УДК 552.321.5(470.5) DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-55-69

Быстринский габбровый массив: первые данные о составе, возрасте и формационной принадлежности

В. Н. Смирнов[1], И. И. Казаков[2], В. С. Пономарев[1], Ю. Л. Ронкин[1], Е. В. Стороженко[2]

[1]*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: smirnov@igg.uran.ru, p123v@yandex.ru, y-ronkin@mail.ru*
[2]*Уральская геологосъемочная экспедиция, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55, e-mail: kazakov@ugse.ru*

Поступила в редакцию 22.05.2020 г., принята к печати 07.08.2020 г.

Объект исследования. Изучались геологическое положение, вещественный состав и возраст пород относительно небольшого по размерам (около 32 км^2) Быстринского габбрового массива, который залегает в подошве пакета тектонических пластин, сложенных серпентинизированными дунитами и гарцбургитами офиолитовой ассоциации, в пределах восточной окраины Среднего Урала. *Методы.* Содержание петрогенных элементов определялось рентгенофлюоресцентным методом на рентгеновском многоканальном спектрометре СРМ-35. Анализ содержания редких и рассеянных элементов выполнен на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S. Состав породообразующих минералов изучался на ретгеновском микроанализаторе CamecaSX100. Возраст массива установлен ^{147}Sm-^{143}Nd методом изотопного датирования. Для определения глубин формирования пород использовались амфиболовые геобарометры. *Результаты.* Изучены петро- и геохимические особенности пород, состав породообразующих минералов, установлен возраст пород – 587 ± 19 млн лет. Показано, что габброиды массива представлены двумя петрографическими разновидностями. Преобладающим типом пород являются габбродолериты, которые по минеральному составу, структуре, геохимическим особенностям и глубине формирования (не более 2–3 км), аналогичны однородным габбро ненарушенных офиолитовых разрезов. Результаты картирования массива показали, что он представляет собой наиболее крупное из описанных к настоящему времени на Урале тел габброидов этого типа. Присутствующие в меньшем количестве среднезернистые габбро резко отличаются от габбродолеритов пониженным содержанием Fe, Ti, породообразующих (K, Na) и редких (Li, Rb, Cs) щелочей, а также Ba, V, Y, Nb, Zr, Hf и элементов редкоземельной группы при значительно более высоком количестве Ca, Mg и Cr. Глубина их формирования составляет 10–12 км, что соответствует уровню верхней мантии. *Выводы.* Полученные данные свидетельствуют о том, что в пределах Быстринского массива тектонически совмещены фрагменты двух уровней офиолитового разреза: относительно малоглубинные однородные габбро верхней части габбрового комплекса офиолитовой ассоциации и глубинные габбро мантийной части офиолитового разреза.

Ключевые слова: *Урал, офиолиты, габброиды, петро- и геохимические особенности, ^{147}Sm-^{143}Nd изотопный возраст*

Источник финансирования

Статья подготовлена в процессе проведения работ по госбюджетной теме ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6 “Палеогеодинамика и эволюция структурно-вещественных комплексов при формировании земной коры континентального типа (на примере Урало-Монгольского складчатого пояса и Западно-Сибирской платформы)”

The Bystrinskii gabbro massif: the first data concerning composition, age and formation affiliation

Vladimir N. Smirnov[1], Igor I. Kazakov[2], Vladimir S. Ponomarev[1], Yury L. Ronkin[1], Evgenii V. Storozhenko[2]

[1]*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: smirnov@igg.uran.ru, p123v@yandex.ru, y-ronkin@mail.ru*
[2]*Urals Geological Mapping Expedition, 55 Vainer st., Ekaterinburg 620014, Russia, e-mail: kazakov@ugse.ru*

Received 22.05.2020, accepted 07.08.2020

Для цитирования: Смирнов В.Н., Казаков И.И., Пономарев В.С., Ронкин Ю.Л., Стороженко Е.В. (2021) Быстринский габбровый массив: первые данные о составе, возрасте и формационной принадлежности. *Литосфера*, **21**(1), 55-69. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-55-69

For citation: Smirnov V.N., Kazakov I.I., Ponomarev V.S., Ronkin Yu.L., Storozgenko E.V. (2021) The Bystrinskii gabbro massif: the first data concerning composition, age and formation affiliation. *Litosfera*, **21**(1), 55-69. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-55-69

© В.Н. Смирнов, И.И. Казаков, В.С. Пономарев, Ю.Л. Ронкин, Е.В. Стороженко, 2021

Research subject. The research covered the geological position, material composition and rock age of a comparatively small (about 32 km^2) Bystrinskii gabbro massif. This massif underlies a tectonic plate package consisting of serpentinized dunits and harzburgites of the ophiolite association in the Eastern boundary of the Middle Urals. *Methods.* The content of petrogenic elements was measured by the X-ray fluorescence method using an X-ray multichannel spectrometer CPM-35. The analysis of rare-earth element contents was conducted using a NexION 300S mass-spectrometer. The composition of rock-forming minerals was studied using an X-ray microanalyzer CamecaSX100. The age of the massif was determined by the ^{147}Sm-^{143}Nd method of isotope dating. Amphibole geobaometers were used to determine the depth of the rock formation. *Results.* According to the petro- and geochemical features and composition of the rock-forming minerals, the ^{147}Sm-^{143}Nd isotope age of the rocks was found to be 587 Ma. It was shown that gabbroids in the massif are represented by two petrographic varieties. The predominant type of the rocks is gabbrodolerites, which are similar to the isotropic gabbros of undisturbed ophiolite sections in terms of mineral composition, structure, geochemical features and the depth of formation (not more than 2–3 km). The mapping results showed the massif under study to be the largest among those described thus far. The medium grained gabbroids, which are present in lesser quantities, differ sharply from gabbrodolerites in terms of lower contents of Fe, Ti, both rockforming (K, Na) and rare (Li, Rb, Cs) alkalis, Ba, V, Y, Nb, Zr, Hf and elements of rare-earth group, as well as by significantly higher quantities of Ca, Mg and Cr. The depth of their formation is 10–12 km, which corresponds to the upper mantle. *Conclusions.* The obtained information demonstrates that fragments of two levels of the ophiolite section are tectonically aligned in the Bystrinskii massif: relatively shallow isotropic gabbros of the upper part of the ophiolite section and deep gabbros of the mantle part of the ophiolite section.

Keywords: *Urals, ophiolites, gabbroids, petro- and geochemical feachers, the ^{147}Sm-^{143}Nd isotope age*

Funding information

The article was prepared in the process of work on the state budget theme of the IGG UB RAS No. AAAA-A18-118052590032-6 "Paleogeodynamics and evolution of structural-material complexes during the formation of the continental crust (on the example of the Ural-Mongolian fold belt and the West Siberian platform)"

ВВЕДЕНИЕ

Быстринским массивом называют небольшое по размерам (около 32 км^2) габбровое тело неправильной формы, примыкающее с юга к более крупному Режевскому дунит-гарцбургитовому массиву (рис. 1), что позволяет рассматривать их в качестве единой мафит-ультрамафитовой ассоциации. Габброиды Быстринского массива практически не обнажены. Площадь их распространения, приуроченная к бассейну р. Быстрой (правый приток р. Реж), и условия залегания установлены главным образом на основании геофизических данных и результатов картировочного бурения, а характеристика вещественного состава дана по результатам изучения единичных проб, отобранных из элювиальных глыб по правому берегу р. Быстрой и из придорожной выемки в северной части массива.

Пространственная совмещенность рассматриваемых габброидов с типичными для офиолитовых комплексов Урала петрографическими разновидностями: серпентинизированными дунитами и гарцбургитами – позволяет уверенно отождествлять эти образования с ассоциациями офиолитового типа (Казаков и др., 2017; Петров, 2019). Однако первые же результаты изучения состава габброидов Быстринского массива показали, что они существенно отличаются от габбро, типичных для офиолитовых массивов как этого региона, так и других частей Урала, что побудило авторов провести более детальное изучение пород массива в целях объяснения наблюдаемых особенностей состава этих пород, результаты которого изложены в настоящей публикации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА В СТРУКТУРЕ УРАЛА

Быстринский массив расположен в пределах Восточной зоны Среднего Урала (известной также под названием Алапаевско-Теченский синклинорий (Государственная …, 2011)), представляющей собой полосу палеозойских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ с блоками, линзами и пластинами пород офиолитовой ассоциации и многочисленными прорывающими все перечисленные образования интрузиями различного состава и возраста, которая протягивается вдоль восточной окраины Уральского подвижного пояса (Коротеев и др., 1979; Смирнов и др., 2003). В восточном направлении палеозойские комплексы этой зоны погружаются под осадочный чехол Западно-Сибирской плиты, а с запада отделены от структур открытой части Урала системой разрывных нарушений – Баженовской шовной зоной (Смирнов и др., 2019).

Первичные геологические структуры Восточной зоны были сильно нарушены тектоническими

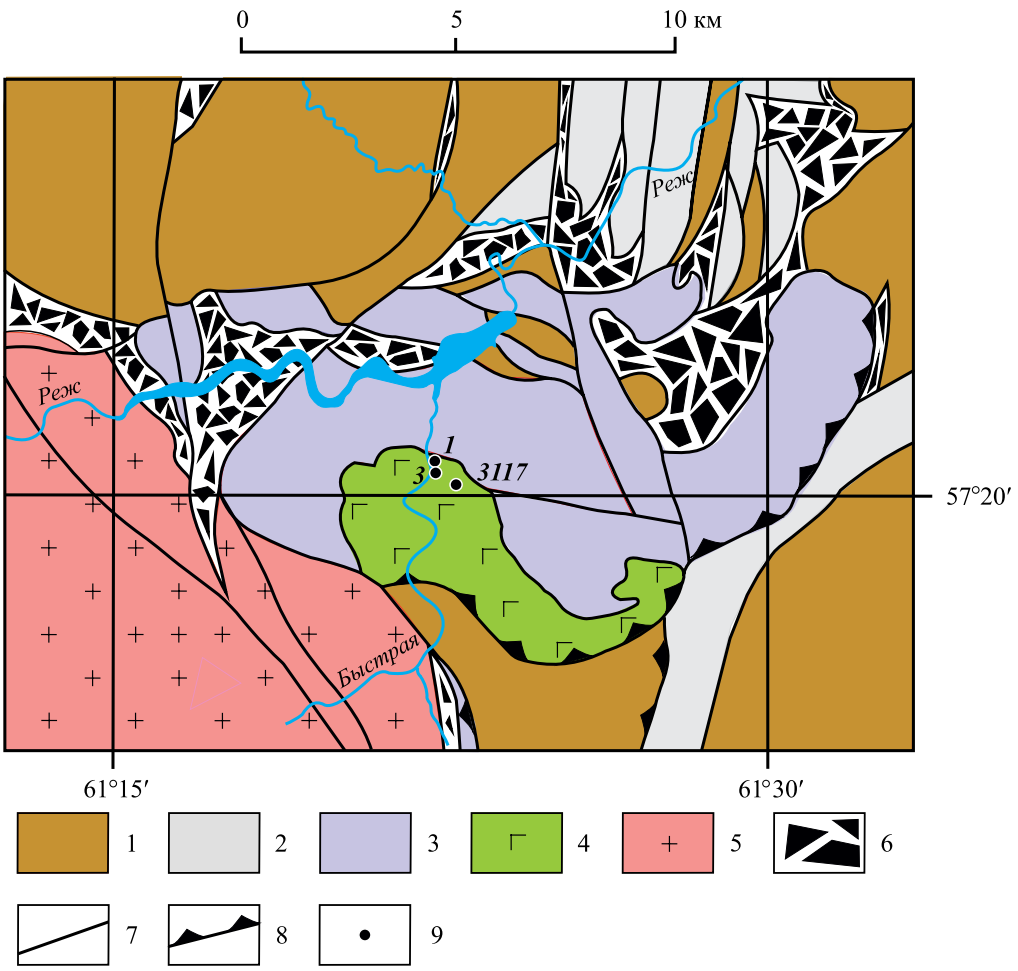

Рис. 1. Схема геологического строения района.

1 – девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы рудянской толщи, 2 – каменноугольные вулканогенно-осадочные породы и осадочные породы бекленищевской и исетской свит, 3 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты Режевского массива, 4 – габброиды Быстринского массива, 5 – позднепалеозойские коллизионные граниты Адуйского массива, 6 – серпентинитовый меланж, 7 – разрывные нарушения сложной или неустановленной кинематики, 8 – шарьяжи, 9 – точки отбора проб.

Fig. 1. Geological scheme of the area.

1 – Devonian volcanogenic and volcanogenic-sedimentory rocks of the Rudianka strata, 2 – Carboniferous volcanogenic-sedimentory and sedimentory rocks of Beklenischevo and Iset suites, 3 – serpentinized dunites and harzburgites of the Rezh massif, 4 – gabbroids of the Bystrinskii massif, 5 – Late Paleozoic collision granites of the Adui massif, 6 – serpentinite mélange, 7 – faults of complicated or undentified kinematics, 8 – thrusts, 9 – sampling localities.

движениями на протяжении коллизионного этапа развития региона. Возникшие при этом многочисленные разрывные нарушения представлены преимущественно левосторонними сдвигами, часто трассируемыми зонами меланжа и линзовидными телами серпентинизированных ультрамафитов. Местами нарушения сдвигового характера осложнены надвигами, по всей вероятности, небольшой амплитуды. К одной из таких надвиговых структур приурочено описываемое в настоящей работе тело габброидов, получившее название Быстринского массива (Казаков и др., 2017). Совместно с ультрамафитами Режевского массива рассматриваемые габброиды слагают пакет субгоризонтально залегающих тектонических пластин сложной морфологии, в котором занимают приподошвенное положение (см. рис. 1). Согласно результатам региональных геологических исследований, пластины относительно полого погружаются под вулканогенные и осадочные образования девона, а юго-восточной части совместно с девонскими вулканитами полого надвинуты на известняки нижнего карбона. Все контакты габбро и ультрамафитов с окружающими палеозойскими толщами тек-

тонические. Характер взаимоотношений габбро с ультрамафитами не наблюдался, но высокая степень деформированности пород в районе с достаточной степенью уверенности позволяет предполагать, что они, скорее всего, также тектонические.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все три использованные для изучения вещественного состава и изотопно-геохронологических исследований пробы габброидов отобраны из естественных обнажений в северной части массива. Два из них (*1* и *3*) представлены элювиальными глыбами размером до 40 см, встреченными на правом берегу р. Быстрой. Координаты точек отбора: обн. *1* – 57°20.472′ с.ш., 61°22.182′в.д.; обн. *3* – 57°20.393′ с.ш., 61°22.223′в.д. Еще одно обнажение (*3117*) представляет собой коренной выход габброидов в придорожной выемке, координаты: 57°20.166′с.ш., 61°34.747′ в.д.

Изучение вещественного состава габброидов проводилось в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН). Содержание петрогенных элементов определялось рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском многоканальном спектрометре СРМ-35 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова). Анализ содержания редких и рассеянных элементов выполнен на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко, Л.К. Дерюгина). Состав породообразующих минералов изучен на ретгеновском микроанализаторе CamecaSX100 (аналитик Д.А. Замятин).

Определение концентраций Sm, Nd и атомных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с использованием смешанного спайка $^{149}Sm + ^{150}Nd$ и последующим анализом с помощью мультиколлекторного твердофазного анализатора Triton[1] (TIMS) в статическом режиме.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Габброиды Быстринского массива представлены двумя петрографическими разновидностями. Наиболее широко распространены мелкозернистые габбродолериты, состоящие из приблизительно равных количеств зеленого амфибола (магнезиальной роговой обманки) и полностью разложившегося (соссюритизированного) плагиоклаза. Размер зерен минералов в габброидах этой разновидности – 0.3–0.9 мм и менее. Микроструктура реликтовая габбро-офитовая (рис. 2). Плагиоклаз образует беспорядочно ориентированные зерна призматической или таблитчатой формы, идиоморфные по отношению к амфиболу. Ксеноморфные зерна амфибола, расположенные в промежутках между индивидами плагиоклаза, имеют изометричную или слегка удлиненную форму.

Второй разновидностью габброидов, установленной в пределах Быстринского массива, является среднезернистое габбро, заметно отличающееся от габбродолеритов как по структуре, так и по минеральному составу. Размер зерен первичных индивидов соссюритизированного плагиоклаза и темноцветного минерала в нем обычно находится в пределах от 0.5 до 2 мм, хотя встречаются и более мелкие зерна. Реликтовая микроструктура габбровая, лишь местами приближающаяся к габбро-офитовой. Как правило, зерна первичных породообразующих минералов ксеноморфны, но в виде исключения встречаются идиоморфные кристаллы плагиоклаза таблитчатой формы (рис. 3). Так же, как и габбродолериты, среднезернистые габбро имеют приблизительно одинаковые содержания амфибола и соссюритизированного плагиоклаза. Однако в отличие от габбродолеритов, в которых весь амфибол представлен компактной густоокрашенной разновидностью (магнезиальной роговой обманкой), которая, по всей вероятности, имеет первичное (по-видимому, магматическое) происхождение, в среднезернистом габбро эта разновидность присутствует в незначительном количестве. Преобладает же бледноокрашенная волокнистая разновидность амфибола, варьирующая по составу от актинолита до тремолита, метаморфический генезис которой не вызывает сомнений. Реликтов первичного темноцветного минерала, замещенного метаморфогенным амфиболом актинолит-тремолитового ряда, обнаружить не удалось. По-видимому, это мог быть как первичный, предположительно магматический, амфибол компактной разновидности, так и клинопироксен. Однако ввиду того, что признаков замещения первичного амфибола светлоокрашенным вторичным нигде не наблюдалось, более вероятным представляется предположение о том, что последний образовался в результате замещения зерен клинопироксена, т.е. характерного для габброидов процесса уралитизации.

Степень метаморфических преобразований габброидов двух выделенных разновидностей одинакова и соответствует зеленокаменной ступени метаморфизма. Первичные структуры пород хорошо различимы, но минеральный состав претерпел существенные изменения. Плагиоклаз в процессе метаморфизма полностью разложился с образованием соссюритового агрегата, состоящего, по данным микрозондового изучения, из цоизита, клиноцоизита, лейст хлорита и небольшого количества

[1] Производства Thermo Fisher Scientific Inc.

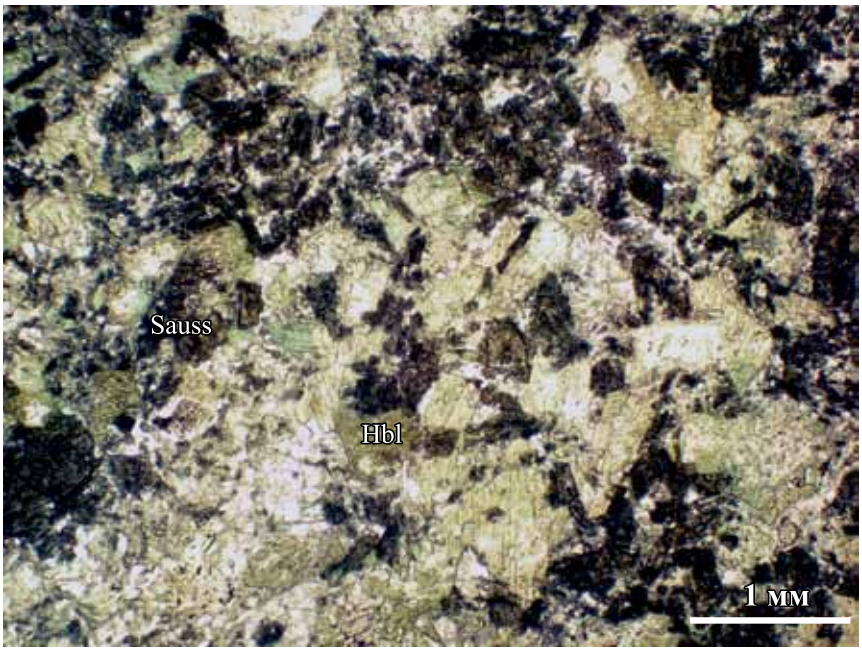

Рис. 2. Микроструктура габбродолерита, шлиф 3, без анализатора.
Hbl – магнезиальная роговая обманка, *Souss* – соссюрит.

Fig. 2. The Microstructure of gabbro-dolerite, thin section 3, without analyzer.
Hbl – magnesiohornblende, *Souss* – saussurite.

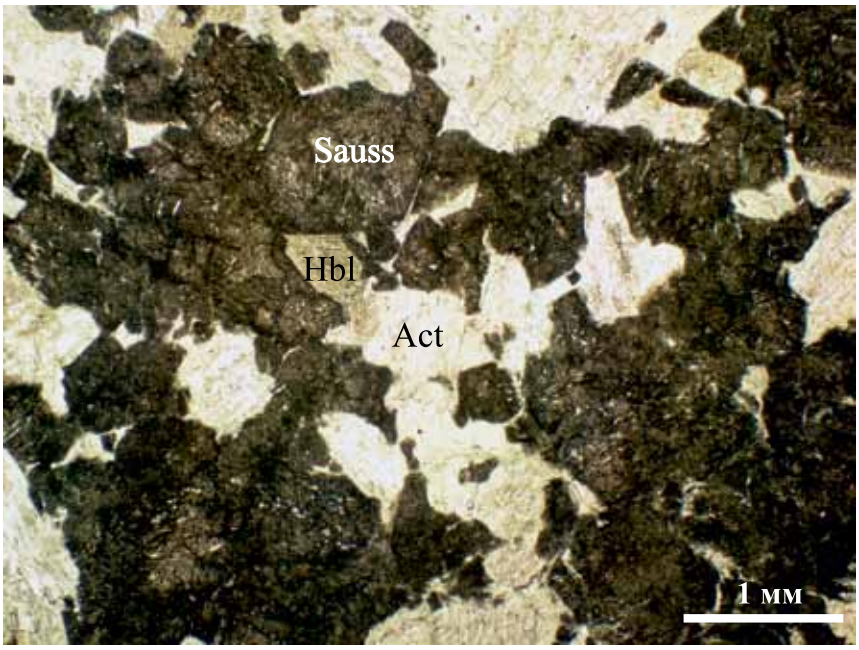

Рис. 3. Микроструктура среднезернистого габбро, шлиф 1, без анализатора.
Act – актинолит, *Hbl* – магнезиальная роговая обманка, *Souss* – соссюрит.

Fig. 3. The Microstructure of medium grained gabbro, thin section 1, without analyzer.
Act – actinolite, *Hbl* – magnesiohornblende, *Souss* – saussurite.

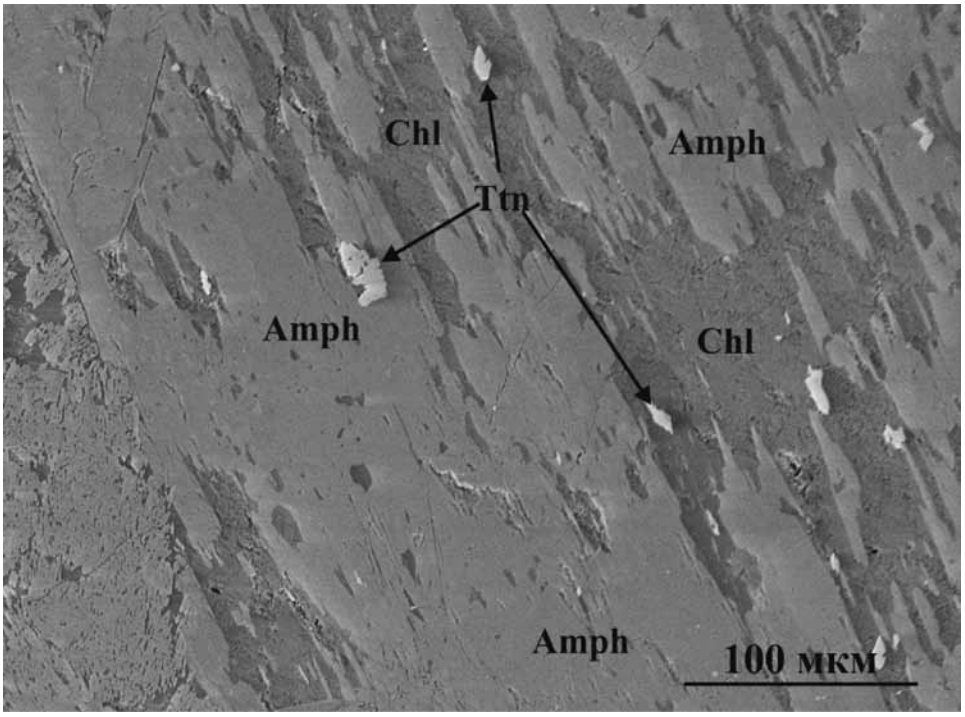

Рис. 4. BSE-изображение зерна магнезиальной роговой обманки (*Amph*), частично замещенной хлоритом (*Chl*) с включениями новообразованных зерен титанита (*Ttn*). Обр. 1.

Fig. 4. BSE-image of the grain of magnesiohornblende (*Amph*), partly replaced by chlorite (*Chl*) with inclusion of newly formed titanite (*Ttn*). Sample 1.

мелких зерен альбита и олигоклаза. Первичный амфибол, представленный компактной густоокрашенной разновидностью, в наименьшей, по сравнению с другими минералами, степени подвергся метаморфическим изменениям. Зерна первичного амфибола частично по трещинам спайности и очень редко полностью замещены хлоритом. Кроме хлорита в качестве включений в нем наблюдаются также зерна титанита и цоизита (рис. 4). Клинопироксен, который, как уже было сказано выше, по-видимому, являлся преобладающим темноцветным минералом среднезернистого габбро, полностью замещен амфиболом тремолит-актинолитового ряда, находящегося в ассоциации с хлоритом. Наряду с хлоритом в виде включений среди вторичного амфибола наблюдаются зерна титанита и цоизита.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Результаты микрозондового изучения состава породообразующих минералов приведены в табл. 1.

Единственным сохранившимся неизмененным минералом первичного парагенезиса в изученных породах является окрашенная в зеленый цвет компактная разновидность амфибола. Микрозондовое изучение зерен этого минерала показало, что в обеих петрографических разновидностях по химическому составу он соответствует магнезиальной роговой обманке. При этом величина магнезиальности минерала в разных породах заметно различается, составляя в среднем около 0.75 в габбродолеритах и 0.85 в среднезернистых габбро (рис. 5). Все проанализированные зерна магнезиальной роговой обманки содержат существенное количество титана (до 1.44 мас. % TiO_2) и натрия (до 1.38 мас. % Na_2O).

Минералы метаморфического генезиса представлены амфиболами актинолит-тремолитового ряда, хлоритом, цоизитом, клиноцоизитом, эпидотом, кислыми плагиоклазами и титанитом.

Актинолит и тремолит образуют волокнистые агрегаты, заместившие зерна первичного темноцветного минерала (предположительно, клинопироксена) в среднезернистом габбро. Для актинолита характерны значительные вариации содержаний кремния (от 7.5 до 8 ф. е.) и алюминия при практически постоянной величине магнезиальности – около 0.85. Тремолит, судя по единственному имеющемуся анализу, обладает минимальной для этого минерала магнезиальностью и максимальным содержанием кремнезема (см. рис. 5).

Хлорит развивается вдоль трещин и по краям зерен магнезиальной роговой обманки, а также при-

Таблица 1. Состав породообразующих минералов, мас. %

Table 1. The Composition of rock-forming minerals, wt %

№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
Магнезиальные роговые обманки											
1	49.13	0.97	5.89	–	13.50	0.27	14.98	11.29	1.01	0.06	97.10
2	49.51	1.12	6.21	0.04	12.83	0.33	14.59	11.43	1.22	0.05	97.33
3	48.36	1.44	6.74	0.05	13.36	0.18	14.66	11.31	1.20	0.07	97.37
4	48.81	1.34	6.41	0.05	12.81	0.33	14.34	11.72	1.26	0.08	97.15
5	48.52	0.83	6.01	0.04	13.79	0.27	14.91	11.24	1.02	0.09	96.72
6	48.86	0.97	6.33	0.00	12.53	0.19	14.84	11.77	0.85	0.38	96.72
7	48.94	0.89	5.61	0.04	13.67	0.23	15.17	11.39	0.88	0.07	96.89
8	50.10	0.65	5.36	–	13.53	0.24	15.02	11.33	0.91	0.08	97.22
9	49.85	0.65	5.20	0.03	13.25	0.33	15.25	11.42	0.94	0.05	96.97
10	49.59	0.64	4.92	0.06	13.61	0.23	15.87	11.17	0.78	0.05	96.92
11	48.50	1.34	8.42	0.06	7.96	0.12	16.99	11.98	1.38	0.02	96.77
Актинолиты											
12	56.74	0.06	0.65	0.05	6.53	0.15	19.18	13.48	0.05	0.02	96.91
13	56.14	0.02	0.97	0.22	6.91	0.14	18.96	13.55	0.07	–	96.98
14	55.82	0.08	1.88	–	8.22	0.24	18.08	13.08	0.22	0.02	97.64
15	56.05	–	1.27	0.03	6.87	0.21	18.87	13.57	0.09	0.02	96.98
16	56.37	0.04	1.60	–	6.90	0.24	18.98	13.56	0.13	0.03	97.85
17	54.00	0.05	3.58	0.33	7.98	0.22	18.26	12.57	0.21	0.07	97.27
18	56.77	0.02	0.84	0.09	7.31	0.14	19.01	13.31	0.17	0.02	97.68
19	56.18	0.03	2.02	0.06	7.59	0.06	18.35	13.42	0.14	0.03	97.88
Тремолит											
20	62.76	0.05	1.77	0.06	6.11	0.12	15.23	11.20	0.13	0.03	97.46
Клинохлоры											
21	29.04	–	20.04	0.19	12.78	0.12	23.71	0.08	–	–	85.96
22	28.20	–	20.74	0.13	13.32	0.34	23.68	0.07	–	–	86.48
23	29.79	–	19.42	0.20	12.80	0.24	24.02	0.10	–	–	86.57
24	29.20	0.03	20.67	0.32	12.55	0.19	23.27	0.12	–	–	86.35
Цоизиты											
25	38.16	–	32.71	0.04	0.78*	–	0.01	25.30	0.01	–	97.10
26	40.04	0.02	32.32	0.03	0.65*	0.10	0.03	24.00	0.55	0.02	97.76
Клиноцоизиты											
27	37.65	0.09	29.98	–	4.83*	0.20	0.03	24.51	–	–	97.29
28	39.31	0.04	28.03	0.06	6.15*	0.12	0.52	24.18	0.05	0.01	98.47
29	38.58	0.57	27.09	0.28	7.14*	0.05	0.03	24.57	–	–	98.31
30	38.97	0.08	27.61	0.03	7.26*	0.06	0.03	24.00	0.13	0.01	98.18
Эпидоты											
31	38.38	0.16	25.93	0.19	9.79*	0.19	0.02	24.18	0.01	–	98.85
32	38.15	0.33	26.36	0.34	8.77*	0.02	0.01	24.32	–	–	98.30
Плагиоклазы											
33	66.82	–	20.26	–	0.22	–	–	0.85	11.60	0.08	99.83
34	66.86	–	19.82	–	0.26	–	–	0.82	11.61	0.07	99.44
35	43.79	–	31.01	–	0.75	–	–	21.90	1.52	–	98.97
36	63.47	–	21.52	–	0.50	–	–	4.55	9.96	0.06	100.06
Титаниты											
37	30.36	38.93	0.64	–	0.38	0.06	–	28.83	0.01	–	99.21
38	30.57	37.38	1.14	0.05	0.81	0.02	–	29.02	0.03	–	99.02
39	30.68	38.08	0.83	0.03	0.32	0.08	0.01	29.06	–	–	99.09
40	30.96	38.21	0.89	0.11	0.38	0.08	–	29.24	0.04	–	99.91
41	30.79	37.97	1.49	0.09	0.39	0.01	0.02	28.82	–	–	99.58
42	30.96	37.50	1.28	0.09	0.48	–	0.01	28.65	–	–	98.97

Примечание. Магнезиальные роговые обманки: 1–10 – из габбродолерита, 11 – из среднезернистого габбро; 12–19 – актинолиты из среднезернистого габбро; 20 – тремолит из среднезернистого габбро; 21–24 – хлориты из среднезернистого габбро; цоизиты: 25 – из габбродолерита, 26 – из среднезернистого габбро; клиноцоизиты: 27–29 – из габбродолерита, 30 – из среднезернистого габбро; 31–32 – эпидоты из габбродолерита; плагиоклазы: 33–34 – из габбродолерита, 35–36 – из среднезернистого габбро; титаниты: 37–40 – из габбродолерита, 41–42 – из среднезернистого габбро. *Содержание Fe_2O_3 в минерале. Прочерк – не обнаружено.

Note. The Magnesien hornblendes: 1–10 – from gabbrodolerite; 11 – from medium-grained gabbro; 12–19 – actinolites from medium-grained gabbro; 20 – tremolite from medium-grained gabbro; 21–24 – chlorites from medium-grained gabbro; Zoisites: 25 – from gabbrodolerite, 26 – from medium-grained gabbro; clinozoisites: 27–29 – from gabbrodolerite; 30 – from medium-grained gabbro; 31–32 – epidotes from gabbrodolerites; plagioclases: 33–34 – from gabbrodolerite, 35–36 – from medium-grained gabbro; titanites: 37–40 – from gabbrodolerite; 41–42 – from medium-grained gabbro. * – content Fe_2O_3 in mineral. Dash – not determine.

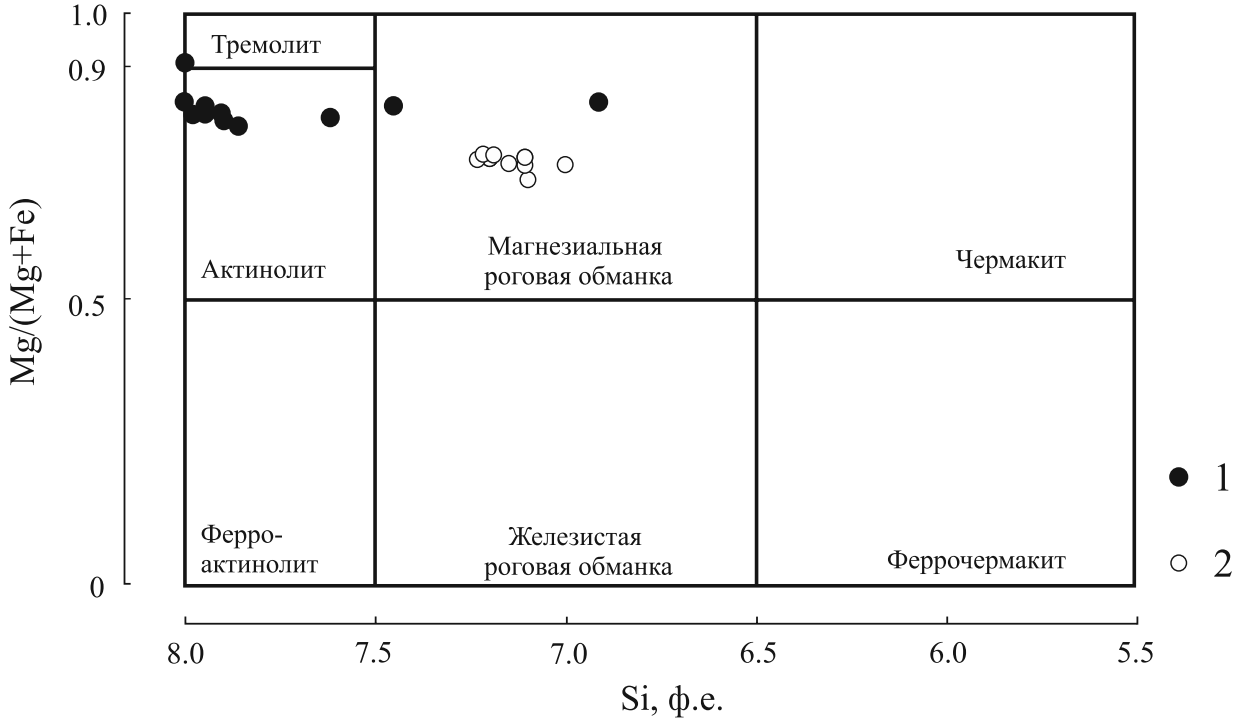

Рис. 5. Положение фигуративных точек амфиболов из габброидов Быстринского массива на классификационной диаграмме (Номенклатура …, 1997).

1 – амфиболы из среднезернистого габбро, обр. 1; 2 – амфиболы из габбродолерита, обр. 3.

Fig. 5. The position of the points of amphiboles from the gabbroids of the Bystrinskyi massif on classification diagram (Nomenclature …, 1997).

1 – amphiboles from the medium grained gabbro, sample 1; 2 – amphiboles from the gabbrodolerite, sample 3.

сутствует в небольшом количестве в составе соссюритового агрегата. Размер лейст хлорита варьирует от 10 до 200 мкм. Характерен плеохроизм в желтовато-зеленоватых тонах. В единичных случаях внутри хлорита наблюдались зерна рутила неправильной формы размером до 50 мкм. По химическому составу весь проанализированный хлорит из среднезернистого габбро относится к железистому клинохлору (FeO до 13.32 мас. %, см. табл. 1). В качестве примесей в нем отмечается небольшое количество Cr_2O_3 (до 0.32 мас. %) и MnO (до 0.34 мас. %).

Цоизит постоянно присутствует в составе соссюрита, а в среднезернистом габбро включения цоизита отмечены также среди хлорит-актинолитовых и хлорит-тремолитовых продуктов замещения первичного темноцветного минерала. Зерна цоизита имеют прямое погасание, окрашены в желтовато-зеленоватый цвет. Химический состав минерала близок к теоретическому. Из примесей в цоизите обеих петрографических разновидностей отмечается небольшое количество Fe_2O_3– 0.65, 0.78 мас. % (см. табл. 1).

Клиноцоизит является преобладающим минералом в составе соссюритового агрегата, иногда образует также достаточно крупные самостоятельные зерна, расположенные в интерстициях между зернами амфибола. В габбродолеритах клиноцоизит образует идиоморфные или вытянутые зерна размером до 700 мкм, в среднезернистом габбро – призматические или удлиненные зерна без кристаллографических ограничений размером до 100 мкм. Все проанализированные зерна клиноцоизита имеют значительную примесь Fe_2O_3 (4.83–7.26 мас. %).

Эпидот был встречен в габбродолерите в виде зерен изометричной или удлиненной формы размером до 500 мкм в составе соссюритового агре-

гата, а также среди агрегата зерен амфибола. Изученный эпидот имеет зеленую окраску и аномальные цвета интерференции. Химический состав минерала характеризуется наличием примеси незначительного количества титана и хрома (см. табл. 1).

Плагиоклаз, присутствующий в составе соссюритового агрегата в сравнительно небольшом количестве, образует полисинтетически сдвойникованные таблички размером 50–60 мкм. В среднезернистом габбро часть зерен, по-видимому представляющая собой реликты первичного плагиоклаза, по химическому составу отвечает битовниту (Ab_{11}, табл. 1, ан. 35). Образование другой части зерен плагиоклаза, по составу соответствующих олигоклазу (Ab_{80}, табл. 1, ан. 36), возможно, было связано с процессом метаморфического преобразования породы. Реликтов первичного плагиоклаза в габбродолеритах не обнаружено, все проанализированные зерна представлены альбитом (Ab_{96}, см. табл. 1, ан. 33 и 34).

Титанит образует индивиды неправильной формы, обычно заключенные внутри зерен темноцветных минералов и продуктов их замещения, реже – в интерстициях между зернами амфибола или среди продуктов разложения плагиоклаза. Размер зерен титанита в среднезернистом габбро не превышает 40 мкм, в габбродолеритах достигает 150 мкм. Химический состав титанита близок к теоретическому, среди примесей наиболее высокими содержаниями характеризуются Al_2O_3 (до 1.49 мас. %) и FeO (до 0.81 мас. %).

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Петро- и геохимические особенности пород Быстринского массива охарактеризованы тремя пробами, результаты анализа которых, приведены в табл. 2. Габброиды изученных проб обладают общими особенностями состава, что наглядно иллюстрируют диаграммы нормированного распределения элементов-примесей (рис. 6 и 7). Спайдер-диаграммы, построенные для пород всех трех проанализированных проб, имеют отчетливо выраженные отрицательные аномалии Nb и Zr и положительные аномалии Sr и Pb (см. рис. 6), а графики распределения РЗЭ характеризуются положительными аномалиями Eu разной интенсивности (см. рис. 7).

При наличии отмеченных общих особенностей состава две выделенные петрографические разновидности обладают не менее отчетливо выраженными различиями. Анализ табл. 2 свидетельствует о том, что преобладающие среди пород Быстринского массива габбродолериты (пробы *3* и *3117*) имеют существенно повышенное, по сравнению со среднезернистым габбро (проба *1*), содержание Fe, Ti, породообразующих (K, Na), и редких (Li, Rb, Cs) щелочей, а также Ba, V, Y, Nb, Zr, Hf и элементов редкоземельной группы при значительно меньшем количестве Ca, Mg и Cr.

Наиболее наглядно результаты сравнения иллюстрирует диаграмма нормированного по хондриту распределения РЗЭ (см. рис. 7). Габбродолериты характеризуются существенно повышенными, по сравнению со среднезернистыми габбро суммарными содержаниями редких земель и пологими графиками их распределения при наличии сравнительно слабовыраженной положительной европиевой аномалии. Общее содержание РЗЭ в них 10–12 г/т, отношение $(La/Yb)_N$ довольно сильно варьирует – 0.87 и 1.40 (в среднем близко к единице), при этом Eu/Eu* имеет достаточно устойчивую величину – 1.16–1.24. Среднезернистое габбро отличается от габбродолеритов низким содержанием суммы редких земель (4 г/т), в составе которых резко преобладают элементы тяжелой части спектра: $(La/Yb)_N = 0.45$, и большей величиной положительной европиевой аномалии: Eu/Eu* = 1.75. Спайдер-диаграммы габброидов изученных проб (см. рис. 6) подтверждают наличие существенных различий в составе выделяемых петрографических разновидностей. График распределения элементов в среднезернистом габбро располагается отчетливо ниже графиков для проб габбродолеритов, что отражает пониженное, по сравнению с последними, содержание большинства литофильных редких элементов в среднезернистой разновидности габбро.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ДАТИРОВАНИЯ ГАББРОДОЛЕРИТА

^{147}Sm-^{143}Nd данные и графическая интерпретация результатов представлены в табл. 3 и на диаграмме (рис. 8) в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$–$^{143}Nd/^{144}Nd$. Размах осцилляции концентраций Sm, Nd в изученном образце габбродолерита *3117*, и выделенных из него минеральных фракций плагиоклаза и амфибола определяется интервалами 0.318–2.73 и 1.31–5.89 г/т соответственно, диапазоны наблюдаемых отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ идентифицируются значениями 0.1465–0.2802, 0.512761–0.513275 (или +2.4÷+12.5 в единицах εNd(0)) соответственно.

Аппроксимация фигуративных точек на графике в указанных выше координатах позволяет вычислить с помощью программы Isoplot/EX (Ludwig, 2008) возраст 587 ± 19 млн лет, соответствующий углу наклона линии регрессии при первичном отношении $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.512200 \pm 0.000028$ (εNd(t) = +6.3) и среднем квадрате взвешенных отклонений (СКВО) 1.04, что соответствует изохронной модели I (McIntyre et al, 1966), подразумевающей, что ^{147}Sm-^{143}Nd система была “замкнутой” на протяжении своей геологической истории.

Таблица 2. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в габброидах Быстринского массива

Table 2. Content of petrogenic oxides (wt %) and rare elements (ppm) in the gabbroids of the Bystrinskii massif

Компонент	1	3	3117
SiO_2	48.00	47.22	49.56
TiO_2	0.18	0.55	0.38
Al_2O_3	15.63	16.69	13.96
Fe_2O_3	4.07	8.16	4.22
FeO	2.40	2.40	4.20
MnO	0.11	0.13	0.18
MgO	11.27	8.56	11.17
CaO	14.10	10.39	11.00
Na_2O	1.47	2.75	2.08
K_2O	0.05	0.49	0.43
P_2O_5	0.03	0.02	0.02
П.п.п.	2.60	2.50	2.80
Сумма	99.91	99.86	100.00
Li	2.99	3.16	Не опр.
Rb	0.27	3.00	7.42
Cs	0.01	0.07	Не опр.
Be	Не обн.	Не обн.	–’’–
Sr	190	158	234
Ba	4.03	37.16	40.95
Sc	15	16	Не опр.
V	73	219	–’’–
Cr	188	21	–’’–
Co	16	16	–’’–
Ni	56	47	–’’–
Y	2.34	5.74	11.55
Nb	0.09	0.32	0.38
Ta	0.04	0.04	0.02
Zr	2.13	9.18	17.04
Hf	0.12	0.45	0.21
Pb	2.22	1.06	0.59
U	0.03	0.07	0.04
Th	0.06	0.12	0.09
La	0.24	1.06	1.13
Ce	0.68	2.81	2.81
Pr	0.12	0.46	0.39
Nd	0.66	2.32	1.81
Sm	0.27	0.78	0.67
Eu	0.19	0.34	0.30
Gd	0.42	1.07	0.84
Tb	0.08	0.19	0.14
Dy	0.55	1.31	0.96
Ho	0.12	0.28	0.22
Er	0.38	0.88	0.60
Tm	0.06	0.13	0.09
Yb	0.38	0.87	0.58
Lu	0.06	0.13	0.08

Примечание. *1* – среднезернистое габбро; *3*, *3117* – габбродолериты.

Note. *1* – medium-grained gabbro; *3*, *3117* – gabbrodolerite.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Как уже было сказано выше, тесная пространственная связь описываемых габброидов с типичными для офиолитов Урала петрографическими разновидностями: дунитами и гарцбургитами – не оставляет сомнений в их принадлежности к офиолитовой ассоциации. С этим выводом согласуется и данные о неопротерозойском (вендском) изотопном возрасте 587 млн лет, полученные по габбродолериту. Среди образований основного и ультраосновного состава на востоке Урала такие возрасты свойственны только породам офиолитовых комплексов (Попов и др., 2008; Смирнов и др., 2009; Петров и др., 2010; Петров, 2019; и др.). При этом как по структуре, так и по составу преобладающие в Быстринском массиве габбродолериты резко отличаются от габбро, наиболее типичных для офиолитовых комплексов.

Для объяснения особенностей, наблюдаемых в породах Быстринского массива, было проведено их сопоставление с разными типами габброидов из других офиолитовых массивов Восточной зоны Среднего Урала. В процессе сравнения были использованы анализы габброидов, соответствующие разным уровням офиолитового разреза, из коллекции авторов: амфиболовых габбро, присутствующих в виде скринов среди комплекса параллельных даек Рефтинского массива; габбро из блоков расслоенной части офиолитового разреза в Рефтинском и Ключевском массивах и габбро, слагающих небольшие тела и жилы среди мантийных ультрамафитов в Алапаевском и Баженовском массивах.

При сопоставлении сравниваемых образований в первую очередь обращает на себя внимание то, что по петрографическим особенностям (минеральному составу и структуре) изученные габбродолериты полностью аналогичны роговообманковым габбро и габбродолеритам, слагающим скрины в комплексе параллельных долеритовых даек. Для тех и других характерны габбро-офитовые структуры и присутствие роговой обманки в качестве единственного первичного темноцветного минерала. Этим они отличаются от габбро, преобладающего в составе офиолитовых комплексов, присутствующих в составе расслоенной части офиолитового разреза и в виде тел среди мантийных ультрамафитов. В составе этих габбро первичный амфибол, как правило, отсутствует, а темноцветный минерал представлен клинопироксеном, иногда с небольшой примесью оливина. К таким габбро близка вторая петрографическая разновидность, встреченная в Быстринском массиве, – среднезернистое габбро, для которого, как было показано выше, есть все основания предполагать наличие первичного пироксена, в настоящее время полностью замещенного амфиболом актинолит-тремолитового ряда.

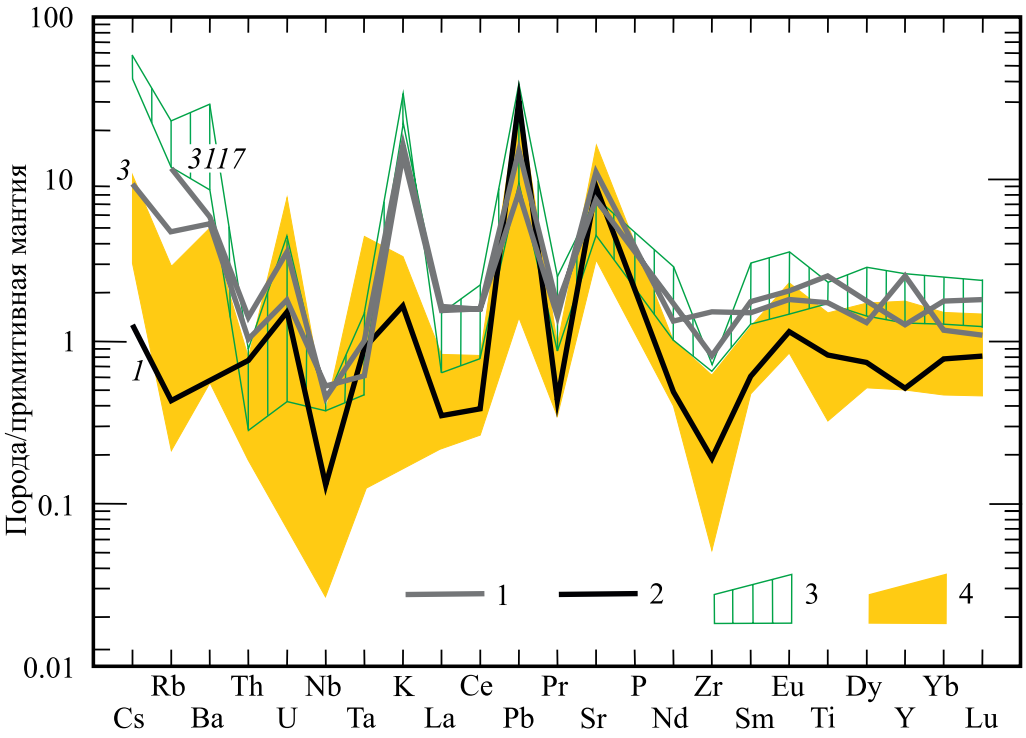

Рис. 6. Нормированное по примитивной мантии (Sun, McDonogh, 1989) распределение рассеянных элементов в породах Быстринского массива в сравнении с разными типами габброидов из офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала.

1 – габбродолериты Быстринского массива (пробы *3* и *3117*), 2 – среднезернистое габбро Быстринского массива (проба *1*), 3 – поле составов однородных габбро из скринов в комплексе параллельных долеритовых даек Рефтинского массива, 4 – поле составов преобладающего типа габбро, присутствующих в составе расслоенной части офиолитового разреза и в виде даек и тел среди мантийных ультрамафитов.

Fig. 6. Normalized to primitive mantle distribution of the trace elements in the rocks of the Bystrinskii massif in comparison to different types of the gabbroids from the ophiolite association of Estern zone of Middle Urals.

1 – gabbrodolerites of the Bystrinskii massif (samples *3* and *3117*), 2 – medium grained gabbro (sample *1*), 3 – the fild of the composition of isotropic gabbros from the screens in the sheeted dike complex of Reftinskyi massif, 4 – the fild of the composition of predominant type gabbro located in stratiform part of ophiolite section and as dykes and bodies among mantle ultramafites.

Анализ геохимических особенностей полностью подтверждает этот вывод: габбродолериты Быстринского массива по особенностям состава очень близки амфиболовым габбро и габбродолеритам из скринов комплекса параллельных долеритовых даек, в то время как среднезернистые габбро полностью аналогичны габбро из расслоенной части офиолитового разреза и тел, залегающих среди мантийных ультрамафитов. Это наглядно иллюстрирует рис. 7, на котором графики распределения РЗЭ в изученных габбродолеритах практически точно совпадают с полем амфиболовых габбро из скринов в комплексе параллельных долеритовых даек Рефтинского массива. При этом график распределения редких земель в среднезернистом габбро располагается значительно ниже, в пределах поля составов типичных для офиолитовых комплексов габбро, присутствующих в расслоенной части офиолитового разреза и в виде тел среди мантийных ультрамафитов. Аналогичным образом спайдер-диаграммы габбродолеритов совпадают с полем амфиболовых габбро из скринов, а спайдер-диаграммы среднезернистых габбро располагаются в поле офиолитовых габбро преобладающего типа (см. рис. 6).

Приведенные данные однозначно указывают на тождественность габбродолеритов, преобладающих в составе Быстринского массива, амфиболовым габбро и габбродолеритам, присутствующим в виде скринов в комплексе долеритовых даек Рефтинского массива, т.е. фрагментам однородных габбро, которые слагают верхнюю часть габбрового комплекса офиолитов, подстилающую в ненарушенных офиолитовых разрезах комплексы параллельных долеритовых даек (Boudier, Nicolas, 1985; и др.). Это позволяет заключить, что Быстринский массив представляет собой достаточно крупный фрагмент однородных габбро, ранее известных на

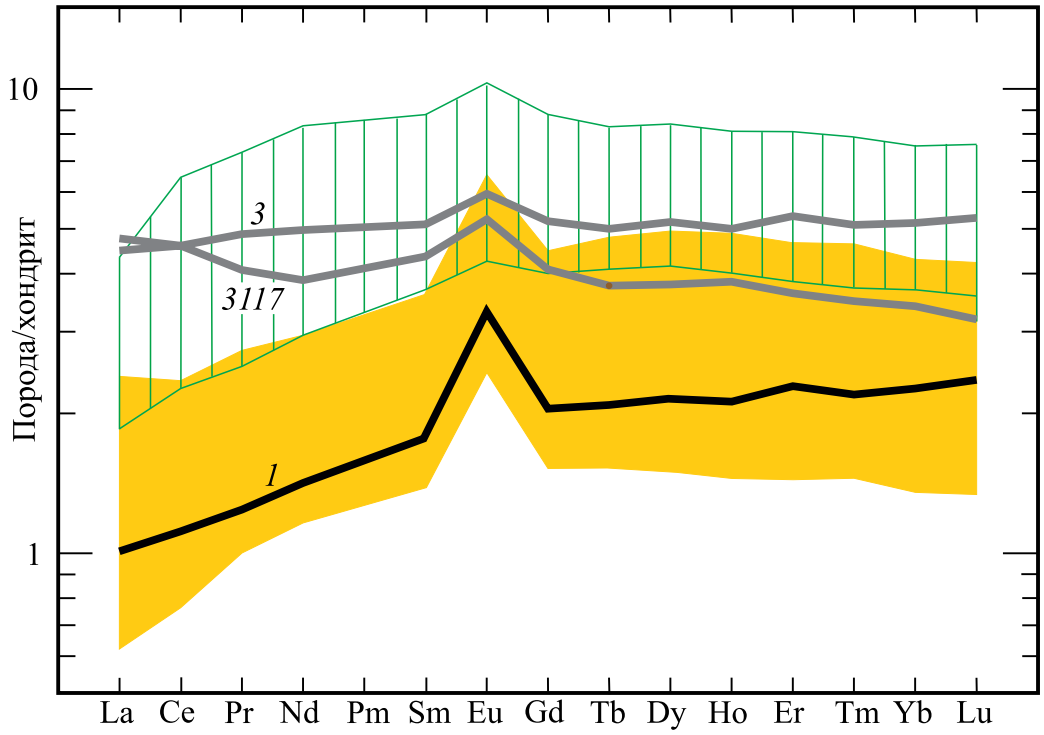

Рис. 7. Нормированное по хондриту (Sun, McDonogh, 1989) распределение редкоземельных элементов в габброидах Быстринского массива в сравнении с разными типами габбро из офиолитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала.

Условные обозначения – рис. 6.

Fig. 7. Chondrite-normalized (Sun, McDonogh, 1989) distribution of rare-earth elements in gabbroids of the Bystrinskii massif in comparison to different types of the gabbroids from ophiolite association of Estern zone of Middle Urals.

Symbols see Fig. 6.

Таблица 3. ^{147}Sm-^{143}Nd ID-TIMS данные для образца габбродолерита *3117*

Table 3. Sm-Nd data for sample of gabbrodolerite *3117*

Образец	Sm, г/т	Nd, г/т	^{147}Sm/^{144}Nd	±2σ	^{143}Nd/^{144}Nd	±2σ
3117 *Pl*	0.318	1.31	0.1465	0.0007	0.512761	0.000012
3117 *Wr*	1.08	2.93	0.2221	0.0011	0.513059	0.000011
3117 *Amph*	2.73	5.89	0.2802	0.0014	0.513275	0.000010

Примечание. *Pl* – плагиоклаз, *Wr* – порода в целом, *Amph* – амфибол.

Note. *Pl* – plagioclase, *Wr* – whole rock, *Amph* – amphibole.

Урале только в виде маломощных тел – скринов – в комплексах параллельных долеритовых даек. Наряду с габбродолеритами в составе Быстринского массива присутствуют габбро, по составу и структуре аналогичные наиболее широко распространенной в офиолитах разновидности габброидов, которая слагает расслоенную часть офиолитового разреза, а также тела и жилы среди мантийных ультрамафитов.

Оценка глубин формирования пород, рассчитанная по составу роговых обманок, подтверждает принципиальные различия в условиях формирования двух выделенных петрографических разновидностей. Величина давления для магнезиальной роговой обманки из габбродолерита составляет, по геобарометру Д.М. Хаммастром и Е-А. Зена (Hammarstrom, Zen, 1986), (0.31–1.86) ± 0.5 кбар, а по геобарометру М. Шмидта (Schmidt, 1992) –

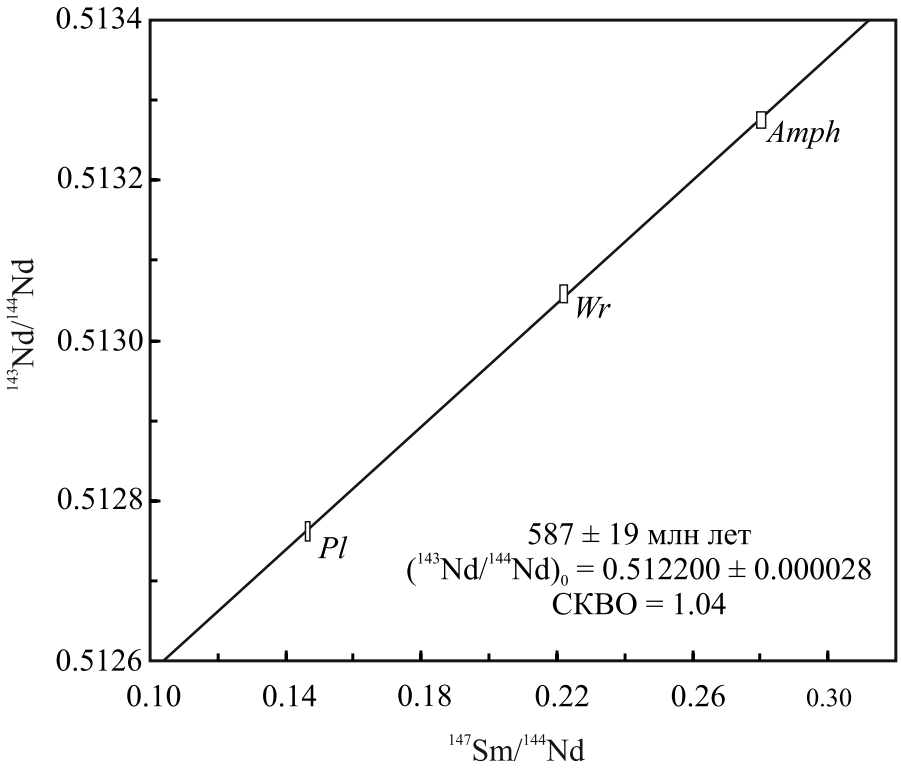

Рис. 8. ^{147}Sm-^{144}Nd эволюционная диаграмма для образца габбродолерита *3117*.

Pl – плагиоклаз, *Wr* – порода в целом, *Amph* – амфибол.

Fig. 8. ^{147}Sm-^{144}Nd evolutionary diagram for the sample of gabbrodolerite *3117*.

Pl – plagioclase, *Wr* – whole rock, *Amph* – amphibole.

(0.77–2.07) ± 0.5 кбар, т.е. глубина его формирования, по-видимому, не превышает 2–3 км. При этом давление, рассчитанное для магнезиальной роговой обманки из среднезернистого габбро по этим же геобарометрам, составляет 3.2 ± 0.5 и 3.55 ± 0.5 кбар, что соответствует глубинам 10.7–11.8 км. Эти данные полностью согласуются с выводами, основанными на анализе петрографических и геохимических особенностей пород. Глубина формирования габбродолеритов близка уровню залегания однородных габбро в хорошо изученных разрезах офиолитов, а глубина образования среднезернистых габбро соответствует габброидным телам, залегающим среди ультрамафитов мантийной части офиолитовых разрезов (Boudier, Nicolas, 1985; и др.).

ВЫВОДЫ

Анализ данных показывает, что габброиды, слагающие Быстринский массив, неоднородны по составу, структурно-текстурным особенностям и условиям образования.

Судя по полученным данным, преобладающим типом пород в этом массиве являются роговообманковые габбродолериты, по петрографическим, геохимическим особенностям и глубине формирования (не более 2–3 км) соответствующие однородным габбро верхней части габбрового комплекса офиолитов. По-видимому, это наиболее крупный из описанных к настоящему времени на Урале фрагментов габбро этого типа. Ранее аналогичные породы наблюдались только в виде скринов в комплексах параллельных долеритовых даек.

Другая петрографическая разновидность, входящая в состав Быстринского массива, относится к наиболее широко распространенному в офиолитовых ассоциациях типу габбро, химический состав которого характеризуется низким содержанием щелочей, редких и редкоземельных элементов при высоком содержании кальция, магния и хрома. Согласно результатам геобарометрии, формирование этой разновидности габбро происходило на глубинах 10–12 км, т.е. в условиях мантии.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что в пределах Быстринского массива тектонически совмещены фрагменты пород двух уровней офиолитового разреза: относительно малоглубинные однородные габбро верхней части габбрового комплекса офиолитовой ассоциации и глубинные габбро мантийной части офиолитового разреза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. (2011) СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 492 с.

Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н., Стефановский В.В. Кошевой Ю.Н, Козьмин С.В., Мартынов С.Э., Фадеичева И.Ф., Ронкин Ю.Л., Лукин В.Г. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Средне-Уральская. Лист О-41-XXVI (Асбест). Объяснительная записка. СПб. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 284 с.

Коротеев В.А., Дианова В.А., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 130 с.

Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА). (1997) *Записки ВМО* (6), 82-102.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. (2010) Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала. *Докл. АН,* **432** (2), 220-226.

Петров Г.А. Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: РУСАЙНС, 2019. 276 с.

Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. (2008) Доордовикский Sm-Nd-изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные. *Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов.* Материалы Междунар. науч. конф. III чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 100-103.

Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера,* (2), 45-56.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Симонов В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. (2009) О возрасте и генезисе платиноидсодержащего хромитового оруденения расслоенной части Ключевского массива (восточный склон Среднего Урала). *Петрогенезис и рудообразование.* XIV чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 291-293.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В. (2019) $^{40}Ar/^{39}Ar$-возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала). *Литосфера*, **19**(2), 242-249.

Boudier F., Nicolas A. (1985) Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 84-92.

Hammarstrom J.M., Zen E-An (1986) Aluminium in hornblend: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.* **76**, 1297-1313.

Ludwig K.R. (2008) User's Manual for ISOPLOT/Ex, a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Vers. 3.6. *Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ.,* (4), 77 p.

McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. (1966) The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5459-5468.

Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonolites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-horblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.,* 110, 304-310.

Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry) Magmatism in the Ocean Basins. *Geol. Soc. Spec. Publ. London* **42**, 313-345.

REFERENCES

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Ural'skaya. List O-41 – Ekaterinburg. Ob''yasnitel'naya zapiska [The state geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Series Uralic. List O-41 – Ekaterinburg. Explanatory note]. (2011) St.Peterburg, VSEGEI Cartograhic Factory, 492 p. (In Russian)

Hammarstrom J.M., Zen E-An (1986) Aluminium in hornblend: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **76**, 1297-1313.

Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Stefanovskii V.V. Koshe-voi Yu.N., Koz'min S.V., Martynov S.A., Fadeicheva I.F., Ronkin Yu.L., Lukin V.G. (2017) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 200 000 (izdanie vtoroe). Serya Ural'skaya. List O-41-XXVI (Asbest). Ob''yasnitel'naya zapiska* [The state geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000 (second edition). List O-41-XXVI (Asbest). Explanatory note] St.Peterburg VSEGEI Cartograhic Factory, 284 p. (In Russian)

Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) Srednepaleozoiskii vulkanizm Vostochnoi zony Urala [Middle Paleozoic volcanism of the Eastern zone of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 130 p. (In Russian)

Ludwig K.R. (2008) User's Manual for ISOPLOT/Ex, a Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Vers. 3.6. *Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ.,* (4), 77 p.

McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. (1966) The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5459-5468.

Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, Commission on new minerals and mineral names. (1997) *Zapiski RMO,* (6), 82-102. (In Russian)

Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Lepikhina O.P. (2010) Vendian and Silurian ophiolite-formation stages on the eastern slope of the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.* **432**(1), 570-576.

Petrov G.A. (2019) *Dokembryiskie kompleksy fundamenta paleozoiskoi ostrovoduzhnoi sistemy na Srednem Urale* [Precambrian complexes of Paleozoic island arc system in the Middle Urals]. Moscow, RUSAINS Publ., 276 p. (In Russian)

Popov V.S., Kremenetskii A.A., Belyatskii B.V. (2008) Preordovian Sm-Nd-isotopic age of ultramafic rocks in ophiolitic belts of the Urals: specified date. "*Strukturno-veshchestvennye kompleksy i problemy geodinamiki dokembriya fanerozoiskikh orogenov".* Materialy Mezhdunar. konferentsii. III chtenia pamyati S.N. Ivanova

["Struktur-material complexes and problems of Precambrian geodynamics in Phanerozoic orogens". Materials of the Intern. Sci. Conf. III S.N. Ivanov reading]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 100-103. (In Russian)

Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonolites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-horblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.

Smirnov V.N., Fershtater G.B., Ivanov K.S. (2003) Sheme of tectonomagmatic zoning of the Middle Urals. *Litosfera*, (2), 45-56. (In Russian)

Smirnov V.N., Ivanov K.S., Simonov V.A., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P. (2009) About age and genesis of platinoid-bearing chromite mineralization in layered part of Kluchevskoi massif (Eastern slope of the Middle Urals). *Petrogenezis i rudoobrazovanie.* XIV chtenya pamyati A.N. Zavaritskogo [Petrogenesis and ore formation. XIV A.N. Zavaritskyi reading]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 291-293. (In Russian)

Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V. (2019) $^{40}Ar/^{39}Ar$-age of deformations in Bazgenovo suture zone (Eastern boundary of the Middle Urals). *Litosfera*, **19**(2), 242-249. (In Russian)

Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). Magmatism in the Ocean Basins. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **42**, 313-345.