

УДК 550.93:552.392.2(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-3-367-385

Габброиды Баженовского габбро-гипербазитового массива (Средний Урал): вещественный состав и возраст

Ю. В. Ерохин¹, К. С. Иванов¹, В. Н. Смирнов¹, А. В. Захаров¹, А. Е. Чугаев²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: erokhin-yu@yandex.ru, ivanovks55@yandex.ru, smirnov@igg.uran.ru, zakharov-zav@yandex.ru

²ООО “Уральская геолого-разведочная экспедиция”, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55, e-mail: chugaev@ugse.ru

Поступила в редакцию 21.10.2022 г., принята к печати 27.03.2023 г.

Объект исследования. Сосюрит-амфиболовые породы (метагабброиды) Баженовского габбро-гипербазитового массива (восточный сектор Среднего Урала). **Материалы и методы.** Вещественный состав метагабброидов и их минералогия изучались в аналитических лабораториях ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), УГГУ (г. Екатеринбург), ИМин УрО РАН (г. Миасс), ИГЕМ РАН (г. Москва) и МГУ (г. Москва). Изотопные анализы циркона выполнены на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). **Результаты.** Метагабброиды сложены следующими минералами: клиноцоизит (цоизит, эпидот), магнезиальная роговая обманка (паргасит, тремолит), альбит, клинохлор и доломит. По данным петро- и геохимии, сосюрит-амфиболовые породы образовались по габбро-норитам и оливиновым габбро-норитам и принадлежат к альпинотипной формации габбро-гипербазитовых комплексов. U-Pb датирование показало древний возраст цирконов из метагабброидов, основная часть анализов группируется ниже линии конкордии, образуя дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1992 млн лет. Две точки на диаграмме, расположенные ниже линии конкордии, но не попадающие на продолжение линии дискордии, по-видимому, отражают влияние промежуточных этапов метаморфизма, и две точки с конкордантными возрастными 256 и 251 млн лет фиксируют время последнего тектоно-термального эпизода. **Выводы.** Формирование сосюрит-амфиболовых пород проходило в условиях зеленосланцевой фации, а на локальных участках массива метаморфизм дошел до цеолитовой фации с признаками гидротермальной переработки. Первичные габброиды Баженовского массива формировались, по всей видимости, в условиях надсубдукционного бассейна. Полученный U-Pb методом возраст цирконов – около 2 млрд лет – свидетельствует о том, что кристаллизация изученных цирконов происходила в породах мантии. Однозначно объяснить присутствие зерен этих цирконов в метагабброидах Баженовского массива пока не представляется возможным, предложено несколько вариантов. Цирконы наиболее молодого возраста – 256 и 251 млн лет – образовались, вероятнее всего, в результате метаморфических преобразований под термальным воздействием от рядом расположенного Адуйского гранит-лейкогранитного комплекса.

Ключевые слова: минералогия, геохронология, сосюрит-амфиболовые породы, Баженовский габбро-гипербазитовый массив, Средний Урал

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>

Gabbroids of the Bazhenov gabbro-hyperbasite massif (Middle Urals): Material composition and age

Yuriy V. Erokhin¹, Kirill S. Ivanov¹, Vladimir N. Smirnov¹, Anatoliy V. Zakharov¹, Andrey E. Chugaev²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: erokhin-yu@yandex.ru, ivanovks55@yandex.ru, smirnov@igg.uran.ru, zakharov-zav@yandex.ru

²Ural geological survey expedition, 55 Vayner st., Ekaterinburg 620014, e-mail: chugaev@ugse.ru

Received 21.10.2022, accepted 27.03.2023

Для цитирования: Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Захаров А.В., Чугаев А.Е. (2023) Габброиды Баженовского габбро-гипербазитового массива (Средний Урал): вещественный состав и возраст. *Литосфера*, **23**(3), 367–385. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-367-385>

For citation: Erokhin Yu.V., Ivanov K.S., Smirnov V.N., Zakharov A.V., Chugaev A.E. (2023) Gabbroids of the Bazhenov gabbro-hyperbasite massif (Middle Urals): Material composition and age. *Lithosphere (Russia)*, **23**(3), 367–385. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-367-385>

© Ю.В. Ерохин, К.С. Иванов, В.Н. Смирнов, А.В. Захаров, А.Е. Чугаев, 2023

Research subject. Saussurite-amphibole rocks (metagabbroids) of the Bazhenov gabbro-hyperbasite massif (eastern sector of the Middle Urals). **Materials and methods.** The material composition of metagabbroids and their mineralogy were studied in the analytical laboratories of the Institute of Geological Geology, Ural Branch, Russian Academy of Sciences (Ekaterinburg), Urals State Mining University (Ekaterinburg), Institute of Mineralogy, Ural Branch, Russian Academy of Sciences (Miass), Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (Moscow), and Moscow State University (Moscow). Isotope analyzes of zircon were performed on a SHRIMP-II ion microanalyzer at the Center for Isotope Research of VSEGEI (St.Petersburg). **Results.** The metagabbroids under study feature the following mineral composition: clinozoisite (zoisite, epidote), magnesian hornblende (pargasite, tremolite), albite, clinocllore, and dolomite. According to petro-geochemistry data, saussurite-amphibole rocks were formed after gabbro-norites and olivine gabbro-norites, belonging to the alpine-type formation of gabbro-hyperbasite complexes. U-Pb dating showed the ancient age of zircons from metagabbroids, most of the analyzes are grouped below the concordia line, forming a discordia line, the upper intersection of which with the concordia corresponds to the age of 1992 Ma. Two points on the diagram located below the concordia line, although not falling on the continuation of the discordia line, apparently reflect the influence of intermediate stages of metamorphism, and two points with concordant ages of 256 and 251 Ma record the time of the last tectono-thermal episode. **Conclusions.** The formation of saussurite-amphibole rocks took place under the conditions of greenschist facies. In local areas of the massif, metamorphism reached the zeolite facies with signs of hydrothermal reworking. The primary gabbroids of the Bazhenov massif were most likely formed under the conditions of a suprasubduction basin. The age of zircons of about 2 Ga obtained by the U-Pb method indicates that the crystallization of the studied zircons occurred in the mantle rocks. It is not yet possible to unambiguously explain the presence of grains of these zircons in the metagabbroids of the Bazhenov massif; several possible explanations have been proposed. Zircons with the youngest age (256 and 251 Ma) were most likely formed as a result of metamorphic transformations under thermal influence from the nearby Aduy granite-leucogranite complex.

Keywords: mineralogy, geochronology, saussurite-amphibole rocks, Bazhenov gabbro-hyperbasite massif, Middle Urals

Funding information

The research was supported by the grant of the Russian Science Foundation No. 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших задач изучения офиолитовых комплексов Урала заключается в определении их возраста и истории формирования. Это достаточно сложная задача (даже если оставить в стороне многочисленные методические трудности), поскольку чаще всего массивы офиолитовой ассоциации слагают в новообразованной континентальной коре тектонически дезинтегрированные и пространственно разобщенные пластины. При этом одним из перспективных методов, интенсивно развиваемых и используемых в настоящее время, является изотопный метод U-Pb датирования по акцессорным зернам циркона, который иногда позволяет получать возрастные датировки для каждого отдельного фрагмента офиолитового комплекса (Smirnov et al., 2022; и др.). С использованием этого метода в последнее время получены новые данные о возрасте офиолитовых комплексов Уральского подвижного пояса (Савельева и др., 2007; Петров и др., 2010; Ремизов и др., 2010; Смирнов, Иванов, 2010; Иванов и др., 2012; Рязанцев и др., 2012;

Смирнов и др., 2016; Краснобаев и др., 2016; Ферштатер и др., 2017; и мн. др.).

В силу плохой обнаженности габброидов Баженовского массива и пристального внимания исследователей преимущественно к хризотил-асбестовой минерализации серпентинитов породы основного состава здесь оставались слабо изученными. Из большого числа ученых, работавших на Баженовском месторождении (Золотов и др., 1985; см. также ссылки в этой работе), внимание габброидам уделили лишь П.М. Татаринов (1928, 1940) и Л.А. Соколова (1960). Последний автор, к сожалению, практически лишь дословно повторила данные П.М. Татаринова, давшего общую минералого-петрографическую характеристику габброидов, без указания на их сильные метаморфические изменения.

Сравнительно недавно габброиды Баженовского массива изучались одним из авторов настоящей статьи (Ерохин, 1998), и было установлено, что мафиты претерпели значительные метаморфические преобразования и сложены сосюрит-амфиболовыми породами. Никаких геохронологических исследований для габброидов Баженовского массива

не проводилось, как, впрочем, и для гипербазитов, за исключением не совсем удачной попытки выполнить Sm-Nd датирование баженовского габбро (по плагиоклазу, темноцветам и валу), полученные результаты показали сильную нарушенность изотопной системы – 338 ± 67 млн лет (Казаков и др., 2017).

ПРОБООТБОР И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы габброидов для минералого-геохимические исследования отобраны в западном борту (в пределах всех пяти уступов от верха выработки) Центрального карьера Баженовского месторождения хризотил-асбеста, а также вблизи перемычки Центрального и Северного карьеров, где существовали технологические врезки среди массива основных пород. Пробы на возраст отбирались из керна разведочных скважин, которые бурились в западном борту Центрального карьера. Всего отобрано около 60 кг образцов керна, в которых однородные габброиды не содержали каких-либо минеральных прожилок.

Выделение циркона проводилось по стандартной методике, включающей в себя дробление пробы до фракции -0.315 мм, ее отмывание до серого шлиха с последующим выделением тяжелой фракции в жидкости Клеричи, а также дальнейшим отбором кристаллов вручную. Изотопные анализы циркона на количественное содержание урана, тория и свинца выполнены на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитик Н.В. Родионов). Обработка полученных результатов и расчет U-Pb возрастов проводилась с использованием программы ISOPLOT/EX ver.3.66 (Ludwig, 2008).

Химический состав минералов проанализирован в шашках и полированных шлифах на электронно-зондовых микроанализаторах CAMECA SX 100, JXA-5 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики В.В. Хиллер и В.Г. Гмыра), CAMECA SX 50 (МГУ, г. Москва, аналитик И.В. Пеков) и JEOL-733 Superprobe (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитик Е.В. Чурин). Для калибровки анализов использовались сертифицированные стандарты эталонных минералов. Кристаллохимические пересчеты на формулы минералов проводились двумя способами – катионным методом (для цеолитов) и по кислороду (для всех остальных минералов).

Изображение минералов получено с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV фирмы Jeol с ЭДС-приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments и электронно-зондового микроанализатора CAMECA SX 100 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики Л.В. Леонова, В.В. Хиллер).

Химический состав пород и отдельных минералов получен силикатным анализом (“мокрой” химией) в химической лаборатории Уральского госу-

дарственного горного университета, г. Екатеринбург (аналитик Н.П. Пенкина).

Микроэлементный состав габброидов изучен методом ICP-MS в ИГЕМ РАН, г. Москва (аналитик С.А. Горбачева), и в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург (аналитической группой Ю.Л. Ронкина).

Рентгенометрическое изучение минералов проведено на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2.0 в УГГУ, г. Екатеринбург (аналитик Н.Г. Сапожников). Условия съемки: медное излучение, $V = 40$ кВ, $I = 30$ мА, размер шага – 0.02° .

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Баженовский габбро-гипербазитовый массив находится в 60 км к северо-востоку от г. Екатеринбурга на восточном склоне Среднего Урала. Он содержит одноименное крупнейшее месторождение хризотил-асбеста, которое приурочено к гипербазитовой части массива и отрабатывается открытым способом в виде трех гигантских карьеров. Самый крупный, Центральный, карьер достигает 3.7 км в длину и 1.5 км в ширину при глубине до 400 м. Геологическое строение и вещественный состав гипербазитовой части Баженовского массива достаточно хорошо изучены (Золотов и др., 1985, Ерохин, 2017; и др.).

На современном эрозионном срезе Баженовский массив представляет собой полосу шириной 3.5–4 км, вытянутую в северо-северо-восточном направлении на 28 км. Он входит в состав Асбестовско-Алапаевского габбро-периidotитового пояса, протяженность которого составляет 200 км, и относится к Алапаевскому офиолитовому комплексу (Казаков и др., 2017). В составе Баженовского массива выделяются габбро-нориты и гипербазиты, предположительно, вендского возраста, полученного по данным датирования Алапаевского массива (Петров и др., 2010, 2011). Габброиды слагают узкое тело мощностью до 5 км и вытянутое вдоль западного контакта гипербазитов. Последние в основном представлены в разной степени серпентинизированными гарцбургитами при резко подчиненной роли дунитов, клинопироксенитов, оливковых вебстеритов, лерцолитов и верлитов. При этом пироксениты и верлиты слагают значительные объемы в северной части массива (рис. 1). С востока и юга офиолитовая пластина ограничивается Рефтинским габбро-плагиогранитным и Каменским гранитным массивами более молодого возраста (Золотов и др., 1985, Смирнов и др., 2014, Ерохин, 2017; и др.).

Жильные тела основного и кислого состава пронизывают тело гипербазитов, как правило трассируя разноориентированные разломы протяженностью до 12–15 км. Этими разломами гипербазитовая пластина разделена на ряд блоков. В центральных своих частях блоки сложены относительно

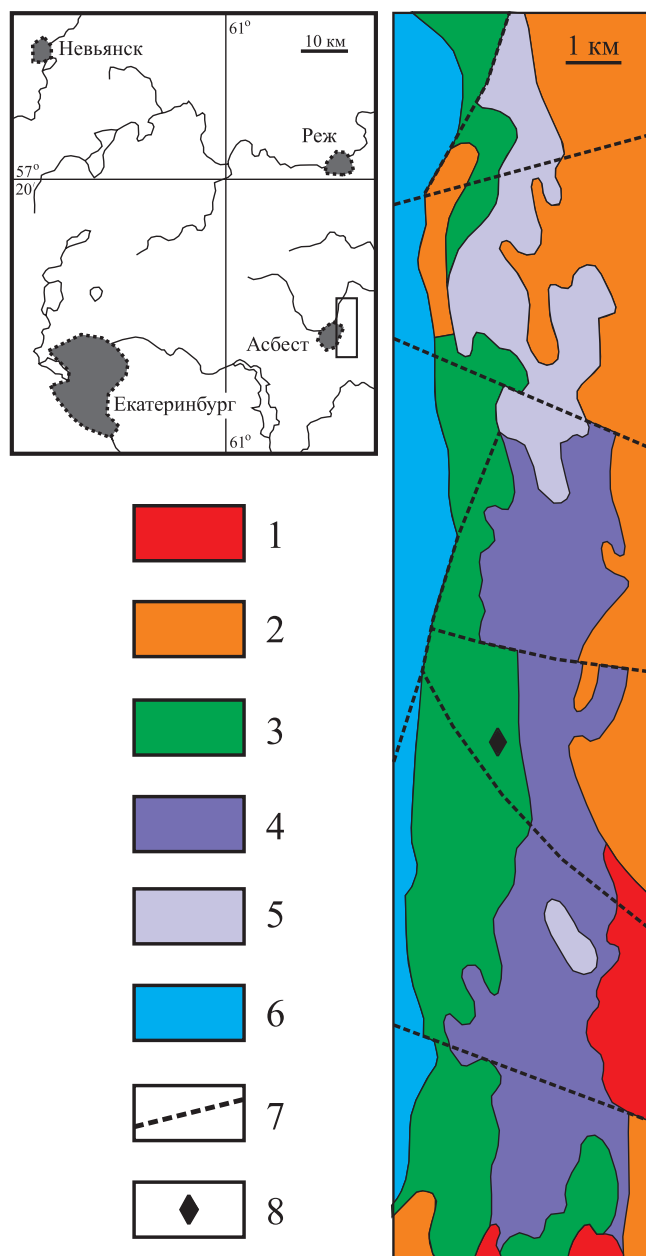


Рис. 1. Расположение и геологическая карта Баженовского массива, по (Золоев и др., 1985) с упрощениями и дополнениями.

1 – гранитоиды Каменского комплекса (C_{1-2}); 2 – габбро-диориты и плагиограниты Рефтинского комплекса (S_2-D_1); 3 – габбро-нориты (S_1); 4 – гарцбургиты (O_{2-3}); 5 – клинопироксениты, вебстериты и верлиты; 6 – базальты (O_3-S_1); 7 – разрывные нарушения; 8 – место отбора габброидов на возраст.

Fig. 1. Location and geological map of the Bazhenov massif, after (Zoloev et al., 1985) with simplifications and additions.

1 – granitoides of the Kamensky complex (C_{1-2}); 2 – gabbrodiorites and plagiogranites of the Reftinsky complex (S_2-D_1); 3 – gabbro-norites (S_1); 4 – harzburgites (O_{2-3}); 5 – clinopyroxenites, websterites and wehrlites; 6 – basalts (O_3-S_1); 7 – faults; 8 – place of selection of gabbroids for age.

свежими гарцбургитами (содержание серпентина в пределах 30–70 об. %). По периферии, ближе к зонам разломов, они замещены серпентинитами и тальк-хлоритовыми породами, а в осевых частях разломов – тальк-карбонатными породами. Дайки, трассирующие разломы, представлены габброидами, диоритами и плагиогранитами мощностью обычно не более 1–2 м. Возраст даек плагиогранита, секущих гипербазитовое тело, определен как раннесилурийский (Ерохин и др., 2018). Дайки габброидов и отчасти диоритов местами превращены в родингиты гранат-пироксенового состава.

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАГАББРОИДОВ БАЖЕНОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Габброиды представлены среднезернистыми мезократовыми разностями, лейкократовые и меланократовые практически не встречаются. Полосчатости в них, как правило, нет. Они метаморфизованы до соссюрит-амфиболовых пород. Среди них наблюдаются лишь реликтовые участки габбро-норитов (обнаружены вблизи контакта с ультрабазитами в южной части Центрального карьера). Габбро-нориты сложены лабрадором, авгитом, гиперстеном, паргасит-эденитовой роговой обманкой, титаномагнетитом, апатитом и шпинелью (Минералогия..., 1996). Соссюрит-амфиболовые породы имеют следующий минеральный состав: клиноцоизит (цоизит, эпидот), магнезиальная роговая обманка (паргасит, тремолит), альбит, клинохлор и доломит; при этом реликты первичных минералов практически не сохраняются.

Ниже минералогия рассмотрена более детально.

Плагиоклазы. При метаморфизме первичный плагиоклаз замещается соссюритовым агрегатом. В этих скоплениях всегда наблюдаются мелкие зерна вторичного плагиоклаза (рис. 2а) размером доли мм. По составу он относится как к олигоклазу (табл. 1, ан. 1), так и к альбиту (см. табл. 1, ан. 2), постоянно содержит примесь кальция (от 0.9 до 2 мас. %) и калия (в пределах 0.1–0.3 мас. %). Иногда альбит выполняет микрополости в породе, цементируя кристаллы цоизита. Кроме того, среди метагabbроидов наблюдаются альбит-олигоклазовые жилы розового цвета мощностью до 1–2 см.

Паргасит в соссюрит-амфиболовых породах составляет центральную часть амфиболовых псевдоморфоз по пироксену, по всей видимости, сохранился как реликтовый минерал. Он характеризуется повышенным содержанием натрия (Na_2O до 1.80 мас. %), хрома (Cr_2O_3 до 0.72 мас. %) и низкой железистостью ($f = 14\%$), по количеству формульных единиц кремнезема и преобладанию глинозема над окисным железом (см. табл. 1, ан. 3) попадает в поле паргасита (Leake et al., 1997).

Магнезиальная роговая обманка является наиболее распространенным амфиболом среди сос-

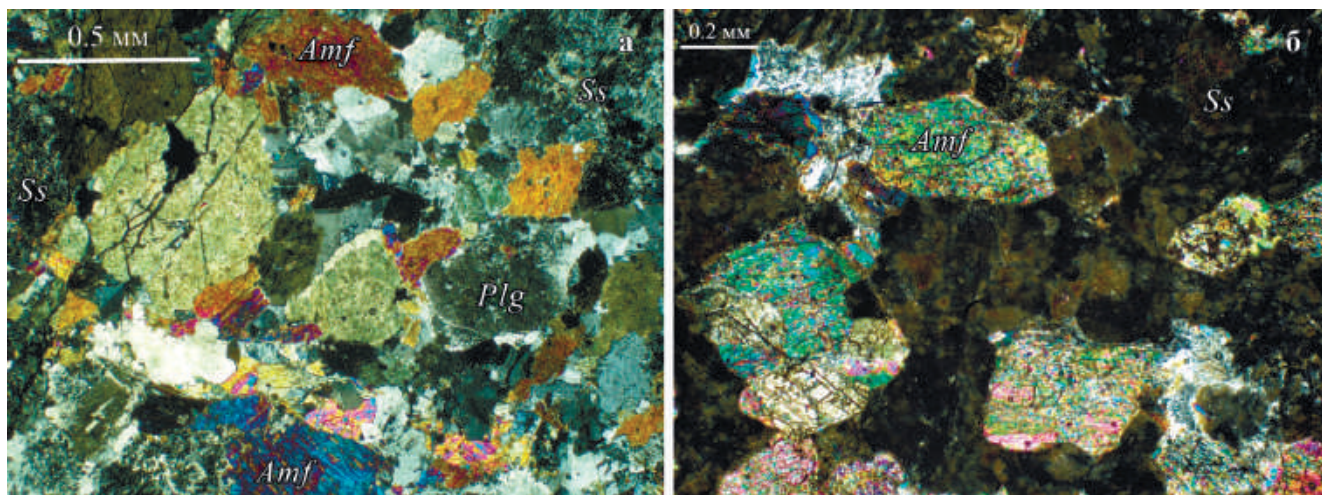


Рис. 2. Соссюрит-амфиболовые породы Баженовского массива. Полированные шлифы, фото с анализатором.

а – с реликтовой габбровой структурой, б – с гетерогранобластовой структурой. *Ss* – соссюрит, *Amf* – амфибол, *Plg* – плагиоклаз.

Fig. 2. Saussurite-amphibole rocks of the Bazhenov massif. Polished sections, photo with analyzer.

a – with a relic gabbro structure, б – with a heterogranoblastic structure. *Ss* – saussurite, *Amf* – amphibole, *Plg* – plagioclase.

сюрит-амфиболовых пород массива. Она развивалась за счет пироксенов; в результате замещения на месте зерна пироксена наблюдается субпараллельный агрегат игольчатых индивидов. Первичное зерно принимает чечевицеобразную форму (рис. 2б). Обычно наблюдается зональность в строении агрегатов амфибола. На контакте с соссюритом размер зерен увеличивается. Центр часто представлен хлоритовой матрицей с псевдогексагональной решеткой иголок роговой обманки. В шлифе амфибол бесцветный, с характерной спайностью. Угасание косое, cNg $15-16^\circ$, удлинение положительное. Подтвержден рентгеноструктурным методом. Химический состав минерала приведен в табл. 1 (ан. 4–6). Отличается от паргасита менее низкими содержаниями щелочей, хрома, глинозема и повышенной железистостью до 40% (видимо, за счет разложения рудных минералов, которые в соссюрит-амфиболовых породах не отмечаются). В отдельных индивидах наблюдается зональность, от центра к краю повышается количество FeO (от 13.7 до 14.3 мас. %), Na_2O (от 0.7 до 0.8 мас. %), TiO_2 (от 0.5 до 0.8 мас. %) и падает – Al_2O_3 (от 7.4 до 6.9 мас. %) и SiO_2 (от 49 до 48 мас. %). Индивиды роговой обманки с краев замещаются тремолитом.

Тремолит (актинолит) образует небольшое количество собственных индивидов, хотя обычно слагает каймы вокруг магнезиальной роговой обманки. Переход одного амфибола в другой устанавливается только микрозондовым профилированием. В зависимости от содержания железа наблюдается как бесцветный или окрашенный в зелено-

ватые тона. Подтвержден рентгенофазовым анализом, основные пики дифрактограммы амфибола из габбро-пегматита (d , Å: 3.13 (100), 8.50 (96), 3.29 (49), 3.36 (42), 2.70 (34), 2.83 (32), 9.10 (25), 2.95 (22), соответствуют железистому тремолиту. Данные химического анализа (см. табл. 1, ан. 7) полностью это подтвердили. По составу резко отличается от роговой обманки и паргасита за счет низкого содержания титана, глинозема и щелочей.

Эпидот встречается довольно редко среди соссюритового агрегата в метаморфитах и в виде собственных поздних прожилков мощностью до 0.5 см. Кроме того, иногда эпидот наблюдается в центральных частях в соссюритовых прожилках, где слагает короткопризматические зерна размером до 2–3 мм по удлинению. В шлифах эпидот обычно образует совместные агрегаты с клиноцоизитом. Без анализатора эпидот зеленоватый, со слабым плеохроизмом. С анализатором окраска специфическая, пятнистая “матричная”. Угасание косое, cNg $4-5^\circ$, удлинение положительное. Крайне редко встречается в метагабброидах в виде темно-фиолетовых прожилков, которые очень напоминают аксинит. При этом по химическому составу (см. табл. 1, ан. 8) это вполне обычный глиноземистый эпидот.

Клиноцоизит является главным породообразующим минералом соссюритового агрегата в соссюрит-амфиболовых породах, реже слагает собственные прожилки белого или розового цвета. Макроскопически соссюрит выглядит плотным, однородным и имеет белоснежную окраску. Минер-

Таблица 1. Химический состав минералов из соссюрит-амфиболовых пород, мас. %**Table 1.** Chemical composition of minerals from saussurite-amphibole rocks, wt %

№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	66.08	—	20.63	—	—	—	—	2.02	10.28	0.12	99.13
2	67.78	—	19.66	—	—	—	—	0.94	11.16	0.27	99.81
3	45.75	0.20	10.93	0.72	5.13	0.08	18.27	12.43	1.80	0.14	95.68
4	49.34	0.35	6.22	—	13.52	0.29	13.78	11.34	0.70	0.34	95.87
5ц	48.61	0.45	7.41	—	13.72	0.28	13.62	11.37	0.67	0.85	96.98
5кр	47.96	0.80	6.85	—	14.33	0.29	14.12	11.15	0.75	0.42	96.67
6	49.48	0.69	5.86	—	14.05	0.18	14.75	11.91	0.90	0.17	97.99
7ц	53.50	0.10	2.88	—	11.78	0.24	15.68	12.40	0.26	0.18	97.02
7кр	56.13	0.11	1.96	—	10.79	0.26	15.58	11.68	—	0.09	96.61
8	37.83	—	26.66	0.01	9.55	0.12	0.07	24.21	—	—	98.45
9	37.84	—	29.21	0.17	7.48	0.12	0.11	23.57	—	0.10	98.60
Формульные коэффициенты											
1	2.93	—	1.08	—	—	—	—	0.10	0.89	0.01	5.01
2	2.97	—	1.02	—	—	—	—	0.04	0.95	0.02	4.99
3	6.35	0.03	1.78	0.09	0.59	0.01	3.78	1.85	0.48	0.03	14.99
4	7.21	0.04	1.07	—	1.65	0.04	3.00	1.77	0.20	0.06	15.04
5ц	6.97	0.05	1.25	—	1.65	0.03	2.91	1.75	0.19	0.16	14.86
5кр	6.83	0.09	1.15	—	1.70	0.03	2.99	1.70	0.21	0.17	14.87
6	7.08	0.07	0.99	—	1.69	0.02	3.05	1.83	0.25	0.03	15.01
7ц	7.68	0.01	0.49	—	1.41	0.03	3.35	1.91	0.07	0.03	14.98
7кр	8.12	0.01	0.33	—	1.30	0.03	3.36	1.82	—	0.02	14.99
8	2.95	—	2.45	—	0.56	0.01	0.01	2.02	—	—	8.00
9	2.92	—	2.65	0.01	0.44	0.01	0.01	1.94	—	0.01	7.99

Примечание. 1–2 – плагиоклаз, 3–7 – амфибол, 8 – эпидот, 9 – клиноцоизит; ц – центр зерна, кр – край зерна; курсивом выделено содержание трехвалентного железа.

Note. 1–2 – plagioclase, 3–7 – amphibole, 8 – epidote, 9 – clinozoisite; ц – center of the grain, кр – edge of the grain; ferric iron is shown in italics.

ралогически агрегат представлен тонкозернистой массой клиноцоизита с альбитом и доломитом. В шлифе темно-бурый, только в некоторых случаях наблюдаются короткопризматические индивиды размером доли мм с характерной аномальной серо-желтой окраской и косым угасанием (сNp 10–15°). Наличие клиноцоизита подтверждается рентгенофазовыми и микронзондовыми исследованиями (см. табл. 1, ан. 9). Прожилки розового клиноцоизита в соссюрит-амфиболовых породах имеют мощность до 1 см. В пределах прожилка окраска минерала резко меняется от бледно-розовой до малиновой. Подтвержден рентгенометрическими исследованиями. Главные линии на дифрактограмме (d, Å): 2.88 (100), 2.89 (93), 2.67 (68), 1.632 (58), 2.59 (55), 2.39 (52), 3.99 (46), 2.52 (42), 8.04 (16). Химический состав клиноцоизитов из прожилков приведен в табл. 2 (ан. 1, 2).

Цоизит встречается в соссюритовом агрегате и в виде различных прожилков, как самостоятельных, так и с другими минералами. Часто инкрустирует полости, выполненные вторичным альбитом в агрегате соссюрита, в виде игольчатых кристаллов. Размер индивидов достигает 1.5 мм. Без анализатора – прозрачный, с анализатором – светло-серый с прямым угасанием. В кварц-цоизитовых прожилках мощностью до 10 см минерал представлен белыми и зелеными разностями. С зеленым цоизитом в кварце встречаются выщелоченные отпечатки кристаллов карбоната. Серовато-белый цоизит образует сноповидные и шестоватые агрегаты прорастания в кварце. Отдельные индивиды представлены иглками размером до 5 см. По зальбандам прожилков развит хлорит. Цоизит определен оптически и рентгенометрически. Главные линии на дифрактограмме (d, Å): 2.69 (100), 2.72 (91), 2.85

Таблица 2. Химический состав клиноцоизита, цоизита и цеолитов, мас. %

Table 2. Chemical composition of clinozoisite, zoisite, and zeolites, wt %

Компонент	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7
SiO ₂	39.68	38.70	37.80	57.50	53.67	60.87	57.00
TiO ₂	0.16	0.14	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	23.81	27.73	34.50	16.80	15.70	15.01	16.14
Fe ₂ O ₃	6.32	4.44	1.95	—	0.28	—	0.42
FeO	1.39	0.16	—	0.10	—	—	—
MnO	0.09	0.07	0.08	0.02	0.07	—	—
MgO	2.40	0.18	0.06	0.10	—	—	3.50
CaO	23.65	24.84	22.00	8.32	6.45	5.98	4.20
Na ₂ O	Следы	0.10	0.35	1.01	1.59	0.82	—
K ₂ O	—	Следы	0.21	0.87	0.21	0.52	0.42
П.п.п.	2.63	2.47	3.11	14.80	—	—	18.30
Сумма	100.13	98.93	100.00*	99.30	77.94	83.20	100.00*

Примечание. 1, 2 – клиноцоизит, 3 – цоизит, 4 – ломонтит, 5 – стильбит-Са, 6 – гейландит-Са, 7 – шабазит-Mg; звездочкой отмечены анализы, где п.п.п. считались по разности.

Note. 1, 2 – clinozoisite, 3 – zoisite, 4 – laumontite, 5 – stilbite-Ca, 6 – heulandite-Ca, 7 – chabazite-Mg; an asterisk indicates analyses where L.O.I. counted as a difference.

(62), 3.09 (38), 2.78 (38), 4.04 (32), 8.19 (23); 5.03 (23). Химический состав цоизита приведен в табл. 2 (ан. 3). По содержанию железа (Fe₂O₃ до 2 мас. %) минерал резко отличается от клиноцоизитов. Недостаток кальция в минерале частично компенсируется щелочами.

В собственных прожилках белого цоизита среди сосюрит-амфиболовых пород установлены призматические кристаллы. Они встречены в агрегате пластинчатого цоизита, где выполняют интерстиции между крупными пластинами минерала. Кристаллы абсолютно бесцветны и достигают 5 мм по удлинению. Грани головок встречаются очень редко и обнаруживают матовый блеск. Сами кристаллы сложены пинакоидами – a{100}, b{010}, c{001} – и ромбическими призмами – f{101}, q{102}, r{201}, d{011}, u{210} (рис. 3а).

Самые поздние метаморфические минералы среди сосюрит-амфиболовых пород – цеолиты. Всего в метагабброидах установлено четыре цеолита: ломонтит, стильбит-Са, гейландит-Са и шабазит-Mg.

Ломонтит является наиболее распространенным из цеолитов, он слагает мономинеральные жилы (мощностью до 5–6 см) вокруг которых в метагабброидах отмечается интенсивная ломонтизация (она проявлена на локальных участках до 10–15 м вокруг цеолитовых прожилков). В виде кристаллов ломонтит инкрустирует друзовые полости, представленные в виде узких щелей (толщиной до 1 см и длиной до 10 см). Индивиды цеолита имеют короткопризматический облик с ха-

рактерной для него морфологией (рис. 3б): c{001}, e{-101} – пинакоиды, m{110} – ромбическая призма. У редких кристаллов игольчатого габитуса грани третьего пинакоида [001] полностью исчезают. Размер индивидов не превышает 1 см по удлинению. Отблеск от граней призмы перламутровый, по-видимому, за счет сильной трещиноватости. Свежий ломонтит, только что вынутый из друзовой полости, полупрозрачен, с желтоватым оттенком, но в течение суток минерал приобретает белую окраску и рыхлость. Это связано с дегидратацией ломонтита и переходом в леонгардит (Годовиков, 1975). Определен рентгенографически. Основные линии минерала (d, I), Å: 4.19 (100), 9.56 (60), 6.86 (50), 3.28 (35), 3.49 (30). Химический состав ломонтита приведен в табл. 2 (ан. 4). Данный состав пересчитывается на формулу: (Ca_{0.70}Na_{0.16}K_{0.09}Mg_{0.01})_{0.96}[(Al_{1.55}Si_{0.45})_{2.00}Si_{4.04}O₁₂] × 3.85H₂O. Кристаллы ломонтита часто покрыты черным сажистым материалом (не диагностированные гидроокислы Mn) и желтовато-коричневыми сферолитами стильбита.

Стильбит-Са образует редкие прожилки, которые характеризуются небольшой мощностью, до 1 см. В жилах цеолит представлен расщепленными агрегатами радиально-лучистого строения. Цвет желто-коричневый, в тонких сколах медово-желтый. Определен рентгенофазовым методом, отражения минерала (d, I), Å: 9.17 (100), 4.05 (92), 3.01 (85), 4.65 (38), 2.78 (29). Химический состав стильбита приведен в табл. 2 (ан. 5). Пересчитанная кристаллохимическая формула вполне соответствует

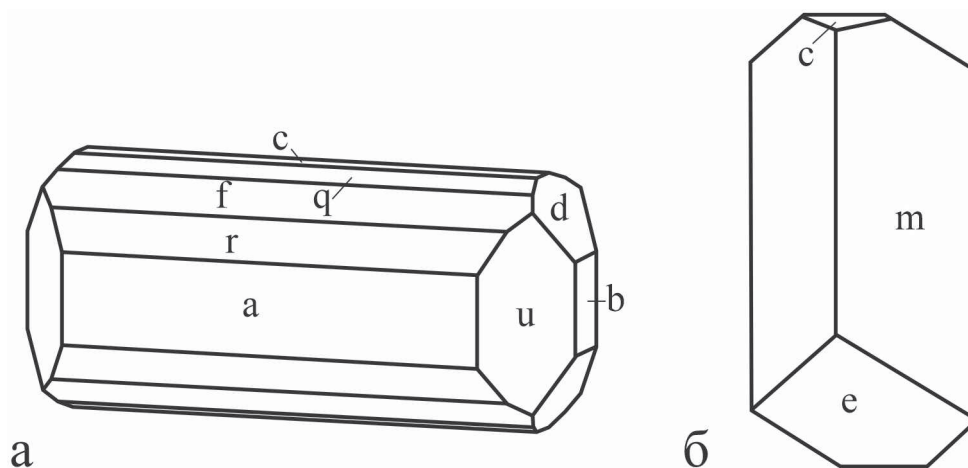


Рис. 3. Кристалломорфология минералов из соссюрит-амфиболовых пород Баженовского массива.

a – цойзит, б – ломонтит.

Fig. 3. Crystal morphology of minerals from saussurite-amphibole rocks of the Bazhenov massif.

a – zoisite, б – laumontite.

стильбиту-Са (Coombs et al., 1997): $(\text{Na}_{0.78}\text{K}_{0.06})_{0.84}(\text{Ca}_{1.76}\text{Fe}_{0.06}\text{Mn}_{0.01})_{1.83}[(\text{Al}_{4.74}\text{Si}_{0.30})_{5.04}\text{Si}_{13.45}\text{O}_{36}] \times 14.35\text{H}_2\text{O}$. Местами в агрегатах стильбита наблюдаются включения индивидов ломонтита и гейландита.

Гейландит-Са слагает бесцветные таблитчатые индивиды размером до 5 мм. Имеет типичную для него совершенную спайность в одном направлении с характерным перламутровым отблеском. В индивидах отмечается видимая зональность, центр – прозрачный, края – белые. Определен рентгенофазовым методом, отражения минерала (d, I), Å: 9.17 (100), 4.05 (92), 3.01 (85), 4.65 (38), 2.78 (29), полностью соответствуют эталону гейландита. Химический состав гейландита приведен в табл. 2 (ан. 6). Пересчитанная кристаллохимическая формула хорошо соответствует гейландиту-Са (Coombs et al., 1997): $(\text{Ca}_{1.47}\text{Na}_{0.36}\text{K}_{0.15})_{1.98}[\text{Al}_{4.06}\text{Si}_{13.96}\text{O}_{36}] \times 12.85\text{H}_2\text{O}$. У табличек гейландита различаются границы совместного роста (индукционные грани) с агрегатами стильбита, значит, они кристаллизовались совместно. Их совместный рост происходил в самом начале кристаллизации стильбита, так как весь гейландит сосредоточен в центре радиально-лучистых агрегатов. На заключительной стадии формировался только стильбит. В то же время индивиды ломонтита в агрегате стильбита абсолютно идиоморфные и образовались раньше остальных цеолитов. Таким образом, для цеолитовых прожилков устанавливается следующая последовательность кристаллизации: ломонтит → гейландит+стильбит → стильбит.

Шабазит-Mg является самым поздним по времени образования цеолитом (Ерохин и др., 2019).

Он встречается в трещинах отрыва в ассоциации с кальцитом, пиритом и ломонтитом на глинистом материале, где образует водно-прозрачные кристаллы кубовидной формы размером до 0.2 мм (рис. 4а), а также их корковидные скопления размером до 2–3 мм (рис. 4б). Кристаллы сложены основным ромбоэдром $r\{1011\}$, а также типичными для шабазита двойниками прорастания с двойниковой осью $[0001]$. Дифрактометрическое изучение отобранных кристаллов показало, что они представлены цеолитом из группы шабазита. Основные отражения цеолита, Å: 9.29, 6.88, 5.53, 4.96, 4.31, 3.85, 3.55, 3.44, 2.922, 2.868 и т. д. Химический состав минерала хорошо пересчитывается на шабазит-Mg (см. табл. 2, ан. 7). Кристаллохимическая формула – $(\text{Mg}_{0.82}\text{Ca}_{0.71}\text{K}_{0.09})_{1.62}[(\text{Al}_{2.99}\text{Fe}_{0.06}\text{Si}_{8.95})_{12.00}\text{O}_{24}] \times 10\text{H}_2\text{O}$. В баженовском шабазите-Mg отмечается высокое $\text{Si}/(\text{Si} + \text{Al})$ отношение, в среднем около 0.75, что в целом характерно для данного цеолита, в эталоне – 0.74 (Montagna et al., 2010).

Из аксессуарных минералов в метагабброидах установлено три минерала – фторапатит, титанит и циркон.

Фторапатит рассредоточен по всей матрице соссюрит-амфиболовых пород, образуя призматические и изометричные зерна размером до 50–70 мкм (рис. 5а). По данным электронно-зондового анализа, отвечает фторапатиту, мас. %: P_2O_5 – 41.86, SiO_2 – 0.08, FeO – 0.09, MnO – 0.03, CaO – 55.38, F – 2.26, т. е. содержит 0.61 ф.ед. фтора.

Титанит так же, как и фторапатит, рассеян по всей матрице соссюрит-амфиболовых пород, образуя ромбовидные зерна размером до 200 мкм.

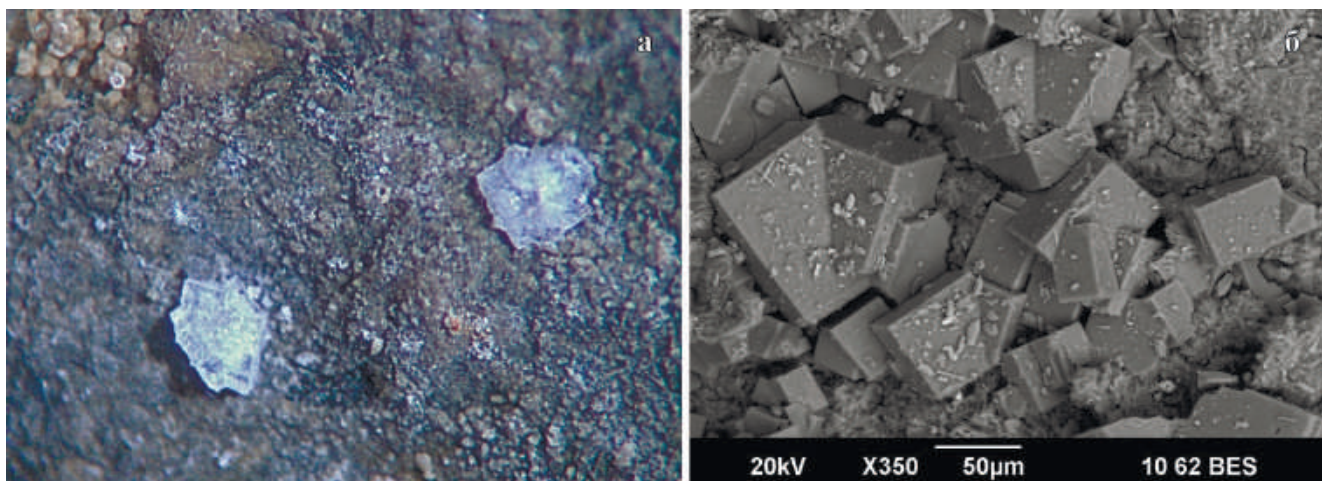


Рис. 4. Шабазит-Mg из метагабброидов Баженовского массива.

а – сдвойникованные кристаллы размером около 0.2 мм, фото под бинокулой; б – корковидные агрегаты из кристаллов, BSE-фото, СЭМ JSM-6390LV.

Fig. 4. Chabazite-Mg from the metagabbroids of the Bazhenov massif.

а – twinned crystals, their size is about 0.2 mm photo under a binocular lens; б – crust-like aggregates of crystals, BSE-photo, SEM JSM-6390LV.

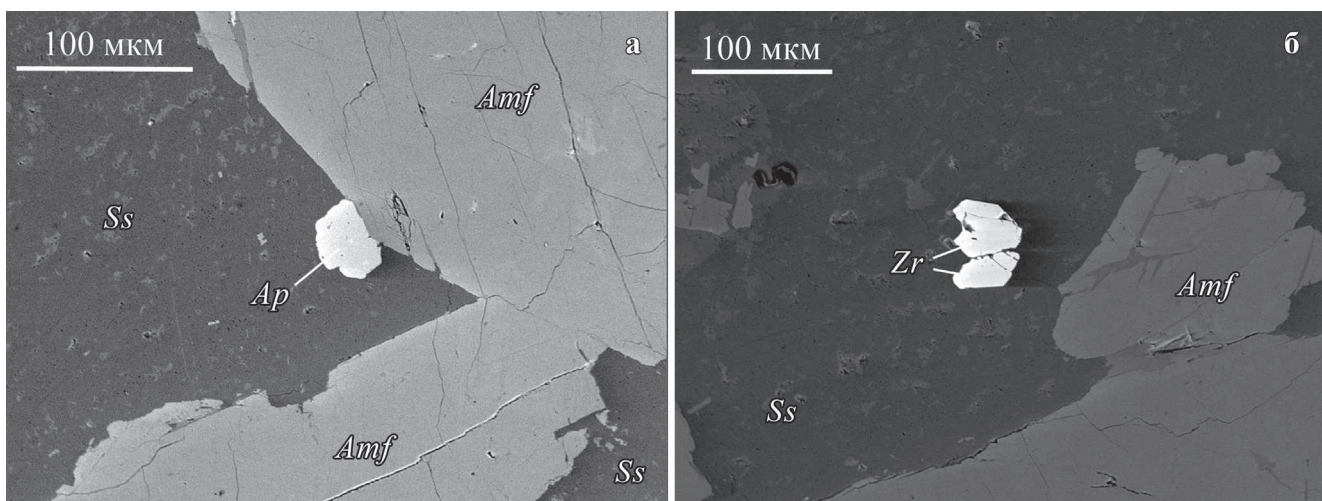


Рис. 5. Акцессорные минералы в метагабброидах Баженовского массива.

а – фторапатит, б – циркон. *Ss* – соссуриит, *Amf* – амфибол, *Ap* – фторапатит, *Zr* – циркон. BSE-фото, CAMECA SX 100.

Fig. 5. Accessory minerals in metagabbroids of the Bazhenov massif.

а – fluorapatite, б – zircon. *Ss* – saussurite, *Amf* – amphibole, *Ap* – fluorapatite, *Zr* – zircon. BSE photo, CAMECA SX 100.

По данным электронно-зондового анализа, имеет обычный химический состав, мас. %: SiO_2 – 29.84, TiO_2 – 39.80, Al_2O_3 – 0.82, FeO – 0.30, CaO – 29.10, сумма 99.86.

Циркон является редким акцессорным минералом в соссурит-амфиболовых породах Баженовского массива.

Он образует слабоудлиненные и изометричные, округлые зерна размером до 100 мкм (см. рис. 5б) и, по всей видимости, является реликтовым минералом исходного габбро-норитового парагенезиса. Данные по составу циркона приведены в разделе геохронология.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЯ МЕТАГАББРОИДОВ БАЖЕНОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Химический состав метагабброидов Баженовского массива довольно сильно варьируется (табл. 3); они отличаются повышенной магнизиальностью и основностью при пониженной титанистости, глиноземистости и щелочности от среднего состава габбро офиолитовых комплексов, по (Золоев и др., 1981).

Пересчеты химических анализов баженовских габброидов по методу CIPW вынесены на классификационный треугольник оливин–плагиоклаз–пироксен (рис. 6). Почти все точки попали в область распространения обычных габбро-норитов и оливиновых габбро-норитов. Основная часть габброидов относится к мезократовым разностям, за исключением двух анализов, которые попали в поле меланократовых пород. Эти две пробы, в отличие от остальных, отобраны с глубины 220 м, что, возможно, позволяет предполагать нарастание темноцветных минералов с глубиной в массиве габброидов.

Микроэлементный состав габброидов Баженовского массива приведен в табл. 4. Он характеризуется следующими содержаниями элементов: титана (до 630 г/т), ванадия (до 110 г/т), хрома (до 2020 г/т), марганца (до 560 г/т), никеля (до 370 г/т), меди (до 142 г/т), стронция (до 146 г/т) и др. При этом по содержанию стронция они замет-

но уступают габброидам платиноносных комплексов и габбро-гранитных серий (Ферштатер, 1987). В целом данные по стронцию, иттрию, кобальту и никелю, нанесенные на известные петрогенетические диаграммы (Ферштатер, 1987; и др.), показывают (рис. 7), что габброиды Баженовского массива принадлежат к альпинотипной формации габбро-гипербазитовых комплексов.

Распределение лантаноидов, нормированное по хондриту, показало конфигурацию трендов, характерную для габброидов офиолитовой ассоциации (Колман, 1979; и др.). Спектры распределения дают картину обеднения легкими РЗЭ с небольшой положительной аномалией по европию (рис. 8). Возможно, это свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в процессе магматической дифференциации. Подобный тренд распределения РЗЭ для баженовских габбро уже приводился ранее (Ферштатер, Беа, 1996; см. рис. 8), и его можно сравнить с распределением РЗЭ в так называемых “нижних” габбро (основных кумулатах), выделенных Р. Колманом (1979). В целом для баженовских метагабброидов характерны высокие содержания глинозема, магния, кальция, хрома и низкие – титана, щелочей и РЗЭ. Крайне низкие содержания РЗЭ и некогерентных элементов (особенно Nb и Zr) при слабом обогащении Rb сближают данные габброиды с надсубдукционными магматитами (Петров и др., 2010).

Таблица 3. Химический состав метагабброидов из Баженовского массива, мас. %

Table 3. Chemical composition of metagabbroids from the Bazhenov massif, wt %

Компонент	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7
SiO ₂	47.07	45.90	46.46	46.86	48.26	47.96	47.28
TiO ₂	0.11	0.26	0.14	0.11	0.20	0.21	0.18
Al ₂ O ₃	17.15	16.77	13.70	16.40	12.80	13.30	15.00
Fe ₂ O ₃	0.74	1.27	0.72	0.90	0.69	1.07	0.87
FeO	3.23	5.94	4.76	4.13	4.79	4.99	5.76
MnO	0.09	0.12	0.12	0.10	0.12	0.12	0.12
MgO	12.37	10.98	14.88	12.29	13.05	12.30	11.84
CaO	14.80	13.30	14.69	15.19	16.07	16.33	13.80
Na ₂ O	1.46	1.76	0.62	0.78	1.00	1.00	1.44
Cr ₂ O ₃	0.13	0.07	0.17	0.13	0.16	0.16	0.06
K ₂ O	0.03	0.10	–	–	–	–	–
CO ₂	–	0.15	–	0.22	0.50	0.34	–
П.п.п.	2.43	3.01	3.12	2.55	2.08	1.98	3.03
Сумма	99.61	99.63	99.58	99.75	99.82	98.87	99.58

Примечание. Приведена выборка из 24 анализов (только авторские данные, без использования фондовой литературы).

Note. A selection of 24 analyzes is shown (only author data, without using stock literature).

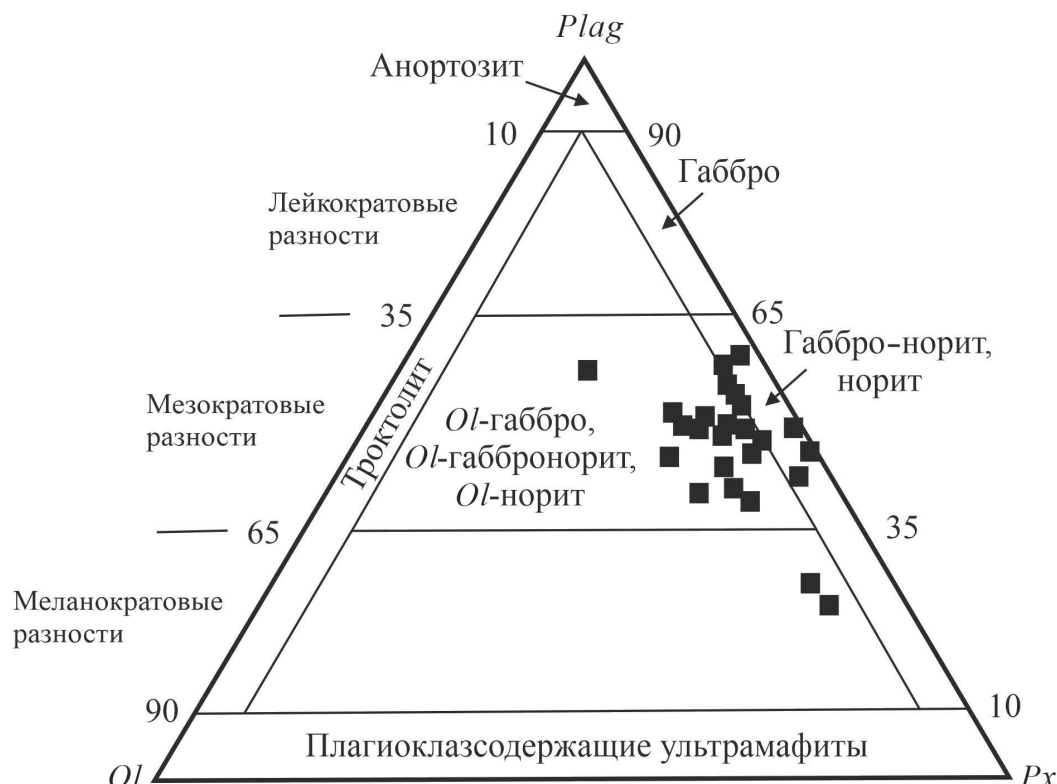


Рис. 6. Классификационная диаграмма *Ol–Px–Plag* для ультраосновных и основных пород. Квадратами показаны метагабброиды Баженовского массива.

Fig. 6. *Ol–Px–Plag* classification chart for ultrabasic and basic breeds.

The squares show the metagabbroids of the Bazhenov massif.

Таблица 4. Микроэлементный состав метагабброидов из Баженовского массива, г/т

Table 4. Trace element composition of metagabbroids from the Bazhenov massif, ppm

Элемент	Обр. 56ж	Обр. 136ж	Обр. бж-11	Элемент	Обр. 56ж	Обр. 136ж	Обр. бж-11	Элемент	Обр. 56ж	Обр. 136ж	Обр. бж-11
Be	–	0.04	–	La	0.20	0.19	0.30	Y	4.10	3.44	3.75
Sc	–	29.52	34.23	Ce	0.40	0.52	0.65	Zr	–	2.48	4.38
Ti	–	627.7	–	Pr	0.08	0.09	0.12	Hf	–	0.11	0.17
V	–	109.3	120.7	Nd	0.50	0.52	0.70	Ta	–	0.03	0.20
Cr	–	2020	2918	Sm	0.23	0.25	0.29	W	–	0.25	–
Mn	–	560.8	–	Eu	0.16	0.15	0.13	Re	–	0.001	–
Co	–	31.38	44.63	Gd	0.40	0.40	0.47	Nb	–	0.30	0.25
Ni	–	368.2	477.0	Tb	0.09	0.08	0.09	Mo	–	0.43	–
Cu	–	141.9	104.2	Dy	0.58	0.58	0.59	Cs	–	0.07	–
Zn	–	17.04	65.19	Ho	0.13	0.14	0.13	Tl	–	0.07	–
Ga	–	8.93	7.40	Er	0.37	0.33	0.39	Pb	–	0.57	–
Rb	–	0.94	0.08	Tm	0.05	0.05	0.05	Bi	–	0.41	–
Sr	–	146.4	126.7	Yb	0.34	0.31	0.37	Th	–	0.24	0.02
Ba	–	8.44	13.01	Lu	0.05	0.05	0.05	U	–	0.06	0.04

Примечание. Обр. 56ж отобран в западном борту Центрального карьера, обр. 136ж – на перемычке Центрального и Северного карьеров, обр. бж-11 – данные из (Ферштатер, Беа, 1996). Прочерк – элементы не измерялись.

Note. Sample 56ж was sampled in the western side of the Central quarry, sample 136ж – on the lintel of the Central and Northern quarries, sample бж-11 is given from (Fershtater, Bea, 1996). Dash – elements were not measured.

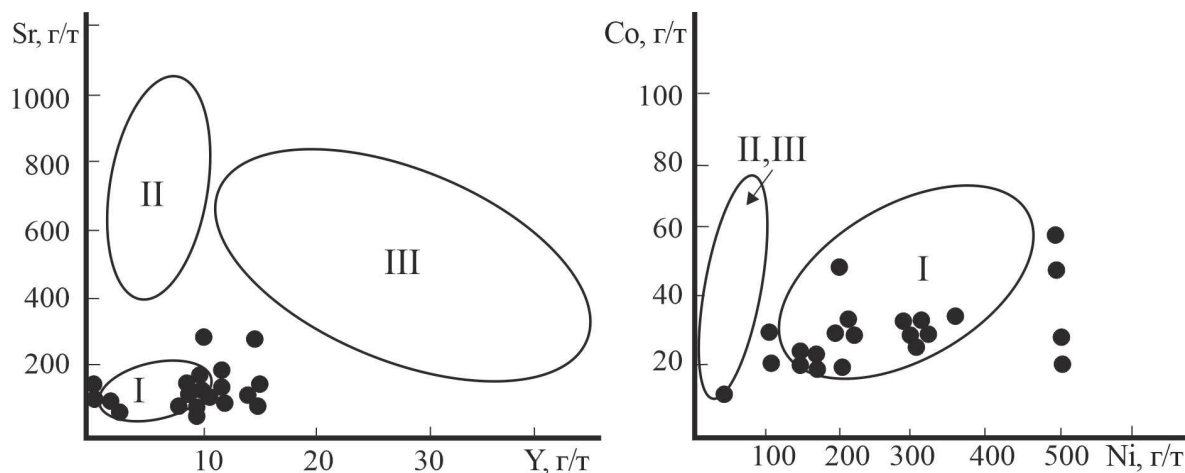


Рис. 7. Геохимические особенности метагабброидов Баженовского.

Поля даны по (Ферштатер, 1987): I – альпинотипные комплексы, II – платиноносные комплексы, III – габбро-гранитные серии.

Fig. 7. Geochemical features of metagabbroids of the Bazhenov massif.

Fields are given after (Fershtater, 1987): I – alpine-type complexes, II – platinum-bearing complexes, III – gabbro-granite series.

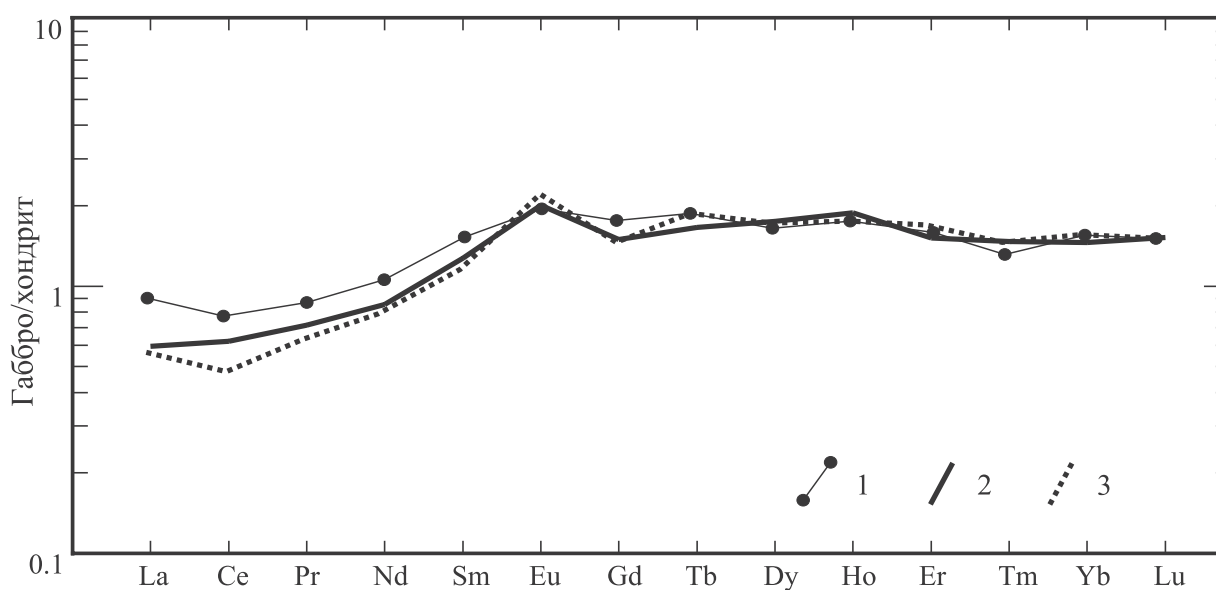


Рис. 8. Распределение РЗЭ в метагабброидах Баженовского массива.

Номера проб и их данные приведены в табл. 4. 1 – обр. бж-11, 2 – обр. 13бж, 3 – обр. 5бж.

Fig. 8. REE distribution in metagabbroids of the Bazhenov massif.

Sample numbers and their data are given in Table 4. 1 – sample бж-11, 2 – sample 13бж, 3 – sample 5бж.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ МЕТАГАББРОИДОВ

Акцессорный циркон из соссюрит-амфиболовых пород имеет округлый или овальный облик без каких-либо четких кристаллографических очертаний.

Индивиды прозрачны и характеризуются светло-желтоватой окраской. В лучах катодолюминесценции кристаллы циркона обнаруживают слабое зональное строение, а также четкое развитие вторичных кайм, сложенных бедной U и Th (светлой на катодолюминесцентном снимке) разновидностью (рис. 9).

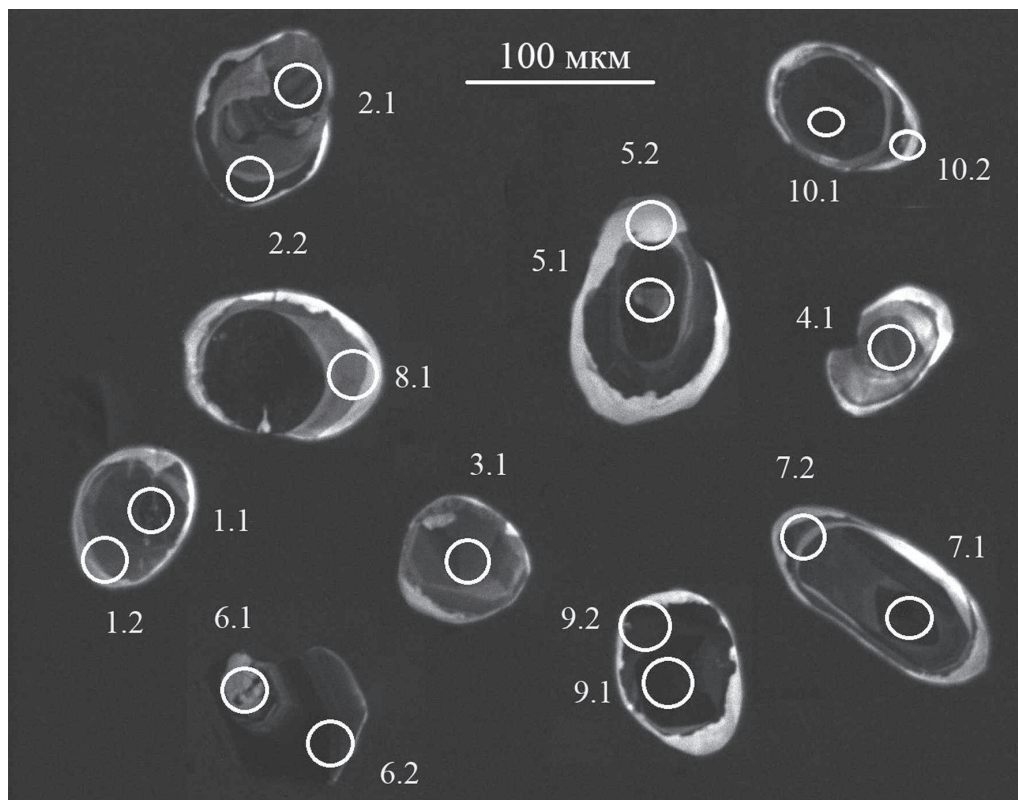


Рис. 9. Цирконы в катодных лучах из соссюрит-амфиболовых пород Баженовского массива.

Кружками показано местоположение точек замеров, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 5.

Fig. 9. Zircons in cathode rays from saussurite-amphibole rocks of the Bazhenov massif.

The circles show the location of the measurement points, the numbers correspond to the numbers of analyzes in Table 5.

Каких-либо включений (как расплавных, так и минеральных фаз) в цирконе не установлено.

Результаты U-Pb-датирования показаны в табл. 5 и на рис. 10. На изотопной U-Pb диаграмме преобладающая часть фигуративных точек располагается ниже линии конкордии, что свидетельствует о частичной потере радиогенного Pb (или добавки U) в результате метаморфических преобразований породы. Серия из 13 фигуративных точек позволяет достаточно точно определить положение дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст 1993 млн лет, который соответствует времени кристаллизации циркона.

Две фигуративные точки (5.2 и 6.2), соответствующие анализам циркона из внешних частей зерен, располагаются непосредственно на линии конкордии. Полученные по ним возрасты 256 и 251 млн лет отражают время, прошедшее с момента окончательного закрытия U-Pb изотопной системы циркона после потери части радиогенного Pb, т. е. фиксируют время последнего тектоно-термального эпизода. Еще две фигуративные точки (10.2 и 6.1) располагаются ниже линии конкордии, не по-

падая при этом на продолжение дискордии, полученной по преобладающей части изученных зерен циркона. По всей вероятности, эти анализы отражают влияние промежуточных эпизодов метаморфизма, выявляемых при минералого-петрографических исследованиях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные минералогические данные позволяют проследить эволюцию метаморфических преобразований исходных габбро-норитов. Для этого использованы различные геотермобарометры (Мишкин, 1990; Otten, 1984; Holland, Blundy, 1994; и др.) По их данным, наиболее распространенная в метагабброидах магнезиальная роговая обманка попадает в интервал 450–500°C и 2–3 кбар, а вторичный по отношению к нему тремолит – около 400°C и 1 кбар. Таким образом, формирование соссюрит-амфиболовых пород проходило в условиях зеленосланцевой фации.

При дальнейшем снижении температуры в соссюрит-амфиболовых породах стали появляться

Таблица 5. U-Pb изотопные данные для цирконов из соссюрит-амфиболовых пород

Table 5. U-Pb isotopic data for zircons from saussurite-amphibole rocks

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	U, г/г	Th, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	D, %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Rh ₀
1.1	0.03	107	385	88	1805 ± 33	9	0.3231 ± 2.1	0.968
1.2	0.07	30.5	109	12	1810 ± 20	10	0.3241 ± 1.3	0.598
2.1	0.04	113	389	125	1878 ± 62	5	0.3380 ± 3.8	0.991
2.2	0.01	163	547	77	1924 ± 16	4	0.3477 ± 1.0	0.744
3.1	0.06	92.4	325	85	1841 ± 16	7	0.3306 ± 1.0	0.854
4.1	—	119	426	104	1814 ± 15	12	0.3250 ± 1.0	0.756
5.1	0.03	175	682	138	1682 ± 14	19	0.2982 ± 0.9	0.904
5.2	—	0.45	13	1	251.1 ± 9.0	66	0.0397 ± 3.6	0.302
6.1	3.09	25.6	255	21	690.5 ± 7.7	65	0.1131 ± 1.2	0.232
6.2	0.14	98.3	2818	8	256.2 ± 2.3	-18	0.0405 ± 0.9	0.654
7.1	0.02	179	624	93	1858 ± 20	8	0.3341 ± 1.3	0.949
7.2	0.05	86.3	299	35	1863 ± 16	13	0.3351 ± 1.0	0.848
8.1	0.05	28.2	100	14	1823 ± 20	8	0.3268 ± 1.2	0.518
9.1	0.04	191	819	102	1549 ± 13	29	0.2715 ± 0.9	0.910
9.2	—	170	699	99	1608 ± 20	23	0.2832 ± 1.4	0.788
10.1	0.02	199	726	164	1786 ± 14	12	0.3192 ± 0.9	0.629
10.2	0.25	33.2	200	18	1134 ± 12	42	0.1924 ± 1.1	0.183

Примечание. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно, погрешности калибровки относительно стандартов 0.31%, D – дискордантность, Rh₀ – коэффициент корреляции. Ошибки возраста на уровне 1σ, изотопных отношений – на уровне 2σ; диаметр кратера 25–30 мкм.

Note. Pb_c and Pb* – ordinary and radiogenic lead, respectively, calibration errors relative to standards 0.31%, D – discordance, Rh₀ – correlation coefficient. Age errors at the 1σ level, and isotope ratio errors at the 2σ level; crater diameter 25–30 μm.

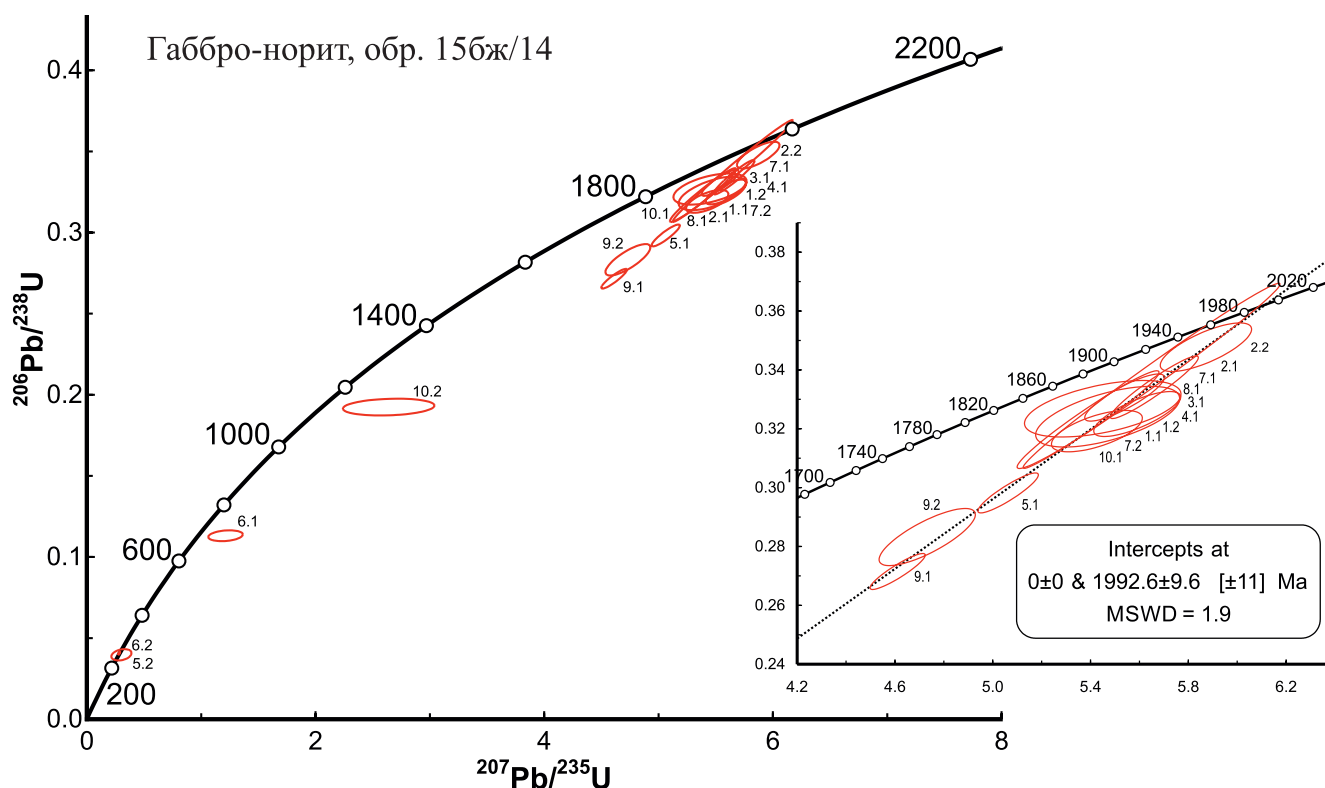


Рис. 10. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из соссюрит-амфиболовых пород Баженовского массива.

Fig. 10. U-Pb diagram with concordia for zircons from saussurite-amphibole rocks of the Bazhenov massif.

сосюритовые, цоизитовые и клиноцоизитовые, а также цеолитовые прожилки. Наименее низкотемпературная цеолитовая фация в метагабброидах встречается локально и имеет все признаки гидротермального образования. Это связано с тем, что цеолиты образуют жильные тела и метасоматические ореолы вокруг них. Температура образования ломонтита лежит в области 210–230°C (Дир и др., 1968), и, по всей видимости, именно на этом уровне завершился процесс метаморфических и гидротермальных изменений в габброидах Баженовского массива. Этот метаморфический процесс был явно регрессивной направленности и изменялся от амфиболитовой через зеленосланцевую к цеолитовой фации. Интересно, что площадной метаморфизм габброидов остановился на фации зеленых сланцев, а дальше проявлялось только локальное изменение пород на уровне “гидротермальных” цеолитовых жил с развитием околожильных метасоматитов.

Петро- и геохимическая характеристика сосюрит-амфиболовых пород позволяет сделать предположение об островодужном происхождении габброидов Баженовского массива. К этому же выводу приходили и другие исследователи, которые относили Баженовский массив к офиолитам задугового (надсубдукционного) бассейна (Ферштатер, Беа, 1996; Ефимов, 2002; Петров и др., 2010). Таким образом, габброиды Баженовского массива сложены почти однородным массивом габбро-норитов (обычных и оливиновых) и, по всей видимости, относятся к альпинотипной формации задугового (надсубдукционного) бассейна.

Результаты проведенных исследований показали, что кристаллизация датированных зерен циркона произошла около 2 млрд лет назад. Как было показано выше, геологическое положение и геохимические особенности изучаемых сосюрит-амфиболовых пород (метагабброидов) исключают сомнения в их принадлежности к офиолитовой ассоциации. А, согласно имеющимся к настоящему времени данным, столь древние значения возраста в офиолитах Урала наблюдаются только среди пород мантийной части офиолитового разреза (третий слой океанической коры). Таким образом, образование циркона с протерозойскими значениями возраста в породах офиолитовой ассоциации может быть объяснено только результатом каких-то процессов, протекавших в мантии. Более детальная и однозначная интерпретация полученных данных затруднительна, поскольку образование габброидов в мантийных условиях невозможно. Кроме того, в изученных зернах циркона не обнаружено расплавных включений, т. е. отсутствуют прямые признаки их кристаллизации из магматического расплава.

Совершенно очевидно, что загрязнение изученных метагаббро цирконами из ассоциирующих с ними ультрамафитов в месте их современ-

ного залегания маловероятно. Как показали проведенные ранее исследования, в процессе перемещения из глубинных горизонтов в верхнюю часть коры габбро и ультрамафиты офиолитовой ассоциации подвергались процессам низкотемпературного метаморфизма, сопровождавшимся кристаллизацией новообразованного циркона, зерна которого содержат многочисленные включения типичных метаморфических силикатов (амфибола, альбита, цоизита или клиноцоизита), по составу аналогичных главным породообразующим минералам (Смирнов и др., 2016; Smirnov et al., 2022), чего не наблюдается в рассматриваемых в настоящей работе цирконах.

По-видимому, присутствие мантийных цирконов в изученной породе может объясняться тем, что они попали в исходный для габброидов магматический расплав в процессе его генерации из мантийного протолита. Кроме того, габбровый расплав мог захватить зерна циркона из ультрамафитов третьего слоя океанической коры в процессе перемещения от места генерации в верхнюю часть коры. В обоих случаях необходимо допустить, что вещество мантии содержало необходимое количество циркона, который, хотя и присутствует в мантийных породах ультраосновного состава (Сколотнев и др., 2010; и др.), но все же является там достаточно редким минералом.

Наконец, присутствие мантийных цирконов в изученных метагабброидах может объясняться тем, что габбро могут являться результатом твердофазного преобразования мантийного эклогита в габбро. Предположение об образовании какой-то (по мнению авторов, существенной) части офиолитового габбро в результате высокотемпературного метаморфического ретроградного перехода мантийного эклогита в габбро при подъеме мантийного вещества к поверхности Земли высказано А.А. Ефимовым и В.Н. Пучковым (1980). Эти представления не получили широкого распространения, но и не были никем опровергнуты, и вполне могут быть привлечены для объяснения присутствия мантийных цирконов в изученной пробе габброидов. При любом варианте объяснения остается неясным, почему циркон изученной пробы метагабброида не подвергся перекристаллизации и его U-Pb изотопная система нарушена сравнительно слабо при неоднократно повторявшихся процессах метаморфизма. Скорее всего, это связано с тем, что метаморфические реакции происходили на протяжении относительно короткого промежутка времени, вследствие чего наиболее устойчивые минералы, к числу которых относится циркон, сохранялись неизменными.

Интересно, что древние возрасты уже отмечались для Баженовского массива. При изучении слабоизмененных и сильноизмененных даек диоритов, а также метасоматитов по ним (родингитов) полу-

чен рубидий-стронциевый возраст 949 ± 180 млн лет. Из этого сделан вывод, что образование океанической коры на Среднем Урале, а также регрессивная серпентинизация со связанной с ней родингитизацией происходили в докембрии, в верхнем рифее (Шкурюпат и др., 1995).

Эти данные входят в явное противоречие с возрастом даек плагиогранита, которые синхронны по времени образования с диоритами, так как все эти дайки являются производными от рядом расположенного Рефтинского габбро-плагиогранитного массива. Методом химического Th-U-Pb датирования нами изучен акцессорный монацит (Ce). Значение возраста редкоземельного фосфата составляет от 419 до 447 млн лет, средневзвешенное значение 429 ± 29 млн лет и изохрона 428 ± 33 млн лет, т. е. возраст плагиогранитных даек, секущих гипербазитовое тело, определяется как раннесилурийский (Ерохин и др., 2018).

Подводя итог, следует отметить, что достаточно определенно можно утверждать только то, что кристаллизация изученных цирконов происходила в породах мантии. Достоверно объяснить присутствие зерен этих цирконов в метагабброидах Баженовского массива пока не представляется возможным. При этом сам факт присутствия цирконов возрастом около 2 млрд лет в габбро-офиолитовой ассоциации Урала представляет, по мнению авторов, значительный интерес, в связи с чем мы и публикуем эти результаты, признавая, что вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

При этом в многочисленных опубликованных работах (Коротеев и др., 1979; Иванов, 1998; Пучков, 2010; и др.) по отношению ко всему Асбестовско-Алапаевскому поясу ультраосновных массивов делался вывод о том, что он является фрагментом фундамента девонской островной дуги. Более точный возраст получен по конодонтам из вулканитов глинского комплекса (Режевской район), который был отнесен к раннему эйфелю Уральской шкалы, т. е. эмсу (Пучков и др., 1990; Иванов, 1998). Получается явное противоречие между имеющимися изотопными датировками и достаточно уверенными палеонтологическими определениями в вулканических базальтоидных комплексах, что, по всей видимости, свидетельствует о разновременном образовании вулканитов и плутонов офиолитовых комплексов Асбестовско-Алапаевского пояса.

Цирконы из габброидов Баженовского массива наиболее молодого возраста (256 и 251 млн лет) образовались, вероятнее всего, в результате наложенного метаморфизма. Время преобразований габброидов вполне может быть связано с термальным воздействием крупного рядом расположенного Адуйского гранит-лейкогранитного комплекса. Его время образования определялось как 256 ± 0.6 (Ферштатер и др., 2003) и 255–241 (Смирнов и др., 2006) млн лет.

ВЫВОДЫ

Габброиды Баженовского массива повсеместно метаморфизованы до сосюрит-амфиболовых пород, которые имеют следующий минеральный состав: клиноцоизит (цоизит, эпидот), магнезиальная роговая обманка (паргасит, тремолит), альбит, клинохлор и доломит. Формирование сосюрит-амфиболовых пород проходило в условиях зеленосланцевой фации, а на локальных участках массива метаморфизм дошел до цеолитовой фации с признаками гидротермальной переработки. По данным петро- и геохимических исследований метагабброидов, Баженовский массив относится к альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации.

По результатам выполненного U-Pb-датирования, преобладающая часть циркона в метагабброидах имеет возраст около 2 млрд лет. Столь древние значения возраста в офиолитах Урала наблюдаются только среди пород мантийной части офиолитового разреза. Это означает, что кристаллизация изученного циркона может быть объяснена только результатом процессов, протекавших в мантии. Присутствие мантийного циркона в изученных метагабброидах может быть результатом загрязнения исходного для них расплава зернами циркона из мантийных ультрамафитов в месте генерации расплава или во время его перемещения к поверхности, или в результате перехода мантийного эклогита в габбро при подъеме мантийного вещества к поверхности Земли. Цирконы наиболее молодого возраста (256 и 251 млн лет) образовались, вероятнее всего, в результате метаморфических преобразований под термальным воздействием от рядом расположенного Адуйского гранит-лейкогранитного комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Годовиков А.А. (1975) Минералогия. М.: Недра, 375 с.
- Дир У.А., Хауи З.А., Зусман Дж. (1968) Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 406 с.
- Ерохин Ю.В. (1998) Апогаббровые клиноцоизит-тремолитовые породы Баженовского месторождения хризотил-асбеста. *Ежегодник-1997*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 76-78.
- Ерохин Ю.В. (2017) Минералогия родингитов Баженовского месторождения (Средний Урал). *Минер. альманах*, 22(3), 136 с.
- Ерохин Ю.В., Хиллер В.В., Иванов К.С. (2018) Раннесилурийский возраст даек плагиогранита из Баженовского офиолитового комплекса, Средний Урал (по данным Th-U-Pb-датирования монацита). *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, (3), 17-21.
- Ерохин Ю.В., Шорин А.Г., Захаров А.В., Чугаев А.Е., Леонова Л.В., Галахова О.Л. (2019) Шабазит-Mg из габброидов Баженовского офиолитового комплекса (Средний Урал) – первая находка в России. *Изв. УГГУ*, (2), 49-55.
- Ефимов В.И. (2002) Геодинамические условия форми-

- рования месторождений хризотил-асбеста и изумрудов в Асбестовском рудном узле. *Литосфера*, (2), 51-60.
- Ефимов А.А., Пучков В.Н. (1980) О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск, УНЦ АН СССР, 63 с.
- Золотов К.К., Рапопорт М.С., Попов Б.А. (1981) Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 254 с.
- Золотов К.К., Чемякин В.И., Шмаина М.Я., Медведева Т.Н., Мардирисян А.Н., Башта К.Г., Ефимов В.И., Сонин Б.А., Старцев Н.Н., Ершов Г.П., Белов М.А., Степанова Г.М., Зевахин И.А., Люлин Е.Н., Рапопорт М.С., Вашгаль Д.С., Шестаков В.Г., Холзаков И.И. (1985) Баженовское месторождение хризотил-асбеста. М.: Недра, 271 с.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 252 с.
- Иванов К.С., Краснобаев А.А., Смирнов В.Н. (2012) Цирконовая геохронология Ключевского габбро-ультрабазитового массива и проблема возраста палеограницы Мохоровичича на Среднем Урале. *Докл. РАН*, **442**(4), 516-520.
- 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 м-ба 1 : 200 000 (издание второе). Сер. Средне-Уральская. Лист О-41-XXVI (Асбест). Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 284 с.
- Колман Р.Г. (1979) Офиолиты. М.: Мир, 262 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.И., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 130 с.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилов В.Н., Сергеев С.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016) Цирконология гипербазитов Карабашского массива (Южный Урал). *Докл. РАН*, **469**(1), 65-71.
- Минералогия родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста. (1996) (Под ред. О.К. Иванова, Э.М. Спиридонова, В.Г. Кривовичева). Екатеринбург, УГГА, 96 с.
- Мишкин М.А. (1990) Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов. *Докл. АН СССР*, **312**(4), 944-946.
- Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В., Шалагинов В.В., Петрова Т.А., Овчинников Р.А., Гертман Т.А. (2011) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснит. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. (2010) Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала. *Докл. РАН*, **432**(2), 220-226.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В. (1990) О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала. *Докл. АН СССР*, **315**(5), 1203-1205.
- Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю., Косьянов О.О., Носиков М.В., Сергеев С.А. (2010) Новые данные о возрасте габброидов Кэрсборского комплекса на Полярном Урале. *Докл. РАН*, **434**(2), 238-242.
- Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. (2012) Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар. *Геотектоника*, (2), 65-96.
- Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н. (2007) Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов. *Геотектоника*, (2), 23-33.
- Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. (2010) Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия. *Геотектоника*, (6), 24-59.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2010) Первая силурийская U-Pb-датировка (SHRIMP-II) офиолитов на Урале. *Докл. РАН*, **430**(2), 218-221.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. (2016) U-Pb-датирование и изучение состава включений в цирконах из офиолитового габбро Ключевского массива (Средний Урал): результаты и геологическая интерпретация. *Докл. РАН*, **468**(5), 556-560.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Бушляков И.Н., Калеганов Б.А. (2006) Результаты K-Ar датирования Адуйского гранитного массива (восточный склон Среднего Урала). *Литосфера*, (2), 148-156.
- Смирнов В.Н., Наставко Е.В., Иванов К.С., Баянова Т.Б., Родионов Н.В., Серов П.А. (2014) Результаты изотопного датирования Рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса, Восточная зона Среднего Урала. *Литосфера*, (5), 3-18.
- Соколова Л.А. (1960) Петрография пород района Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород. *Тр. ИГЕМ АН СССР*, (47), 2-43.
- Татаринов П.М. (1928) Материалы к познанию месторождения хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. *Тр. Геолкома*, (185), 90.
- Татаринов П.М. (1940) Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Петрография Урала. Ч. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 49 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 231 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. (1996) Геохимическая типизация уральских офиолитов. *Геохимия*, (3), 195-218.
- Ферштатер Г.Б., Гердес А., Смирнов В.Н. (2003) Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 146-150.
- Ферштатер Г.Б., Монтеро П., Беа Ф. (2017) Возраст циркона из апогарибуржитового серпентинита, представляющего мантию Уральского палеоокеана. *Геохимия*, (8), 675-684.
- Шкуропат Б.А., Борисова В.А., Губеева Л.В. (1995) Эволюция альпинотипных ультрабазитов по результатам изотопно-геохимического изучения их дайковых комплексов. *Ежегодник-1994*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 73-78.

- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and minerals names. *Canad. Miner.*, **35**, 1571-1606.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Canad. Miner.*, **35**, 219-246.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center. *Spec. Publ.*, (4), 77 p.
- Montagna G., Bigi S., Kónya P., Szakáll S., Vezzalini G. (2010) Chabazite-Mg: a new natural zeolite of the chabazite series. *Amer. Miner.*, **95**, 939-945.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Erokhin Y.V. (2022) Results of ^{147}Sm – ^{143}Nd (ID-TIMS) and U–Pb (SHRIMP-II) dating of rocks and minerals of the chromite-bearing Kluchevskoy Ophiolite Massif (the Eastern Segment of the Urals) and their geological interpretation. *Minerals*, **12**(11), 1369.
- Erokhin Yu.V., Shorin A.G., Zakharov A.V., Chugaev A.E., Leonova L.V., Galakhova O.L. (2019) Chabazite-Mg from gabbroids of the Bazhenov ophiolite complex (Middle Urals) is the first find in Russia. *Izvestiya UGGU*, (2), 49-55. (In Russ.)
- Efimov V.I. (2002) Geodynamic conditions for the formation of deposits of chrysotile-asbestos and emeralds in the Asbestovsky ore cluster. *Lithosphere (Russia)*, (2), 51-60. (In Russ.)
- Efimov A.A., Puchkov V.N. (1980) On the origin of the ophiolite association. Sverdlovsk, USC AS USSR, 63 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of major intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 231 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Bea F. (1996) Geochemical typification of Ural ophiolites. *Geokhimiya*, (3), 195-218. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Gerdes A., Smirnov V.N. (2003) Age and history of formation of the Aduy granite massif. *Yearbook-2002*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 146-150. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Montero P., Bea F. (2017) Age of zircon from apoharzburgite serpentinite representing mantle of the Uralian paleocean. *Geochem. Int.*, **55**(8), 675-682.
- Godovikov A.A. (1975) Mineralogy. Moscow, Nedra Publ., 375 p. (In Russ.)
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Ivanov K.S. (1998) The main features of the geological history (1.6-0.2 billion years) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 252 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Krasnobaev A.A., Smirnov V.N. (2012) Zircon geochronology of the Klyuchevskoi gabbro-ultramafic massif and the problem of the age of the Mohorovicic paleoboundary in the Central Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **442**(2), 173-177.
- Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Kharitonov I.N., Stefanovskii V.V., Koshevoi Yu.N., Koz'min S.V., Martynov S.E., Fadeicheva I.F., Ronkin Yu.L., Lukin V.G. (2017) State Geological Map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000 (second edition). Series Middle Ural. Sheet O-41-XXVI (Asbestos). Explanatory note. St.Petersburg, Cartographic factory VSEGEI, 284 p. (In Russ.)
- Koroteev V.A., Dianova T.I., Kabanova L.Ya. (1979) Middle Paleozoic volcanism of the Eastern zone of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Anfilogov V.N., Sergeev S.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Medvedeva E.V. (2016) Zirconology of ultrabasic rocks of the Karabash massif (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **469**(1), 674-679.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Canad. Miner.*, **35**, 219-246.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center. *Spec. Publ.*, (4), 77 p.

REFERENCES

- Mineralogy of rodingites of the Bazhenov chrysotile-asbestos deposit. (1996) (Ed. O.K. Ivanov, E.M. Spiridonov, V.G. Krivovichev). Ekaterinburg, UGGA Publ., 96 p. (In Russ.)
- Mishkin M.A. (1990) Amphibole geothermobarometer for metabasites. *Dokl. AS USSR*, **312**(4), 944-946. (In Russ.)
- Montagna G., Bigi S., Kónya P., Szakáll S., Vezzalini G. (2010) Chabazite-Mg: a new natural zeolite of the chabazite series. *Amer. Miner.*, **95**, 939-945.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- 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., Zhiganov A.A., Stefanovskii V.V., Shalaginov V.V., Petrova T.A., Ovchinnikov R.A., Gertman T.A. (2011) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-41 – Ekaterinburg. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Map Factory, 492 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPolygraphService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Ivanov K.S., Korovko A.V. (1990) On the age of volcanogenic formations and the time of initiation of the island arc in the east of the Middle Urals. *Dokl. AN SSSR*, **315**(5), 1203-1205. (In Russ.)
- Remizov D.N., Grigoriev S.I., Petrov S.Yu., Kosyanov O.O., Nosikov M.V., Sergeev S.A. (2010) New age datings of gabbroides of the Kershov complex (Polar Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **434**(1), 1235-1239.
- Ryazantsev A.V., Belova A.A., Razumovsky A.A., Kuznetsov N.B. (2012) Geodynamic formation settings of Ordovician and Devonian dike complexes in ophiolitic sections of the Southern Urals and Mugodzhary. *Geotectonics*, **46**(2), 142-169.
- Savel'eva G.N., Suslov P.V., Larionov A.N. (2007) Vendian tectono-magmatic events in mantle ophiolitic complexes of the Polar Urals: U-Pb dating of zircon from chromitite. *Geotectonics*, **41**(2), 105-113.
- Skolotnev S.G., Bel'tenev V.E., Lepekhina E.N., Ipat'eva I.S. (2010) Younger and older zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic and their geotectonic implication. *Geotectonics*, **44**(6), 462-492.
- Shkuropat B.A., Borisova V.A., Gubeeva L.V. (1995) Evolution of alpine-type ultramafic rocks based on the results of isotope-geochemical study of their dike complexes. *Yearbook-1994*. Ufa, IG USC RAS, 73-78. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2010) The first zircon U-Pb dating (SHRIMP-II) for the Silurian ophiolites in the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **430**(1), 15-18.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Koroteev V.A., Erokhin Yu.V., Khiller V.V. (2016) U-Pb dating and composition of inclusions in zircon from ophiolitic gabbro of the Klyuchevsk massif (Middle Urals): results and geological interpretation. *Dokl. Earth Sci.*, **468**(2), 574-579.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Krasnobaev A.A., Bushlyakov I.N., Kaleganov B.A. (2006) Results of K-Ar dating of the Aduy granite massif (eastern slope of the Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (2), 148-156. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Erokhin Y.V. (2022) Results of ^{147}Sm - ^{143}Nd (ID-TIMS) and U-Pb (SHRIMP-II) dating of rocks and minerals of the chromite-bearing Kluchevskoy Ophiolite Massif (the Eastern Segment of the Urals) and their geological interpretation. *Minerals*, **12**(11), 1369.
- Smirnov V.N., Nastavko E.V., Ivanov K.S., Bayanova T.B., Rodionov N.V., Serov P.A. (2014) Results of isotopic dating of the Reft gabbro-diorite-tonalite complex, Eastern zone of the Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (5), 3-18. (In Russ.)
- Sokolova L.A. (1960) Petrography of rocks from the region of the Bazhenov chrysotile-asbestos deposit and some questions of the metamorphism of these rocks. *Trudy IGM AN SSSR*, (47), 2-43. (In Russ.)
- Tatarinov P.M. (1928) Materials for the knowledge of the chrysotile-asbestos deposit in the Bazhenov region in the Urals. *Trudy Geolkomu*, (185), 90. (In Russ.)
- Tatarinov P.M. (1940) Eastern band of gabbro-peridotite intrusions of the Middle Urals. Petrography of the Urals. Pt 2. Moscow; Leningrad, Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 49 p. (In Russ.)
- Zoloev K.K., Chemyakin V.I., Shmaina M.Ya., Medvedeva T.N., Mardiros'yan A.N., Bashta K.G., Efimov V.I., Sonin B.A., Startsev N.N., Ershov G.P., Belov M.A., Stepanova G.M., Zevakhin I.A., Lyulin E.N., Rapoport M.S., Vashgal' D.S., Shestakov V.G., Kholzakov I.I. (1985) Bazhenov deposit of chrysotile-asbestos. Moscow, Nedra Publ., 271 p. (In Russ.)
- Zoloev K.K., Rapoport M.S., Popov B.A. (1981) Geological development and metallogeny of the Urals. Moscow, Nedra Publ., 254 p. (In Russ.)