной и непрерывной формаций, 3 – стрелицкая толща: метавулканиды контрастной формации (преобладают высокоплотные актинолиты и зеленокаменные породы), 4 – нерасчлененные породы: (а) лосовской серии: апотерригенные и аповулканогенные амфиболиты, гнейсы и мигматиты по ним; метасаммиты, металевролиты, сланцы, метариолиты, метаандезиты, (б) воронцовской серии: гнейсы, метасаммиты, металевролиты, сланцы; 5 – лейкогранодиориты, лейкограниты; 6 – тоналиты, трондьемиты, гранодиориты; 7 – диориты; 8 – габбро; 9 – перидотиты; 10 – прослои углеродистых сланцев; 11 – погребенные прослои амфиболитов; 12 – Лосовско-Мамонский региональный (а) и другие разломы (б); 13 – аномалии гравитационного поля (Δg, мГал): отрицательные (а), нулевые (б) и положительные (в); 14 – положение и номер скважин, вскрывших докембрий.

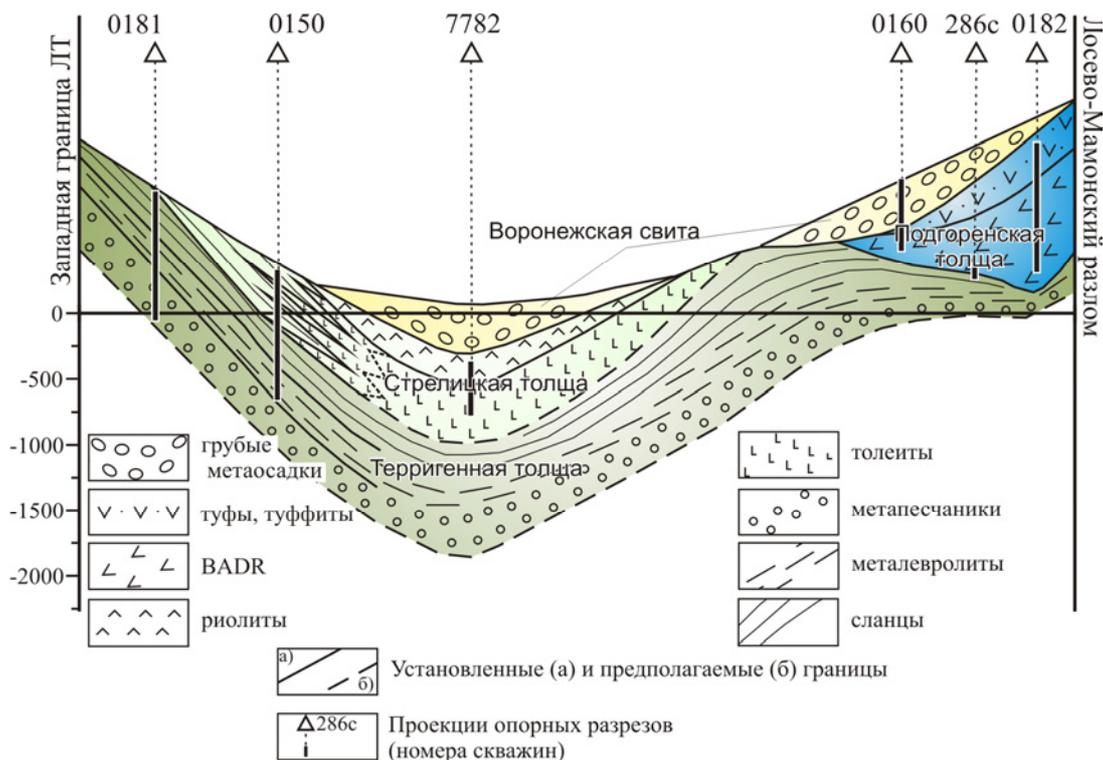


Рис. 3. Идеализированный разрез Лосевского пояса.

метаморфизованных плагиобазальтов, андезибазальтов, андезитов, туфов, вулканогенно-осадочных пород (BADR ассоциация) и палеопотоков (7–30 м) ферробазальтов-андезибазальтов и их туфов (толеиты бимодальной ассоциации № 2). Верхняя часть разреза – это существенно метавулканогенно-осадочная толща с мощными прослоями (до 20 м) плагиобазальтов, андезибазальтов и их туфов. Риолиты бимодальной ассоциации № 2 представлены либо субвулканическими телами, либо маломощными дайками (скв. 0160). Характерные особенности подгоренской толщи, отличающие ее от стрелицкой толщи, включают: миндалекаменные текстуры, низкую степень метаморфизма с сохранением реликтовых вулканических структур как в кислых, так и в основных породах, высокий индекс explosивности [21]. Пространственно и генетически с подгоренской толщей связаны субвулканические тела метаморфизованных микрогаббро когенетичных толеитам, а также слабо изученные интрузии известково-щелочных пород, дифференцированных от габбродиоритов до трондjemитов.

По скважине 286с (на юге ЛТ) отмечается постепенный, через переслаивание, переход пород нижежащей терригенной толщи к образованиям вышежащей подгоренской толщи.

#### Методы исследования

Концентраций петрогенных оксидов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общее,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , и  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) определялись методом ICP-OES (пламенно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) на приборе Optima 3300 в Отделе научно-производственных аналитических работ ИМГРЭ,

г. Москва. Концентрации  $\text{FeO}$ ,  $\text{CO}_2$  определялись титриметрическим бихроматным;  $\text{H}_2\text{O}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$  – гравиметрическим стандартными методами; а F, Cl, S – рентгено-флуоресцентным методом на приборе Axios Advanced. Точность анализа ( $1\sigma$ ) для большинства элементов составила менее 1,0 %, за исключением  $\text{TiO}_2$  (<1,5 %) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (1,0–1,5 %).

Концентрации элементов (в г/т) определялись масс-спектрометрическим методом индуктивно связанной плазмы (ICP-MS) в ИМГРЭ на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой печи из навесок проб массой 50–100 мг. В качестве стандартного образца использовался внутрिलाбораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составляли от 0,02–0,05 г/т для тяжелых и средних по массе элементов (U, Th, REE и др.) с возрастанием до 0,1–0,3 г/т для легких элементов (Ba, Rb и др.). Ошибки определения концентраций варьировали в интервале 3–5 % для большинства элементов. Точность анализа контролировалась путем измерения российских и международных стандартных образцов.

#### Результаты исследования

Амфиболиты в терригенной толще демонстрируют толеитовый и известково-щелочной химизм, в то время как кислые породы толщи попадают на известково-щелочной тренд (риолиты), а часть из них характеризуются высокими содержаниями Fe (Fe-риолиты или А-тип) (рис. 4). Некоторые амфиболиты в терригенной толще обогащены  $\text{MgO}$  (5,2–10,7 мас.%),

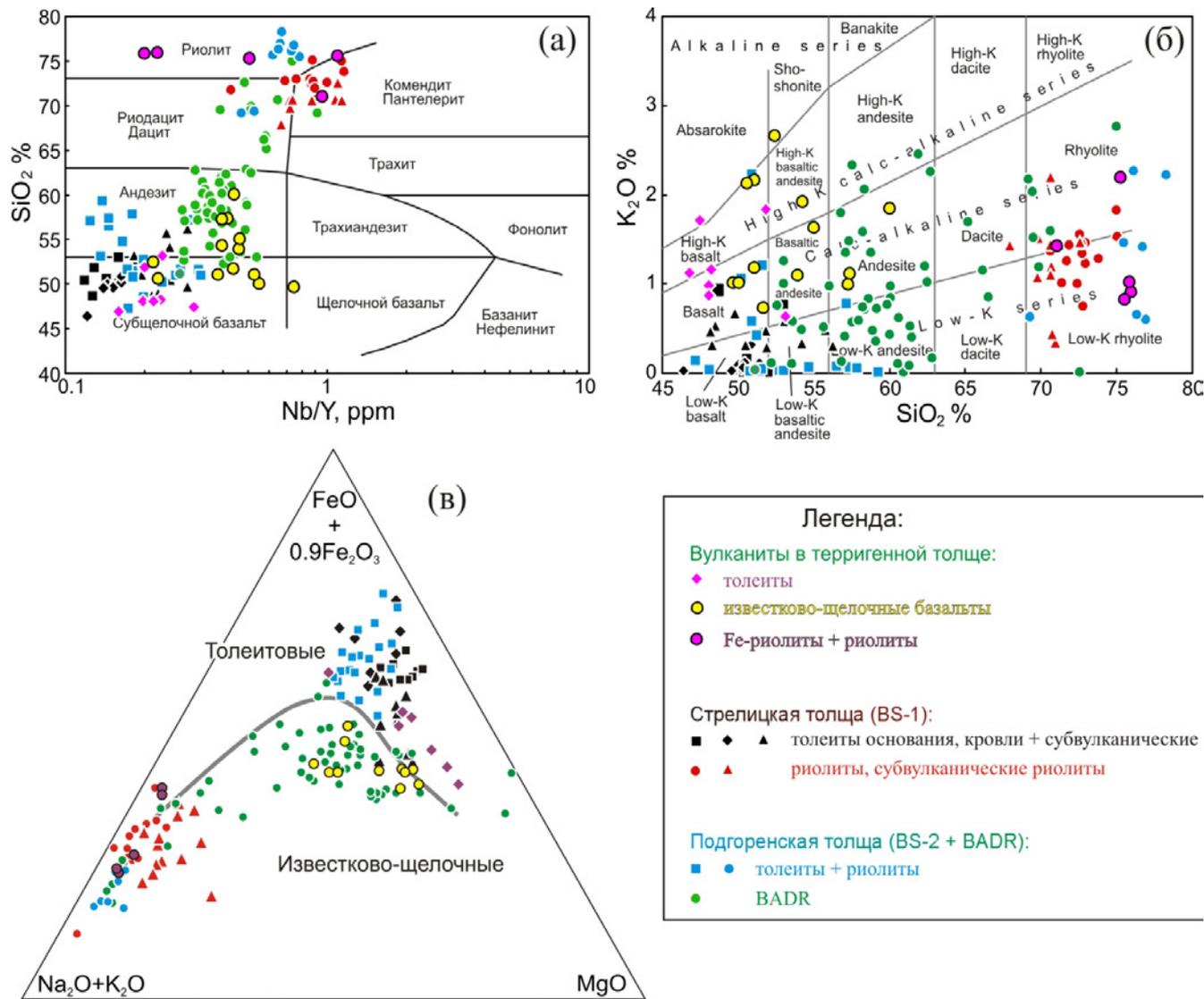


Рис. 4. (а) Nb/Y – SiO<sub>2</sub> диаграмма [23]; (б) K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> диаграмма [24] и (в) AFM диаграмма [25] для классификации вулканических пород ЛТ.

что типично для высоко-Mg андезитов и базальтов. Бимодальные вулканические породы стрелицкой толщи (бимодальная серия 1, BS-1), главным образом, классифицируются как низкокальциевые толеиты и риолиты с SiO<sub>2</sub>, варьирующими от 46,4 до 54,2 мас.% и от 67,9 до 75,0 мас.%, соответственно. Большинство вулканических пород стрелицкой толщи обогащены Na<sub>2</sub>O (до 4,6 мас.% в толеитах и до 6,3 мас.% в риолитах). Эффузивные и субвулканические породы подгоренской толщи классифицируются как: (1) толеитовые базальты и андезибазальты, риолиты бимодальной ассоциации 2 (BS-2); (2) известково-щелочная BADR ассоциация низко- и умереннокальциевых пород с SiO<sub>2</sub> в интервале от 51,1 до 69,5 мас.%. Большинство пород BADR-серии характеризуется умеренными концентрациями MgO (1,5–6,8 мас.%). Только часть андезибазальтов и андезитов сопоставимы с высокомагнезиальными андезитами.

Толеиты в терригенной толще обнаруживают сла-

бо фракционированные спектры легких (LREE, La/Sm<sub>N</sub> = 1,49–2,11) и тяжелых редкоземельных элементов (HREE, Gd/Yb<sub>N</sub> = 1,16–2,1) и умеренные отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu\* = 0,67–0,89) (рис. 5). На спайдерграммах они демонстрируют сильное обогащение LILE (например, Rb, Ba и U), но низкую до умеренной деплетацию HFSE (Nb и Ti) (рис. 5). На хондрит-нормализованных диаграммах (рис. 5), известково-щелочные базальты и андезибазальты, переслаивающиеся с граувакками терригенной толщи, обогащены (LREE) (La/Sm<sub>N</sub> = 2,11–3,15), с умеренно негативными аномалиями Eu или без них (Eu/Eu\* = 0,7–1,0). Эти известково-щелочные породы характеризуются экстремальным обогащением несовместимыми элементами, такими как Rb, Ba, Th и U, но деплетированы Nb, Zr и Ti. Все образцы риолитов в терригенной толще обогащены LREE (La/Sm<sub>N</sub> = 1,69–6,77), но имеют различно фракционированные спектры REE (La/Yb<sub>N</sub> = 2,4–3,9 для Fe-риолитов, La/Yb<sub>N</sub> =

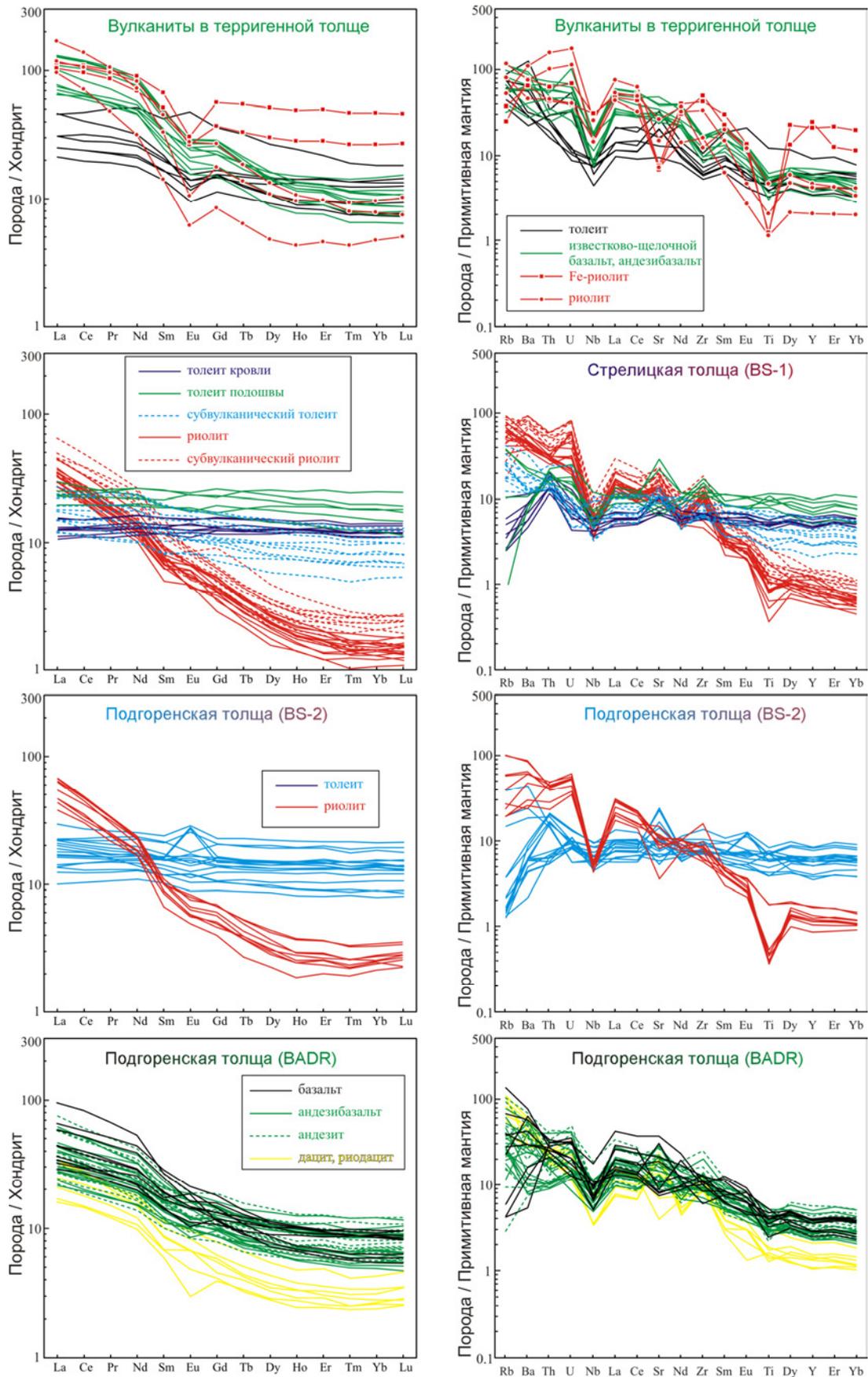


Рис. 5. Хондрит-нормализованные REE графики и спайдерграммы для вулканических пород ЛТ. Хондрит и примитивная мантия даны по [26].

15,1–20,5 для риолитов) с сильно негативными аномалиями Eu ( $Eu/Eu^* = 0,42–0,77$ ). Они (рис. 5) обогащены относительно примитивной мантии Rb, Ba, Th и U, деплетированы Nb, Sr и Ti, а также характеризуются низкими отношениями  $Sr/Y = 1–26$ .

Хондрит-нормализованные графики REE толеитов BS-1 (стрелицкая толща) схожи с графиками REE для N-, E-MORB ( $La/Yb_N = 0,97–1,30$ ) (рис. 5) и обогащенных и деплетированных базальтов окраинных морей (E-BABB и D-BABB). Толеиты обнаруживают десятикратное увеличение содержаний LILE (например, Rb, Ba и U) и REE относительно примитивной мантии, но демонстрируют разную степень деплетации Th, Sr и Zr (рис. 5). Если быть точным, данные толеиты имеют и MORB, и островодужные геохимические метки. Все образцы риолитов BS-1 обогащены LREE ( $La/Sm_N = 2,99–5,93$ ,  $La/Yb_N = 13,1–28,0$ ). Спектры REE демонстрируют сильно фракционированную природу, с отсутствием значительных аномалий европия ( $Eu/Eu^* = 0,78–1,25$ ). Риолиты (рис. 5) обогащены Rb, Ba, Th, U, Zr и Sr относительно примитивной мантии, деплетированы Nb и Ti, и характеризуются высоким отношением  $Sr/Y$  (46–116), сравнимым с адакитами.

Хондрит-нормализованные графики REE толеитов BS-2 (подгоренская толща) имеют деплетированные LREE спектры ( $La/Yb_N = 1,06–2,42$ ) (рис. 5) аналогичные спектрам толеитов островных дуг. Толеиты демонстрируют разную степень деплетации Rb, Ba и Nb и обогащены Th и Sr (рис. 5). Образцы риолитов BS-2 обогащены LREE ( $La/Sm_N = 4,3–7,0$ ,  $La/Yb_N = 13,0–26,5$ ). Спектры REE демонстрируют сильно фракционированную природу с отсутствием значительных аномалий европия ( $Eu/Eu^* = 0,81–1,0$ ). Риолиты (рис. 5) обогащены Rb, Ba, Th, U и Zr относительно примитивной мантии и деплетированы Nb, Sr и Ti, и характеризуются низким до умеренного отношением  $Sr/Y$  (15–52), сравнимым с адакитоподобными породами. BADR серия подгоренской толщи обнаруживает фракционированные спектры LREE ( $La/Sm_N = 1,93–3,99$ ), при пологом наклоне HREE ( $Gd/Yb_N = 1,3–2,1$ ) и варьирующих аномалиях Eu ( $Eu/Eu^* = 0,50–1,28$ ) (рис. 5). На спайдерграммах они демонстрируют сильное обогащение LILE (e.g., Rb, Ba, Th and U) и деплетацию HFSE (Nb и Ti) (рис. 5).

### Обсуждение результатов

#### *Литолого-стратиграфическое расчленение по геологическим данным*

Как сказано выше, предполагаемая стратиграфия ЛТ выглядит следующим образом, от древних к молодым. (1) Терригенная толща с прослоями известково-щелочных и толеитовых базальтоидов и дайками фельзитов. Она также может содержать субвулканические тела бимодальной ассоциации (BS-1) комагматичные вулканитам стрелицкого возраста. (2) Стрелицкая толща с бимодальным толеит-риолитовым вулканизмом (BS-1). (3) Подгоренская толща с BADR

и бимодальной ассоциацией (BS-2), отличающейся от BS-1. По геологическим данным подгоренская толща залегает через переслаивание на терригенной толще (скважина 286с). С другой стороны, подгоренская толща постилается пегматоидными габбро рождественского комплекса ( $^{207}Pb/^{206}Pb$  возраст по циркону 2128±21 млн лет [2]), которые комагматичны толеитам стрелицкого возраста. Контакт между вулканическими породами подгоренской толщи и габброидами проходит через зону интенсивного дробления, т.е. является тектоническим. Степень метаморфизма в обобщенном виде растет от молодой подгоренской к древней терригенной толще, что, вероятно, обусловлено погружением пород на более глубокие горизонты земной коры под воздействием выше лежащих стратонтов. По геохимическим данным установлено [17], что для пород терригенной толщи источники сноса имели магматическое происхождение, преимущественно основного состава, однако генетической связи с бимодальным вулканизмом стрелицкой толщи не выявлено, а часть терригенных осадков являются продуктами перемыва внутри терригенной толщи. Эти факты легли в основу предполагаемой последовательности литологических толщ. В целом, такая схема стратиграфии подтверждается U-Pb по циркону данными. Например, образец из риолита стрелицкой толщи демонстрирует наличие как детритовых цирконов, о чем свидетельствует дисперсия  $^{207}Pb/^{206}Pb$  возрастов от 2163±15 до 2229±22 млн лет [8] с одним зерном архейского возраста и неоднородность геохимии цирконов [27], так и оболочки дорастания изотропные в CL с возрастом не древнее 2140 млн лет. Палеопротерозойские детритовые кристаллы совпадают с возрастным интервалом, полученным по ядрам цирконов из гранитов центральной / восточной и мигматитов западной части ЛТ [18]. Эти факты, с учетом омоложения ядер цирконов из гранитов в направлении с запада на восток, свидетельствуют: (1) о верхней возрастной границе седиментации пород терригенной толщи около 2163–2168 млн лет, т.е. древнее чем BS-1, и (2) о средневзвешанном возрасте вулканогенно-осадочных толщ центральной и восточной частей ЛТ около 2134 млн лет, но не моложе 2122 млн лет. Все эти данные, во-первых, подтверждают схему стратиграфического подразделения ЛТ и, во-вторых, свидетельствуют о длительности формирования толщ лосевской серии, а также о том, что вулканизм ЛТ не был продуктом единого магматического события.

#### *Палеогеодинамические реконструкции*

Тектонические обстановки формирования бимодальных серий очень разнообразны: от внутриплитных (океанические и континентальные) и постколлизийных до дивергентных надсубдукционных обстановок [28, 29]. Согласно основным признакам, толщ ЛТ характеризуются преобладанием мафитов, толеитовым химизмом, низкой и/или умеренной калиево-

стью мафических и фельзических пород и обсуждаемыми ниже геохимическими особенностями, которые позволяют нам исключить внутриплитную и промежуточную группы тектонических обстановок, а также обстановку активных окраин континентов восточно-тихоокеанского типа. Соотношения геохимических элементов в древних мафических породах могут служить дополнительным подтверждением тектонической обстановки формирования. Мы используем широко распространенные дискриминационные диаграммы и к примитивной мантии нормализованные спайдерграммы для подтверждения / диагностики тектонической обстановки вулканических извержений ЛТ. Большинство мафических пород ЛТ демонстрируют (рис. 5) обогащение LILE, деплетацию большинства HFSE, а известково-щелочные базальты и андезиты характеризуются деплетацией HREE, что подтверждает их генерацию в надсубдукционных обстановках [30–33]. На диаграмме Y–La–Nb по [34] толеиты ЛТ совпадают с полями толеитов задуговых бассейнов и островных дуг, а известково-щелочные базальты ЛТ совпадают с полем островодужных известково-щелочных базальтов и частично перекрываются с полем континентальных базальтов (рис. 6а). На других тройных и бинарных графиках (рис. 6б и в) толеиты в подавляющем большинстве демонстрируют сходство с MORB с частичным попаданием составов толеитов BS-2 в поля островодужных толеитов. Из чего мы можем заключить, что вулканические породы ЛТ извергались в двух палеогеодинамических обстановках, которые могут существовать близкоодновременно – это задуговые бассейны и островные дуги. По соотношению Cr, Ti, V, FeO\*/TiO<sub>2</sub> (рис. 6г, д и е) толеиты стрелицкой толщи соответствуют базальтам задуговых бассейнов (BABB), толеиты подгоренской толщи наиболее близки составам островодужных базальтов (IAT), а контаминированные толеиты в терригенной толще сильно варьируют по составам и несут черты обоих и BABB, и IAT. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb по [40] (рис. 6ж) хорошо видно, что составы изученных мафических пород не совпадают с трендом базальтов из несубдукционных обстановок. Это еще раз подтверждает наш вывод о формировании вулканических пород ЛТ в системе островная дуга–задуговой бассейн. Причем отношения Th/Yb и Ta/Yb уменьшаются от древних к молодым базальтам, свидетельствуя, с одной стороны, о деплетации мантийного источника со временем, а с другой – о созревании надостроводужной системы островная дуга–задуговой бассейн (переход от континентального незрелого типа к внутриокеаническому зрелому типу [41]). Изменение геохимических особенностей базальтов происходит как во времени, так и в пространстве. Например, геохимические показатели зарождающегося задугового рифтинга сильно варьируют вдоль оси современных задуговых бассейнов [например, 42, 43]. Базальты ранних стадий задугового спрединга, закладывающегося, как правило, на континентальной коре, обнаруживают островодуж-

ные геохимические метки, тогда как на поздних стадиях демонстрируют сходство с MORB [например, 43–45].

Итак, известково-щелочные базальты и андезиты в терригенной толще обогащены LILE (K, Ba, Rb), LREE, имеют аномалии Nb, высокие отношения  $(La/Yb)_N > 6$ ,  $Th/Yb > 1$ , низкие Nb/Ta, Nb/U,  $(Ta/La)_{PM}$  и  $(Hf/Sm)_{PM}$ , высокие содержания  $Th > 2$  ppm, что мы интерпретируем, с одной стороны, как результат контаминации континентальной корой, а с другой как результат взаимодействия астеносферной и литосферной мантий, обогащенных флюидами слэба. Вместе с интерпретацией метаграувакк терригенной толщи как вулканогенно-осадочных пород, образованных в результате разрушения гор вулканического происхождения [17], извержение известково-щелочных мафитовых магм хорошо соотносится с островодужной палеотектонической обстановкой. Заложение палеоостровной дуги происходило на континентальной коре около 2170 млн лет (возраст ядер цирконов из гранитов ЛТ [2]). Ассоциирующие с ними толеиты обогащены LILE (K, Ba, Rb и Sr), LREE, имеют аномалии Nb, повышенные отношения  $(La/Yb)_N \geq 2$ ,  $Th/Yb > 0,5$ , пониженные  $(Ta/La)_{PM}$  и  $(Hf/Sm)_{PM}$ , что также согласуется с островодужной обстановкой. Их промежуточные геохимические характеристики между BABB и IAT, как и пространственная связь с дайками фельзитов А-типа, свидетельствуют об обстановке растяжения, вероятно, во внутридуговом бассейне, который позже мог развиться в задуговой бассейн. На следующем этапе датированном не ранее 2140 млн лет [8], происходит извержение толеитов деплетированных по сравнению с другими базальтами ЛТ и характерными особенностями, такими как слабая деплетация LILE (K, Ba, Rb) и LREE, отсутствие аномалий Nb, низкие отношения  $(La/Yb)_N \sim 1$ ,  $Th/Yb \sim 0,5$ , умеренные Nb/Ta, Nb/U, высокие  $(Ta/La)_{PM}$  и  $(Hf/Sm)_{PM}$ , пониженные содержания  $Th < 2$  ppm. Эти признаки и дискриминационные диаграммы (рис. 6) сближают их родоначальные расплавы с источниками MORB и позволяют считать производными астеносферной мантии, подъем которой инициировал условия задугового растяжения. К этому же периоду относится излияния толеитов кровли, риолитов и внедрение их субвулканических аналогов стрелицкой толщи. Предположение о мантийном метасоматозе высокобарическими адакитовыми расплавами хорошо согласуется с обогащенностью толеитов кровли и их субвулканических аналогов LILE и LREE ( $(La/Yb)_N$  до 3,8), появлением аномалий Nb. А их астеносферный источник подтверждается как высокими содержаниями Ti, низкими отношениями  $Th/Yb \sim 0,5$ , высокими Nb/Ta, Nb/U,  $(Ta/La)_{PM}$  и  $(Hf/Sm)_{PM}$  и т.п. Такие особенности зеленосланцево метаморфизованных толеитов стрелицкой толщи как малое количество пирокластических пород в основании и отсутствие реликтовых миндалекаменных текстур (первичной пористости) [2] подтверждают субаквальный тип извержений на начальных стадиях развития задугового палеобассейна ниже уровня компенсации давления (УДК по [46]),

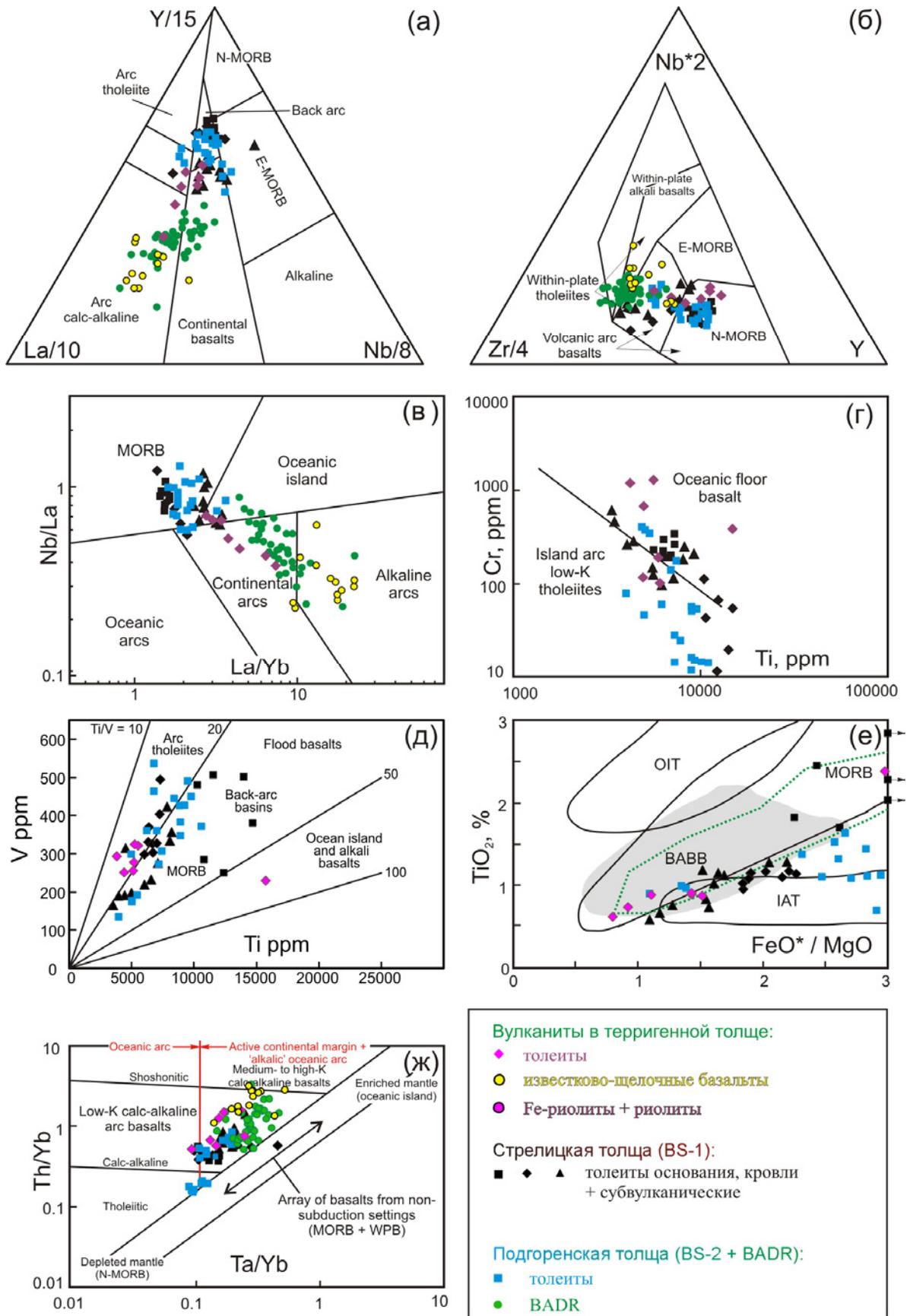


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для мафических пород ЛТ. (а) – [34]; (б) – [35]; (в) – [36]; (г) – [37]; (д) – [38]; (е) – [39]; (ж) – [40].

который составляет для основных магм не менее 500 м [47], для кислых магм – может превышать 1000 м [48, 49]. Миндалекаменные текстуры вулканических пород предположительно самого позднего этапа и широкое развитие метаморфизованной пирокластике [2], наоборот, свидетельствуют о субаквальном типе извержений, реализуемом в островодужной обстановке. Типовые ассоциации здесь соответствуют подгоренской толще и представлены IAT с характерными вариациями от обеднения к обогащению LILE и LREE, слабыми аномалиями Nb, пониженными отношениями  $(La/Yb)_N \sim 1,4$ , часто очень низкими Th/Yb до 0,15, высокими Nb/Ta, Nb/U,  $(Ta/La)_{PM}$  и  $(Hf/Sm)_{PM}$ , пониженными содержаниями Th < 2 ppm. Извержение относительно низкобарических, схожих с адакитовыми магм (риолитов BS-2), BADR серия с признаками контаминации ювенильной коры, предположительно андезитового состава, унаследованного от первого этапа (2170–2150 млн лет), и их геохимические так называемые островодужные метки дают основание считать, что расплавы подгоренской толщи формировались из метасоматизированного мантийного клина на коре промежуточного типа (океаническая литосфера + слой ювенильной андезитовой коры) в островодужной обстановке.

#### Выводы

1. Базальты, переслаивающиеся с граувакками терригенной толщи, обнаруживают толеитовые и известково-щелочные свойства, значительное обогащение LILE и LREE и сильную деплетацию HFSE, что сближает их с островодужными вулканиками. Риолиты демонстрируют признаки А-гранитов, графики REE субпараллельные графикам REE по толеитам, что может быть объяснено фракционной кристаллизацией базальтовой магмы. Эти геохимические признаки означают, что базальты произошли из слабо деплетированной литосферной мантии и астеносферного источника метасоматизированного флюидами из новообразованного субдуцирующего слэба.

2. Вулканические породы стрелицкой толщи являются бимодальной ассоциацией, в которой толеиты подразделены на две геохимические группы. Одна группа в основании толщи характеризуется слабой деплетацией REE и мульти-элементными графиками схожими с таковыми для промежуточного типа MORB, в отличие от другой группы в кровле толщи слабо обогащенной LILE и деплетированной Nb. Оба типа базальтов, вероятнее всего, генерируются за счет частичного плавления деплетированной надслэбовой мантии, которая была метасоматизирована расплавами. Кислые вулканические породы характеризуются высокими отношениями LREE/HREE (например,  $[La/Yb]_N = 13,1-28,0$ ), Sr/Y (46–116) без европейских аномалий, в значительной степени деплетированы Nb и Ti наподобие адакитов, расплавы которых формируются из слэба при высоких давлениях.

3. Вулканические породы подгоренской толщи являются бимодальными и полимодальными по своему

составу. Бимодальная серия состоит из толеитов, демонстрирующих обогащение LILE и LREE, и слабую деплетацию HFSE. Кислые породы бимодальной серии характеризуются высокими отношениями LREE/HREE (например,  $[La/Yb]_N = 13,0-26,5$ ), средними Sr/Y (15–52) без аномалий Eu, умеренной деплетацией Nb и Ti наподобие адакитоподобных пород, расплавы которых формируются из слэба при низких давлениях. BADR серия пород демонстрирует значительное обогащение LILE и LREE и сильную деплетацию HFSE, аналогично островодужным магмам. Толеиты наиболее вероятно образуются путем частичного плавления надслэбовой астеносферной мантии, метасоматизированной флюидами, а базальты BADR образуются путем частичного плавления мантийного клина метасоматизированного расплавами.

4. Геохимические данные указывают на то, что породы Лосевской серии формировались на ранней (терригенная толща) стадии внутриконтинентальной дуги с континентальным основанием, тогда как стрелицкие бимодальные вулканические породы формировались на средней стадии задугового растяжения, а бимодальная ассоциация + BADR подгоренской толщи формировались на поздней стадии внутриокеанической островной дуги.

5. Реконструкция задугового бассейна и близких по времени формирования островных дуг в Восточно-Сарматском орогене подразумевает, что на восточной окраине Сарматии существовала система дуга-задуговой бассейн. Этот вывод хорошо согласуется с общими представлениями об эволюции таких систем: от вулканической дуги с последующим раскрытием задугового бассейна, превращением вулканической дуги в остаточную и формированием на завершающей стадии новой внутриокеанической островной дуги.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Щипанский, А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника, 2007. – № 1. – С. 43–70.
2. Терентьев, Р. А. Раннепротерозойские толщи и магматические комплексы Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива: геологическая позиция, вещественный состав, геохимия, палеогеодинамика / Р. А. Терентьев // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2014. – Т. 22. – № 2. – С. 7–31.
3. Зайцев, Ю. С. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы / Ю. С. Зайцев // Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. 7–11 апреля 1964 г. Воронеж. – 1966. – С. 21–28.
4. Чернышов, Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев, Ю. Н. Стрик // Геотектоника, 1997. – № 3. – С. 21–30.
5. Терентьев, Р. А. Метавулканиды лосевской серии и их формационная принадлежность (Воронежский кристаллический массив) / Р. А. Терентьев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2002. – № 1. – С. 150–160.
6. Терентьев, Р. А. О соотношении стратифицирован-

- ных образований Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, Г. А. Чувашина // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2003. – № 2. – С. 91–104.
7. *Mints, M. V.* East European Craton: Early Precambrian History and 3D Models of Deep Crustal Structure / M. V. Mints [et al.] // Geological Society of America Special Paper. – 2015. – 510 pp.
8. *Терентьев, Р. А.* Геохронология и геохимия кислых метавулкаников лосевской серии Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов // Доклады РАН. – 2014. – Т. 454. – № 5. – С. 575–578.
9. *Зайцев, Ю. С.* Новые данные по геологии докембрия юго-востока Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Зайцев, А. С. Агейкин, Р. И. Гольшкина, В. М. Шибанов // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наукова думка. – 1970. – С. 59–74.
10. Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. Л.: Наука. – 1989. – 397 с.
11. *Горбунов, С. И.* Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива / С. И. Горбунов, Ю. С. Зайцев, Н. М. Чернышов // Советская геология, 1969. – № 10. – С. 8–25.
12. *Леоненко, И. Н.* Строение и формационное расчленение докембрия ВКМ / Леоненко И. Н. [и др.] // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра. – 1976. – Т.1. – С. 83–91.
13. *Зайцев, Ю. С.* Метаморфические комплексы раннего докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Зайцев, А. В. Иванов, И. П. Лебедев // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. – Л.: Наука. – 1978. – С. 115–131.
14. *Голивкин, Н. И.* Строение и формационное расчленение докембрия Воронежского кристаллического массива / Н. И. Голивкин [и др.] // Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы: Тезисы второго Петрографического совещания по Европейской части СССР. – Воронеж. – 1972. – С. 9–11.
15. *Зайцев, Ю. С.* Геологическое строение Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Зайцев // Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра. – 1973. – С. 7–14.
16. *Которгин Н. Ф.* Архейские зеленокаменные пояса Центрального региона России / Н. Ф. Которгин. – М.: Изд-во “Современные тетради”. – 2001. – 164 с.
17. *Терентьев, Р. А.* Геохимия и стратиграфия пород метатерригенного разреза стрелицкой толщи лосевской серии Воронежского кристаллического массива. Статья II: геохимия / Р. А. Терентьев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2013. – № 1. – С. 127–138.
18. *Terentiev, R. A.* Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: age, magma source and tectonic implications / R. A. Terentiev, K. A. Savko, M. Santosh, E. H. Korish, L. S. Sarkisyan // Precambrian Research. – 2016. – V. 287. – P. 48–72.
19. *Terentiev R. A.* Paleoproterozoic crustal evolution in the East Sarmatian Orogen: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of andesites from the Voronezh massif, Western Russia / R. A. Terentiev, K. A. Savko, M. Santosh // Lithos. – 2016. – V. 246–247. – P. 61–80.
20. *Зайцев, Ю. С.* Докембрийские конгломераты восточной части Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Зайцев // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1979. – № 11. – С. 23–30.
21. *Терентьев Р. А.* Раннепротерозойский палеобассейн Лосевской шовной зоны, Воронежский кристаллический массив / Р. А. Терентьев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2005. – № 1. – С. 81–94.
22. *Савко, К. А.* Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива / К. А. Савко, Ю. В. Герасимов. – Воронеж: Изд-во ВГУ. – 2002. – 131 с.
23. *Winchester, J. A.* Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock / J. A. Winchester and P. A. Floyd // Earth and Planetary Science Letters. – 1986. – V. 28. – P. 459–469.
24. *Ewart, A.* The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range / A. Ewart // In: Thorp, R. S. (ed.) Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, John Wiley and Sons, New York. – 1982. – P. 25–95.
25. *Irvine, T. N.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks / T. N. Irvine and W. R. A. Baragar // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1971. – V. 8. – P. 523–548.
26. *Sun, S.-S.* Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / S.-S. Sun and W. F. McDonough // Journal of the Geological Society of London, Special Publications. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
27. *Терентьев, Р. А.* Геохимия цирконов из метаплагиоориолитов и трондjemитов Лосевской структурно-формационной зоны Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, К. А. Савко // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2015. – № 2. – С. 53–62.
28. *Pin, C.* A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the late Devonian Brevenne metavolcanics, Massif Central (France) / C. Pin and J. L. Paquette // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1997. – V. 129. – P. 222–238.
29. *Wang, Y.* Major geochemical characteristics of bimodal volcanic rocks in different geochemical environments (in Chinese with English abstract) / Y. Wang, Q. Qian, L. Liu, Q. Zhang // Acta Petrologica Sinica. – 2000. – V. 16. – P. 169–173.
30. *Arculus, R. J.* Aspects of magma genesis in arcs / R. J. Arculus // Lithos. – 1994. – V. 33. – P. 189–208.
31. *Condie, K. C.* Plate Tectonics and Crustal Evolution. Fourth edition / K. C. Condie. – 1997. – 283 p.
32. *Stern, R. J.* Subduction Zones / R. J. Stern // Reviews of Geophysics. – 2002. – V. 40. – DOI: 10.1029/2001RG000108.
33. *Wilson, M.* Igneous petrogenesis / M. Wilson. – London, Uniwin Hyman. – 1989.
34. *Cabanis, B.* Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale / B. Cabanis et M. Lecolle // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris. Series 2. – 1989. – V. 313. – P. 2023–2029.
35. *Meschede, M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram / M. Meschede // Chemical Geology. – 1986. – V. 56. – P. 207–218.
36. *Hollocher, K.* Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings / K. Hollocher, P. Robinson, E. Walsh, D. Roberts // American Journal of Science. – 2012. – V. 312. – P. 357–416.

37. *Pearce, J. A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus / J. A. Pearce // *Tectonophysics*. – 1975. – V. 25. – P. 41–67.
38. *Shervias, J. W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas / J. W. Shervias // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1982. – V. 59. – P. 101–118.
39. *Shuto, K.* Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: asthenosphere mantle upwelling during back-arc basin opening / K. Shuto, H. Ishimoto, Y. Hirahara [et al.] // *Lithos*. – 2006. – V. 86. – P. 1–33.
40. *Pearce, J. A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / J. A. Pearce // In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, Thorp R.S. (ed.). John Wiley and Sons, New York. – 1982. – P. 525–548.
41. *Saunders, A. D.* Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins / A. D. Saunders and J. Tarney // *Geological Society of London (Special Publication)*. – 1984. – V. 16. – P. 59–76.
42. *Hawkins, J. W.* The geology of the Lau Basin / J. W. Hawkins // In: Taylor, B. (ed.) *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*: New York, Plenum Press. – 1995. – P. 63–138.
43. *Pearce, J. A.* Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives / J. A. Pearce and R. J. Stern // In: *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, edited by D. M. Christie et al., *Geophys. Monogr. Ser.* – 2006. – V. 166. – P. 63–86.
44. *Gribble, R. F.* Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc-basin basins / R. F. Gribble, R. J. Stern, S. Newman, S. H. Bloomer, T. O'Hearn // *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – P. 125–154.
45. *Hickey-Vargas, R.* The Indian Ocean-type isotopic signatures in western Pacific marginal basins: origin and signatures / R. Hickey-Vargas, J. M. Hergt, P. Spadea // In: Taylor, B., Natland, J. (eds.), *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, *Geophysical Monograph* 88. Washington, DC. – 1995. – P. 175–197.
46. *Fisher, R. V.* Submarine volcanoclastic rocks / R. V. Fisher // In: Kokelaar, B. P. and Howells, M. F. (eds.), *Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*. *Spec. Publ. geol. Soc. London*. – 1984. – V. 16. – P. 5–27.
47. *McBirney, A. R.* Factors governing the nature of submarine volcanism / A. R. McBirney // *Bulletin of Volcanology*. – 1963. – V. 26. – P. 455–469.
48. *Fisher, R. V.* *Pyroclastic Rocks* / R. V. Fisher and H.-U. Schminckle. – Springer, Heidelberg. – 1984. – 472 p.
49. *Moore, J. G.* Water content of basalt erupted on the ocean floor / J. G. Moore // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 1970. – V. 28. – P. 272–279.

Воронежский государственный университет

Терентьев Роман Анатольевич, ведущий научный сотрудник НИИ Геологии ВГУ, кандидат геолого-минералогических наук  
E-mail: terentiev@geol.vsu.ru; Тел.: 8 (473) 222-73-63

Voronezh State University

Terentiev R. A., leading researcher of Scientific Research Institute of Geology, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences  
E-mail: terentiev@geol.vsu.ru; Tel.: 8 (473) 222-73-63