

ГЕОХИМИЯ ЭКЛОГИТОВ БЕЛОРЕЦКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ИХ ПРОТОЛИТОВ

© 2017 г. С. Г. Ковалев, Е. А. Тимофеева

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
E-mail: kovalev@ufaras.ru*

Поступила в редакцию 25.03.2016 г.

Принята к печати 20.06.2016 г.

В статье дана детальная минералого-петрографическая и петрогеохимическая характеристика эклогитов Белорецкого метаморфического комплекса (БМК). Установлено, что наиболее вероятными протолитами для эклогитов являлись интрузивные образования основного состава ранне-среднерифейского возраста, распространенные в пределах Башкирского мегантиклинория. В результате расчетов определены максимальные термобарические параметры при формировании эклогитов БМК: $P \approx 13$ кбар, $T \approx 650^\circ\text{C}$. При этом широкое распространение в породах симплектитовых структур, возникших при $P = 4.4\text{--}5.5$ кбар, $T = 480\text{--}500^\circ\text{C}$, свидетельствует об относительно быстром выведении комплекса на поверхность. Сделан вывод, что процесс формирования пара- и ортопород Белорецкого метаморфического комплекса с некоторой долей условности можно подразделить на два этапа, первый из которых обусловлен локально(?) проявленным рифтогенезом, проявившимся в период $\approx 730\text{--}710$ млн лет; второй этап – основной – реализовывался при орогенезе в складчатой области тиманид в условиях стрессовой (либо стресс + литостатическое давление) нагрузки, что позволяет считать БМК типичным представителем метаморфических комплексов коллизионного типа.

Ключевые слова: *эклогит, амфиболит, Белорецкий метаморфический комплекс, редкоземельные элементы, протолит, термодинамические параметры.*

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические породы на правобережье р. Белая исследователи отмечали еще в конце XIX–начале XX в. Как Белорецкий метаморфический комплекс рассматриваемые образования впервые были выделены Д.Г. Ожигановым в 1940 г. (1964). Первые упоминания об эклогитах в составе БМК относятся к 60-м гг. XX в., а позднее они были описаны А.А. Алексеевым, выделившим собственно эклогиты, амфиболовые и цоизитовые разновидности (Алексеев, Алексеева, 1979). Несмотря на значительное количество публикаций, освещающих разные проблемы геологии и метаморфизма горных пород БМК (Алексеев, Алексеева, 1990, 1998; Алексеев, Галиева, 2000; Алексеев и др., 2006, 2009; Ковалев и др., 2013), минералогия и геохимия эклогитов остаются слабо отраженными в литературе, а вопросы о генетической природе, формационной принадлежности протолитов и геодинамических условиях формирования эклогитов – практически полностью неизученными.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Составы минералов определялись на микроанализаторе Cameca SX 100 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик В. Хиллер) и на растровом электронном микроскопе РЭММ-202М с EDA (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитик В.А. Котляров). Содержания редких, редкоземельных и рассеянных элементов в породах БМК устанавливали на масс-спектрометрической системе высокого разрешения HR ICP-MS ELEMENT2 (ThermoFinnigan) для мультиэлементного анализа геологического материала (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Контроль качества получаемых результатов осуществляли путем параллельных анализов внутренних сверочных проб и стандартных образцов горных пород (образцы СГ-1А, СГД-1А, BCR-2). В течение анализа серии проб измерение стандартного образца – BCR2 Basalt Columbia River, U.S. Geological Survey – проводили с периодичностью 1 : 5–1 : 10.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА

Белорецкий метаморфический комплекс как стратиграфическое подразделение объединяет метаморфические породы, расположенные в восточной части Башкирского мегантиклинория. При протяженности около 120 км его наибольшая ширина достигает 40 км. В унифицированных стратиграфических схемах БМК сопоставляется с рифейскими отложениями западного склона Южного Урала (Стратиграфические..., 1993). В тектоническом отношении метаморфические породы БМК слагают Маярдакский антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении, юго-восточное крыло которого с разрывом, перерывом и угловым несогласием перекрыто палеозойскими толщами Зилаирского мегасинклинория. На северо-западе БМК по региональному Маярдакскому разлому граничит со среднерифейскими слабометаморфизованными толщами, а на востоке по Западно-Уралтаускому надвигу – с метаморфическими толщами Уралтауского антиклинория (рис. 1). Внутренняя структура Маярдакского антиклинория представлена сложнопостроенными, близкими к брахиформным поднятиями, в ядрах которых выходят породы буганакской или кызылташской свит (RF_1). Отрицательные структуры представлены синклиналями, в центральных частях которых сохранились породы зильмердакской свиты (RF_3). Весь комплекс разбит на ряд тектонических блоков разновозрастными и разноориентированными дизъюнктивными нарушениями.

В разрезе БМК выделяются (снизу вверх): нижнерифейские (буганакская и кызылташская свиты), среднерифейские (аюсапканская, белетарская, зигальгинская, зигазино-комаровская, авзянская свиты) и верхнерифейские (зильмердакская свита) отложения общей мощностью около 4000–5000 м (Стратиграфические..., 1993). Буганакская свита сложена ритмично переслаивающимися кварцитами, двуслюдяно-кварцевыми и карбонатно-кварцевыми сланцами и мраморами. В составе свиты присутствуют пластовые тела эклогитов. Кызылташская свита подразделяется на четыре подсвиты (снизу вверх): сюрюзьяк-ахмеровскую (мраморы доломитовые и кальцитовые), басканскую (переслаивание кристаллических сланцев с переменным содержанием биотита, мусковита, карбоната, плагиоклаза и кварца с темноокрашенными кристаллическими известняками), камерташскую (кристаллические сланцы с биотитом, мусковитом, плагиоклазом, кварцем, иногда с гранатом) и маярдакскую (углисто-кварцевые сланцы с редкими прослоями кварцитов и известняков). Аюсапканская свита трансгрессивно и с разрывом залегает на отложениях кызылташской свиты и сложена мусковит-кварцевыми, мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами и слюдястыми квар-

цитами. Белетарская свита сложена графитосодержащими мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами и кварцитами, в которых присутствуют стратифицированные толщи мощностью до 300 м (г. Белятур) и силлы аподолеритовых амфиболитов. Залегание выше отложения Белорецкого комплекса по составу и стратификации близки или аналогичны соответствующим стратиграфическим подразделениям среднего (от зигальгинской до авзянской свиты) и верхнего (зильмердакская свита) рифея и отличаются от них более высокой степенью регионального метаморфизма. По структурно-стратиграфическим, литологическим и формационным признакам стратиграфические подразделения комплекса сопоставляются с соответствующими членами стратиграфического разреза рифея Башкирского мегантиклинория (рис. 2).

А.А. Алексеев установил метаморфическую зональность Белорецкого комплекса, выделив зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации метаморфизма с изоградами хлоритоида, биотита, граната и омфацита. Он определил, что степень метаморфизма пород в целом увеличивается с запада на восток и с северо-запада и севера на юго-восток и юг к центру, расположенному в ядре Буганакской структуры с эклогитовыми парагенезисами в метабазах и силлиманитовыми в метатерригенных отложениях (Алексеев и др., 2006, 2009). Ортопороды в составе комплекса представлены межпластовыми залежами эклогитов и амфиболитов (см. рис. 1). Кроме того, в пределах БМК расположен небольшой Ахмеровский массив биотитовых гнейсированных гранитов, прорывающий толщи кызылташской свиты (RF_1), возраст которого согласно последним данным – 1381 ± 23 млн лет – соответствует среднему рифею (Горожанин и др., 2007; Краснобаев и др., 2007).

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Неизменные или слабо измененные эклогиты наблюдаются редко. Почти во всех случаях они в той или иной степени амфиболитизированы (рис. 3) и представляют собой массивные или грубосланцеватые розовато-зеленоватые породы с плотностью 3300–3420 кг/м³, сложенные омфацитом (60–70%), пироп-альмандиновым гранатом (30–35%) и рутилом (0.8–1.2%). Породы мелкозернистые, размеры кристаллов граната в них обычно не превышают 1.0 мм и редко достигают 1.5 мм.

Содержание клинопироксена (омфацита) достигает 60–70 об. %. Обычно он образует агрегаты короткопризматических, часто субпараллельно ориентированных длиннопризматических кристаллов размером до 0.5–1.0, реже 1.5 мм. Для апоэклогитовых амфиболитов характерным минералом является буровато-зеленый амфибол, состав которого

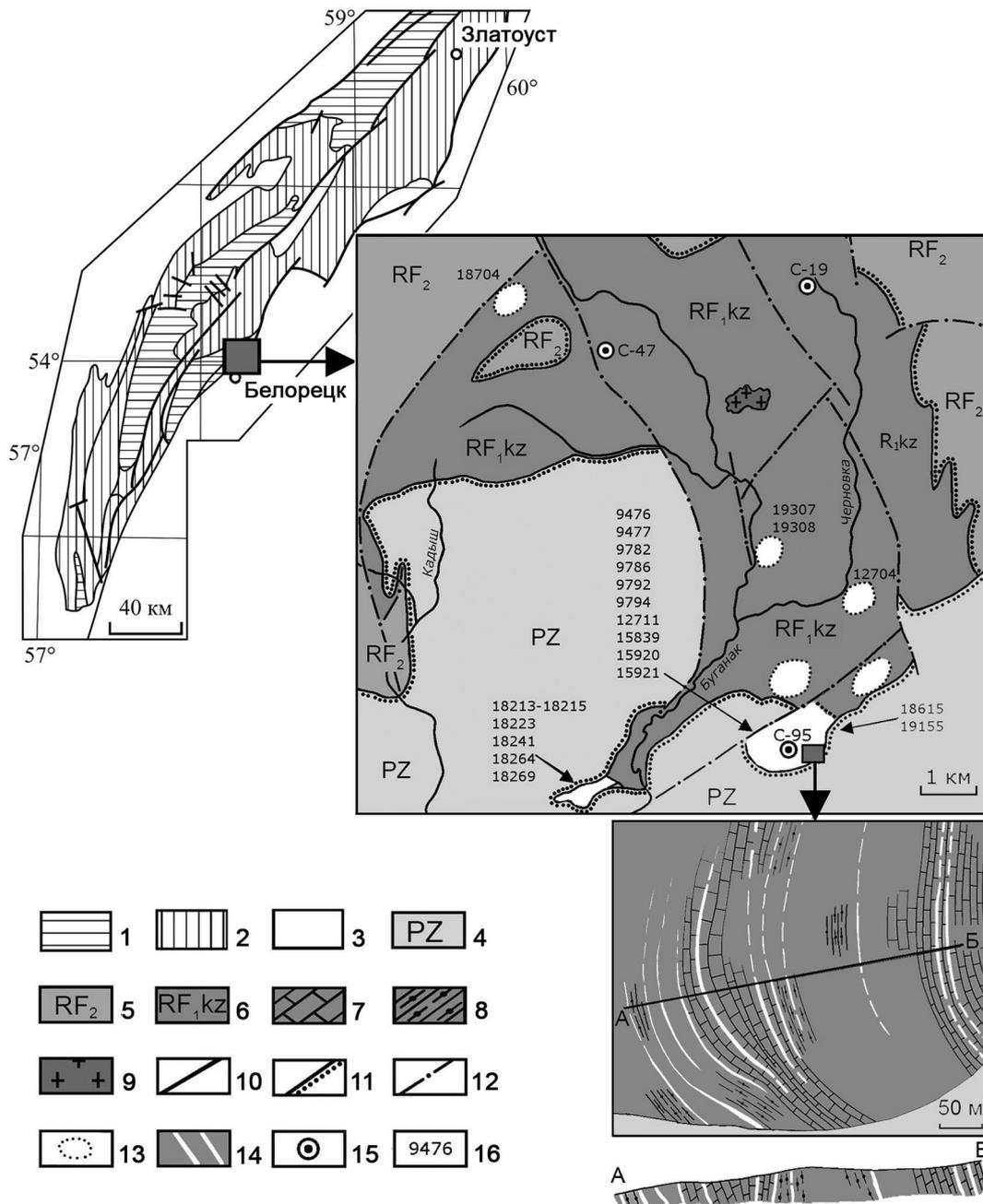


Рис. 1. Обзорная схема Южного Урала и схемы распространения эклогитов в Белорецком метаморфическом комплексе.

Условные обозначения 1–3 – для схемы: 1 – нижний рифей, 2 – средний рифей, 3 – палеозой; 4–16 – для врезок: 4 – палеозойские отложения нерасчлененные; 5 – среднерифейские отложения нерасчлененные; 6 – нижний рифей, кызылташская свита; 7 – мрамор, кызылташская свита; 8 – слюдисто-кварцевые сланцы, кызылташская свита; 9 – граниты Ахмеровского массива; 10 – стратиграфические согласные контакты; 11 – стратиграфические несогласные контакты; 12 – разрывные нарушения; 13 – участки развития эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов; 14 – эклогитовые и апоэклогитовые тела; 15 – скважины, вскрывшие эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты; 16 – номера образцов.

Fig. 1. Review scheme of the Southern Urals and schemes of occurrence eclogites in the Beloretsk metamorphic complex.

Legend 1–3 for review scheme: 1 – Lower Riphean, 2 – Middle Riphean, 3 – Paleozoic; 4–16 – for incuts: 4 – Paleozoic deposits, undifferentiated; 5 – Middle Riphean deposits unsubdivision; 6 – Lower Riphean, Kyzyltash formation; 7 – marble, Kyzyltash formation; 8 – mica-quartz schist, Kyzyltash formation; 9 – granites of Akhmerovo massif; 10 – stratigraphic concordant contacts; 11 – stratigraphic discordant contacts; 12 – faults; 13 – areas of occurrence eclogites and apoecligite amphibolites; 14 – eclogite and apoecligite body; 15 – wells, which dissected eclogite and apoecligite amphibolites; 16 – number of samples.

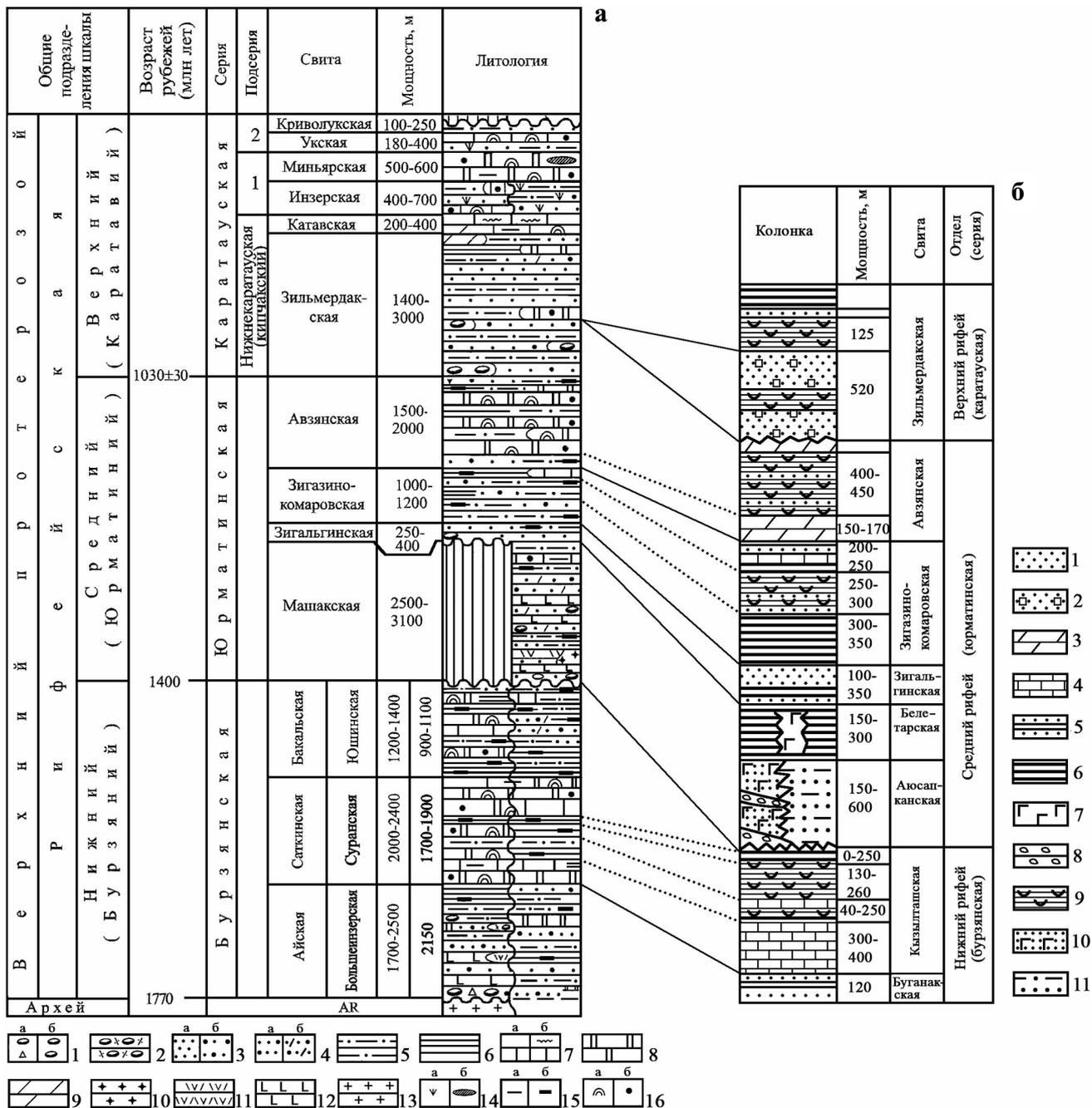


Рис. 2. Стратиграфический разрез рифейских отложений западной и осевой частей Башкирского мегантиклинория (а) и Белорецкого метаморфического комплекса (б) (Алексеев и др., 2006).

а. 1 – конгломерато-брекчии (а), конгломераты (б); 2 – тиллитоподобные конгломераты; 3, 4 – песчаники: 3 – кварцевые (а), полевошпат-кварцевые (б), 4 – аркозовые и субаркозовые (а), полимиктовые (б); 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты; 7 – известняки (а), “струйчатые” известняки (б); 8 – доломиты; 9 – мергели; 10 – граниты; 11 – риодациты; 12 – метабазальты; 13 – породы кристаллического фундамента; 14 – глауконит (а), кремни (б); 15 – характеристика пород: глинистость (а), углеродистость (б); 16 – органические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б). Цифры в колонке: 1 – среднекарагаузская (тангаурский); 2 – верхнекарагаузская (кудашский) подсерии.

б. 1 – мономиктовые кварцевые песчаники и кварциты; 2 – аркозовые и полевошпат-кварцевые песчаники, кварцитопесчаники; 3 – доломиты; 4 – известняки; 5 – толщи ритмического чередования песчаников (кварцитов) и алевролитов с глинистыми сланцами или карбонатными породами; 6 – углисто-глинистые и графитистые сланцы; 7 – эффузивы основного состава; 8 – конгломераты; 9 – кристаллические сланцы; 10 – филлитовидные сланцы по туфогенно-осадочным породам; 11 – мусковит-кварцевые и мусковит-хлорит-кварцевые сланцы, кварциты.

Fig. 2. The stratigraphic section of Riphean deposits of the western and the axial parts of the Bashkir meganticlinorium (a) and Beloretsk metamorphic complex (b) (Alekseev et al., 2006).

а. 1 – conglomerate-breccias (a) and conglomerates (б); 2 – tillite-like conglomerates; 3 – quartz sandstones (a), quartz-feldspar sandstones (б); 4 – arkose and subarkose (a), polymictic sandstones (б); 5 – siltstones; 6 – argillites; 7 – limestones (a) flow limestones (б); 8 – dolomites; 9 – marl; 10 – granites; 11 – rhyodacites; 12 – meta-basalts; 13 – crystalline basement rocks; 14 – glauconite (a), flint (б); 15 – characteristic of the rocks: clayey (a), carbon content (б); 16 – organic remains: stromatolites (a), microphytolites (б). The numbers in column: 1 – Middle Karatau subseries (tangaurskiy); 2 – Upper Karatau subseries (kudashkiy). **б.** 1 – monomictic quartz sandstones and quartzites; 2 – arkose and feldspar-quartz sandstones, quartzitic sandstones; 3 – dolomites; 4 – limestones; 5 – strata of rhythmic succession of sandstones (quartzites) and siltstone with shales or carbonate rocks; 6 – carbon-clay and graphitic chales; 7 – effusive basic rocks; 8 – conglomerates; 9 – schists; 10 – phyllite-like slates on tuffaceous-sedimentary rocks; 11 – muscovite-quartz and muscovite-chlorite-quartz schist, quartzite.

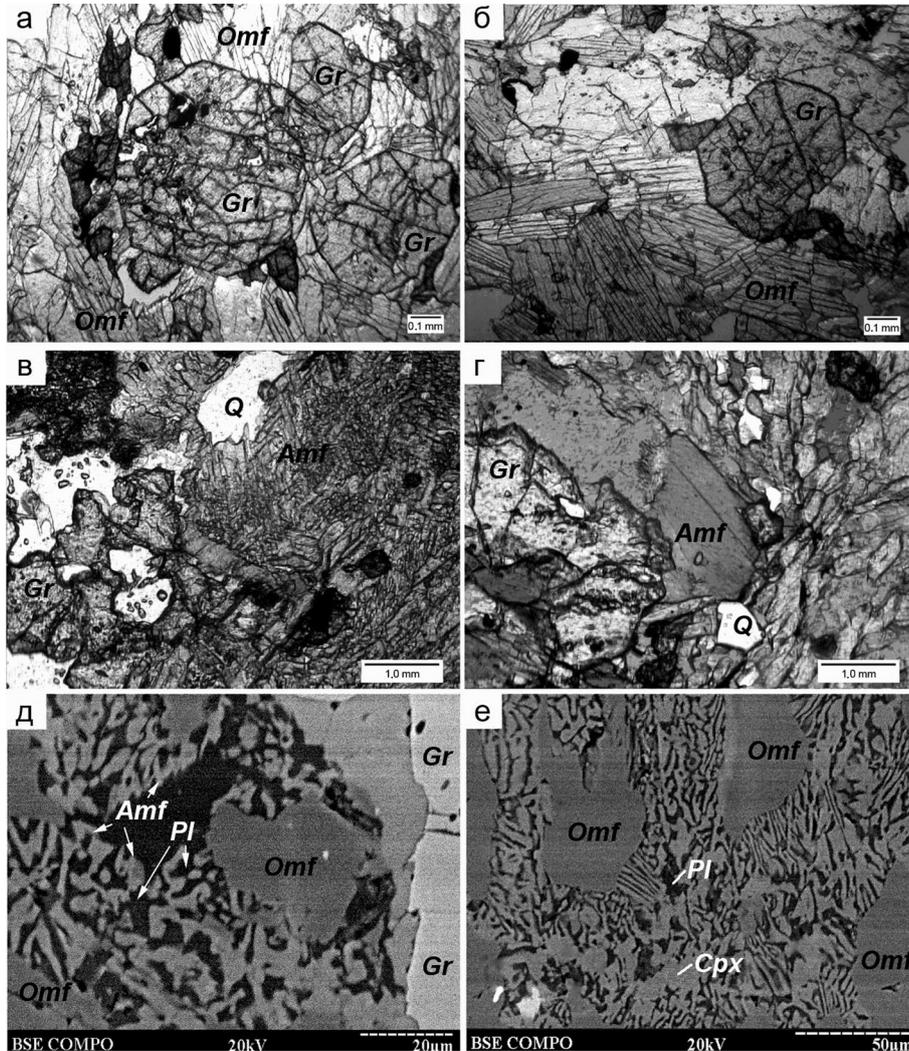


Рис. 3. Микрофотографии эклогитов (а, б), апоэклогитовых амфиболитов (в, г), амфибол-плагиоклазовых (д) и пироксен-плагиоклазовых (е) симплектитовых структур Белорецкого метаморфического комплекса.

Gr – гранат, *Omf* – омфациит, *Amf* – амфибол, *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Q* – кварц.

Fig. 3. The micrographs of rocks Beloretsk metamorphic complex: eclogites (a, б), apoclogite amphibolites (в, г), amphibole-plagioclase symplectites (д), pyroxene-plagioclase symplectites (е).

Gr – garnet, *Omf* – omphacite, *Amf* – amphibole, *Cpx* – clinopyroxene, *Pl* – plagioclase, *Q* – quartz.

близок к эдениту. Он принимает участие в сложении диабластовых очень мелкозернистых амфибол-плагиоклазовых агрегатов, замещающих омфациит в симплектитовых эклогитах, а также образует порфиробласты в амфиболитованных эклогитах и слага-

ет основную массу породы в апоэклогитовых амфиболитах. Размеры порфиробластов амфибола составляют 0.5–1.0 мм и могут достигать 2.0–3.0 мм.

Рудный минерал в количестве до 1.0–1.5% представлен желтовато-коричневым рутилом (TiO_2 –

98.98–99.19 мас. %; FeO – 0.21–0.67; V₂O₅ – 0.0–0.53), который рассеян в пироксене либо присутствует во включениях в гранате. Кроме единичных выделений, минерал наблюдается в агрегатных скоплениях, псевдоморфно заместивших скелетные кристаллы титаномагнетита. Часто зерна рутила в подобных обособлениях располагаются закономерно в виде субпараллельно ориентированных и взаимно пересекающихся цепочек, представляющих собой реликты пластинок ильменита в структуре распада первично магматического титаномагнетита. В таком случае образование рутила при увеличении степени метаморфического преобразования пород возможно по схеме: (титаномагнетит)-ильменит → лейкоксен → анатаз → рутил.

Присутствующая в некоторых эклогитах светлая слюда представлена фенгитовым мусковитом с повышенным содержанием SiO₂ и пониженным – Al₂O₃, что свойственно мусковитам метаморфических пород высокobarических метаморфических комплексов.

Из второстепенных минералов присутствуют кварц, эпидот, карбонат, хлорит и апатит. Рудные минералы представлены пиритом (S – 2.87–53.42 мас. %; Fe – 43.01–45.68; Ni – 0.23–1.60; Co – 0.15–3.80), пирротинном (S – 39.33–49.15 мас. %; Fe – 59.21–60.08; Ni – 0.31–0.37; Co – 0.0–0.67), халькопиритом (S – 34.99–35.04 мас. %; Fe – 29.6–30.21; Cu – 34.38–34.89), пентландитом (S – 42.47 мас. %; Fe – 21.69; Ni – 26.65; Co – 8.34), борнитом (S – 25.25 мас. %; Cu – 61.77; Fe – 12.32), кобальтином (S – 18.84 мас. %; Co – 26.21; As – 43.61; Ni – 4.66; Fe – 5.76), ильменитом (TiO₂ – 50.85–53.40 мас. %; FeO – 42.11–46.45; MnO – 1.90–4.40; V₂O₅ – 0.0–0.13), титанитом (TiO₂ – 40.72–41.58 мас. %; SiO₂ – 28.88–29.33; CaO – 26.80–27.86; FeO – 0.21–0.93; Al₂O₃ – 1.34–2.08), магнетитом (FeO – 66.3 мас. %; NiO – 1.42; CoO – 0.79) и гидроксидами железа с примесями Ni, Co и Cu (S – 36.49 мас. %; Fe – 48.67; Ni – 9.55; Co – 5.29).

Наиболее типичный процесс регрессивного изменения эклогитов – амфиболитизация, которая, как правило, начинается с замещения омфацита по краям зерен тонкозернистым симплектитовым агрегатом, представляющим собой взаимное прорастание буровато-зеленоватого актинолита (SiO₂ – 52.42–54.08 мас. %; TiO₂ – 0.0–0.06; Al₂O₃ – 2.9–4.37; FeO – 5.47–6.82; MgO – 12.24–13.46; CaO – 21.75–23.16; Na₂O – 1.08–1.89) с олигоклазом (SiO₂ – 65.25 мас. %; Al₂O₃ – 20.61; FeO – 0.46; MgO – 0.29; CaO – 3.28; Na₂O – 9.83), что обуславливает характерную микродиабластовую структуру пород (см. рис. 3д). При дальнейшем развитии процесса микродиабластовая структура становится более грубозернистой, зарождаются и растут порфиробласты роговой обманки. Кроме амфибол-плаггиоклазовых симплектитов, в породах довольно часто присутствуют пироксен-плаггиоклазовые симплектиты

(см. рис. 3е), где сростания представлены диопсидом (SiO₂ – 48.01–53.41 мас. %; TiO₂ – 0.0–0.39; Al₂O₃ – 2.85–8.31; FeO – 4.19–8.39; MgO – 11.69–14.53; CaO – 18.56–23.83; Na₂O – 0.9–2.04) и олигоклазом (SiO₂ – 64.5–66.46 мас. %; Al₂O₃ – 18.98–21.39; FeO – 0.0–0.23; MgO – 0.0–0.15; CaO – 3.76–5.12; Na₂O – 9.07–10.58; K₂O – 0.05–0.23).

В последовательном ряду замещения эклогитов амфиболитами выделяются гранатовый симплектитовый, гранатовый грубодиабластовый и плаггиоклазовый порфиробластовый амфиболиты с гранатом или без него. Таким образом, при наличии небольших реликтовых диабластовых микроструктур внутри кристаллов роговой обманки даже в безгранатовых плаггиоклазовых амфиболитах можно не сомневаться в их апоэклогитовой природе.

Амфиболиты в составе БМК встречаются довольно часто. Они залегают в виде силловых залежей в отложениях нижнего рифея и в виде межпластовых тел, даек и небольших интрузий в средне-рифейских отложениях. По минералогическому составу среди них выделяются гранатовые и плаггиоклазовые разновидности. Структура пород порфиронематобластовая или гранонематобластовая со слабо выраженной сланцеватой текстурой. Гранатовые амфиболиты – темно-зеленые среднезернистые породы, сложенные альмандиновым гранатом, буро-зеленоватой и зеленой роговой обманкой, плаггиоклазом № 20–22 и биотитом. Из рудных минералов обычно присутствует ильменит, реже рутил. Плаггиоклазовые амфиболиты отличаются от гранатовых отсутствием граната, при этом обе разновидности часто наблюдаются в составе одного тела, примером чего является крупная амфиболитовая залежь, расположенная юго-западнее пос. Нура. Здесь гранатсодержащие амфиболиты приурочены к узкой краевой эндоконтактной зоне массива, в то время как основная его часть сложена биотитсодержащими плаггиоклазовыми амфиболитами.

Гранаты (*Gr*) в эклогитах представлены порфиробластовыми выделениями размером 1–2 мм в диаметре (см. рис. 3), при относительном содержании в породах от 20 до 45%. По химическому составу все изученные гранаты в той или иной степени зональны. В *Gr* эклогитов и амфиболитов от центров к краям кристаллов наблюдаются устойчивое увеличение содержания Mg и столь же отчетливое уменьшение содержания Ca и Mn (рис. 4), что свидетельствует о прогрессивной направленности изменения содержаний компонентов. Обратная зональность наблюдается в ряде случаев лишь в узкой краевой оторочке отдельных зерен. Пироповая составляющая в *Gr* из эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов варьирует в пределах 9–25%, альмандиновая – 47–55%. На диаграммах *Alm-Prp-Sps* (рис. 5I, а, б) основные изменения составов гранатов определяются вариациями Mg₃Al₂(SiO₄)₃ ↔

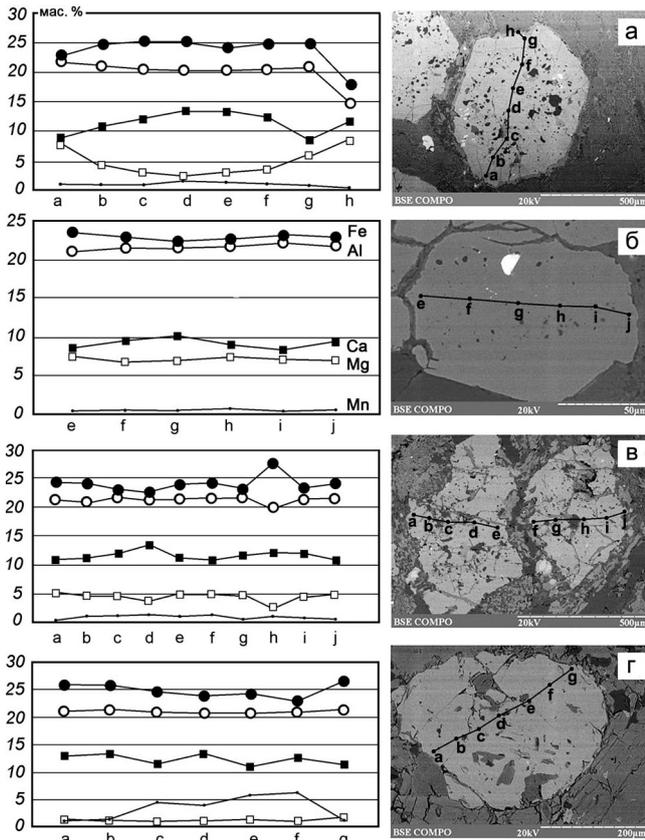


Рис. 4. Изменение содержаний оксидов в гранатах из эклогитов Белорецкого метаморфического комплекса.

а, б – эклогиты; в – амфиболизированный эклогит; г – гранатовый амфиболит.

Fig. 4. Change the contents of the oxides in the garnets from eclogites Beloretsk metamorphic complex.

а, б – eclogites; в – amphibolized eclogite; г – garnet amphibolite.

$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ при количествах $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$, близких к const. На диаграмме, характеризующей составы *Gr* из гранатовых амфиболитов БМК (рис. 5I, в), обособляются две группы кристаллов, изменения химизма одной из которых аналогичны таковым из эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов. Вторая группа гранатов относится к марганцевистым разновидностям. Изменения химического состава этих кристаллов обусловлены значительными вариациями спессартинового и альмандинового миналов при слабых колебаниях $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$. На диаграммах *Alm-Prp-Grs* (рис. 5II, а¹, б¹, в¹) тенденция для гранатов из эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов сохраняется. В кристаллах из гранатовых амфиболитов, обогащенных спессартиновым миналом, наблюдаются заметные колебания $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$, что свидетельствует о различиях в химизме среды и термобарических условиях ми-

нералообразования при формировании этой группы кристаллов.

Клинопироксены (*Spx*) эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов БМК относятся к омфацинту (содержание жадеитового минала $\approx 37\%$). Обычно они образуют агрегаты короткопризматических, реже субпараллельно ориентированных длиннопризматических кристаллов размером до 0.5–1.0 мм, реже 1.5 мм (см. рис. 3а, б). Зональность в *Spx* в большинстве случаев не фиксируется. Наблюдаются незначительные вариации содержаний главных компонентов в пределах отдельных кристаллов. В то же время изменения составов клинопироксенов из эклогитов и амфиболизированных эклогитов характеризуются закономерностями, присущими определенному петротипу пород. Из диаграммы *Jd-Wo, En, Fs-Ae* (рис. 5III, а, б) видно, что вариации составов первых обусловлены изменением количества жадеитового минала, в то время как в *Spx* амфиболизированных эклогитов максимальные вариации свойственны эгириновому миналу.

Амфиболы широко распространены в породах БМК. Их состав довольно разнообразен, но наблюдаются относительно четко проявленные закономерности в приуроченности отдельных разновидностей к определенным типам пород. Так, на диаграмме $Al_{IV}-Na + K$ (рис. 6) точки составов амфиболов образуют тренды, свидетельствующие о наличии как минимум двух изоморфных рядов, первый из которых – актинолит/тремолит–роговая обманка ± паргасит – фиксируется во всех изученных породах БМК. Второй тренд – роговая обманка–эденит – наиболее четко проявлен в эклогитах и их амфиболизированных разновидностях (см. рис. 6а, б). Увеличение щелочности амфиболов обусловлено процессом замещения омфацинта парагенезисом натровый амфибол + кислый плагиоклаз, о чем свидетельствуют данные по образцу № 9476 (см. рис. 6б, поля I, II), в котором составы амфиболов из основной массы породы соответствуют промежуточным членам между тремолитом/актинолитом и роговой обманкой (см. рис. 6б, поле I). Для амфиболов из симплектитовых структур характерна повышенная щелочность (см. рис. 6б, поле II), обусловленная разложением омфацинта.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКЛОГИТОВ

Содержания основных петрогенных оксидов в эклогитах Белорецкого комплекса подвержены значительным колебаниям (табл. 1). Им присущи переменные (от 45.1 до 54.3 мас. %) количества SiO_2 , относительно невысокие титанистость (0.7–1.9 мас. %) и щелочность ($Na_2O + K_2O$ – не более 2.3–4.5 мас. %) при повышенной известковистости ($CaO = 9–13$ мас. %). На диаграмме $Na_2O + K_2O-SiO_2$ (рис. 7а) точки составов всех изученных экло-

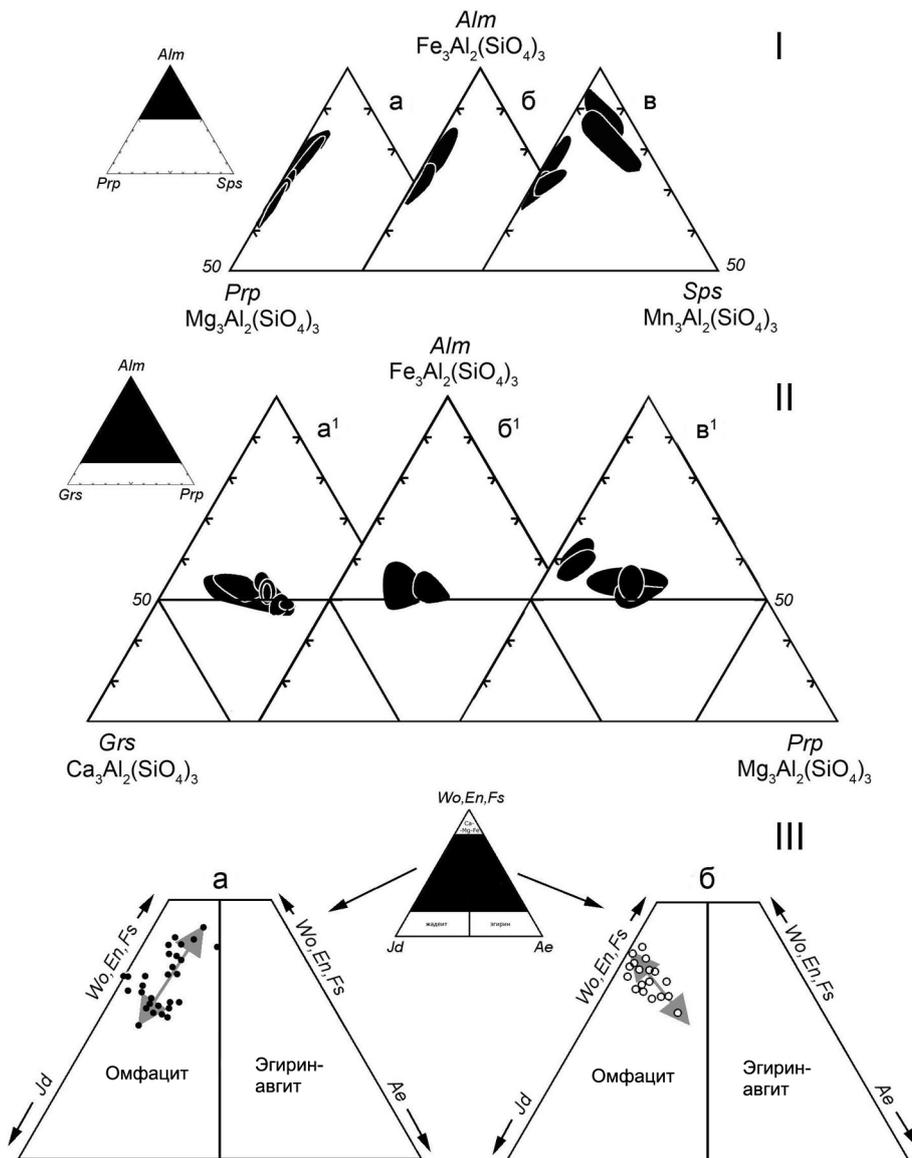


Рис. 5. Диаграммы *Alm–Prp–Sps*, *Alm–Prp–Grs* для гранатов и *Jd–Wo, En, Fs–Ae* для пироксенов из пород Белорецкого метаморфического комплекса.

Ia, IIa¹, IIIa – эклогиты; Iб, IIб¹, IIIб – амфиболизированные эклогиты; Iв, IIв¹ – гранатовые амфиболиты. Затопленные поля соответствуют составу одного кристалла.

Fig. 5. Diagrams *Alm–Prp–Sps*, *Alm–Prp–Grs* for garnets and *Jd–Wo, En, Fs–Ae* for pyroxenes from rocks of Beloretsk metamorphic complex.

Ia, IIa¹, IIIa – eclogites; Iб, IIб¹, IIIб – amphibolized eclogites; Iв, IIв¹ – garnet amphibolites. Flooded field correspond to the composition of crystal.

гитов располагаются в поле базальтоидов. На классификационной диаграмме 2Nb–Zr/4–Y (рис. 7б) эклогиты БМК попадают в поле обогащенных базальтов с плюмовой составляющей, а на диаграмме Th–Hf/3–Ta (рис. 7в) большинство точек находятся в полях обогащенных внутриплитных толеитовых и щелочных базальтов.

Геохимические данные по эклогитам Белорецкого комплекса приведены в табл. 2. По нормали-

зованным на хондрит содержаниям редкоземельных элементов эклогиты БМК уверенно разделяются на три типа: 1) обогащенные относительно хондрита группой легких РЗЭ более чем в 100 раз с резко дифференцированным распределением РЗЭ ($La_n/Yb_n = 6.99$; $Ce_n/Lu_n = 6.05$) и относительно высокой суммой (166.8 г/т) редкоземельных элементов; 2) умеренно обогащенные (в 20–30 раз) легкой группой со слабо проявленной дифференциро-

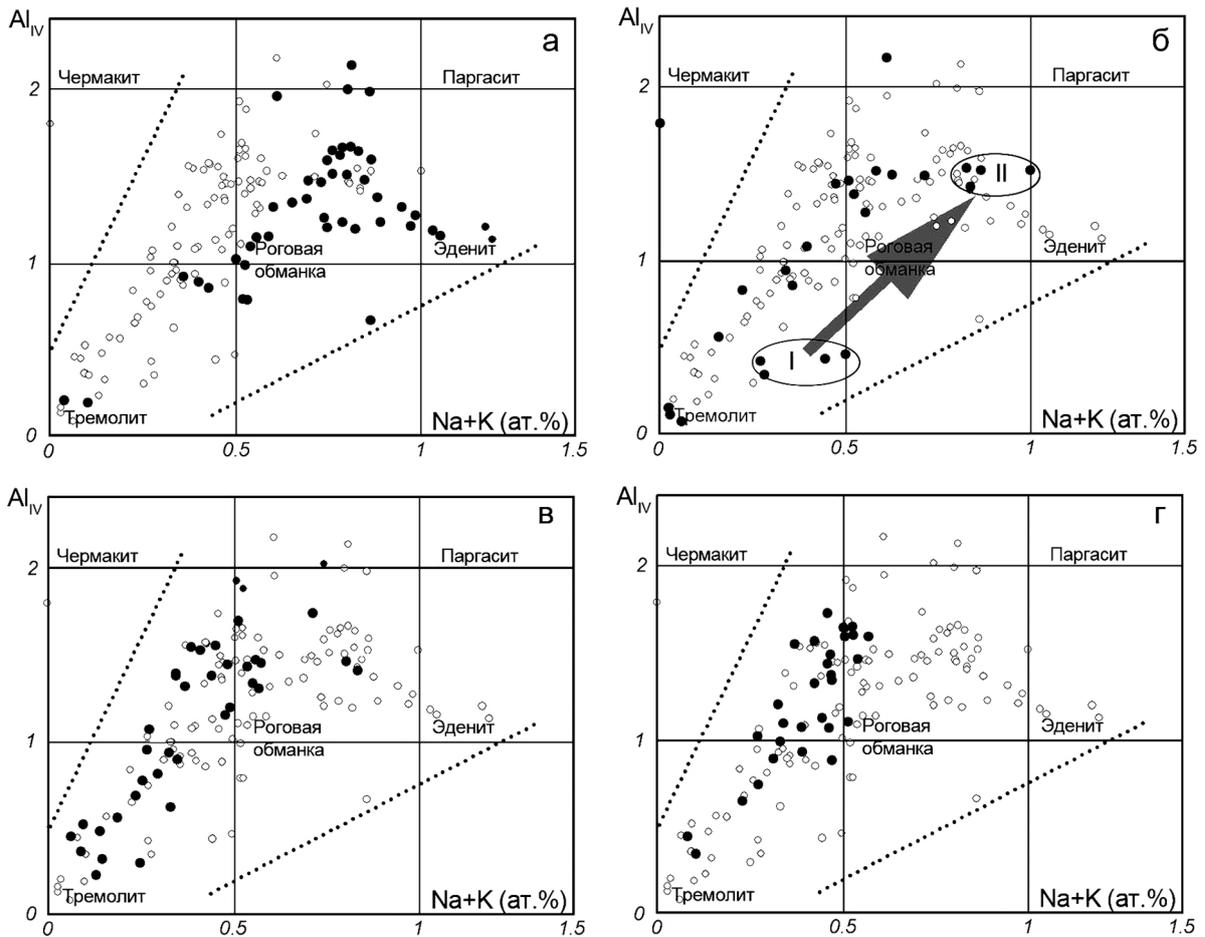


Рис. 6. Диаграмма Al_{IV} –Na + K для амфиболов из пород Белорецкого метаморфического комплекса.

а – эклогиты; б – амфиболизированные эклогиты; в – апоэклогитовые амфиболиты; г – гранатовые амфиболиты. Темными точками обозначены анализы соответствующих типов пород. Остальные пояснения см. в тексте.

Fig. 6. Diagram Al_{IV} –Na + K for amphibole from rocks of Beloretsk metamorphic complex.

а – eclogites; б – amphibolized eclogites; в – apoclogite amphibolites; г – garnet amphibolite. Shaded points – analyzes of relevant rock types. Other explanations – in the text.

ванностью (La_n/Yb_n – 1.5–2.9; Ce_n/Lu_n – 1.43–2.61) и “средней” суммой (50.85–95.57 г/т); 3) близкие к хондриту (La_n/Yb_n – 0.68–0.99; Ce_n/Lu_n – 0.61–0.95; сумма РЗЭ – 28.6–39.6 г/т) (рис. 8). Для этих разновидностей характерны существенные различия в содержаниях U и Th, г/т: первый тип – 0.95 и 3.85; второй – 0.17–0.71 и 0.62–2.0; третий – 0.09–0.35 и 0.24–0.52 соответственно. Наиболее распространенным среди пород комплекса является второй тип эклогитов – умеренно обогащенный легкими РЗЭ со слабо выраженной отрицательной европейской аномалией.

Анализ мультикомпонентных диаграмм (см. рис. 8) показывает, что по отношению к базальтам N-MORB эклогиты БМК обогащены крупноионными литофильными элементами – Rb, Ba, K, Th и La. Для их спектров характерны Ta-Nb и La максимумы и Sr и Ce минимумы, что еще раз подчеркивает

сходство эклогитов с толеитовыми и субщелочными базальтами континентальных рифтов и внутриплитными базальтами (Маслов, 2014).

Сравнительный анализ нормализованных содержаний РЗЭ, редких, рассеянных и некогерентных элементов в эклогитах БМК и рифейских магматических породах Башкирского мегантиклинория, в составе которых мы рассматриваем раннерифейские – Навышский трахибазальтовый, Юшинский габбро-долеритовый и Шуйдинский пикродолеритовый; среднерифейские – Кусинско-Копанский расслоенный, Повальненский и Кургасский габбро-долеритовые; позднерифейские – Мисаелгинский феррогаббро-долерит-пикритовый и Инзерский габбро-долеритовый комплексы, привел к следующим заключениям (см. рис. 8):

– подавляющая часть трендов нормализованных содержаний РЗЭ и трендов на спайдер-диаграммах,

Таблица 1. Химический состав эклогитов БМК, мас. %

Table 1. Chemical composition of eclogites of the BМК, wt %

Окислы	9476	9777	9782	9794	12712	15921	15920	9782	9786	15839
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48.20	53.86	48.32	49.28	46.32	48.00	48.00	48.70	50.86	46.88
TiO ₂	1.44	1.03	1.37	1.02	1.38	1.45	1.45	1.10	1.54	1.97
Al ₂ O ₃	14.63	13.00	12.73	15.00	13.75	15.09	12.01	14.02	11.67	13.13
Fe ₂ O ₃	0.95	1.70	3.01	1.39	3.38	13.00*	2.94	3.54	4.55	16.10*
FeO	10.71	8.54	8.56	10.56	9.83	He обн.	12.46	9.33	7.38	He обн.
MnO	0.17	0.24	0.19	0.17	0.19	0.13	0.21	0.12	0.23	0.21
MgO	7.03	6.95	7.61	7.69	7.22	8.80	9.40	7.07	7.88	5.00
CaO	11.93	7.89	11.75	11.28	10.59	11.04	10.26	10.90	11.84	13.04
Na ₂ O	2.41	2.19	2.37	1.88	2.11	2.36	2.03	2.36	2.34	3.45
K ₂ O	0.52	1.40	0.93	0.36	0.93	0.60	0.50	0.02	0.31	0.10
P ₂ O ₅	0.27	0.15	0.11	0.11	0.18	0.14	0.08	0.42	0.04	He обн.
П.п.п.	2.26	2.80	2.79	1.11	4.36	0.20	0.28	2.12	1.01	0.10
Сумма	100.52	99.75	99.74	99.85	100.24	100.81	99.62	99.68	99.65	99.98
Окислы	12704	18214	18215	18223	18241	18269	18505	18617	18617	18214
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	45.79	54.00	54.26	51.99	54.30	47.07	47.50	47.00	52.57	53.00
TiO ₂	1.60	0.90	1.10	1.02	0.82	1.52	1.28	1.30	1.24	1.10
Al ₂ O ₃	14.48	15.00	14.94	14.44	13.70	14.24	13.20	14.10	12.80	15.00
Fe ₂ O ₃	5.39	2.34	2.18	0.90	1.38	2.35	14.00*	13.80*	13.80*	2.09
FeO	9.72	7.00	7.18	7.69	5.70	11.56	He обн.	He обн.	He обн.	7.20
MnO	0.25	0.17	0.14	0.14	0.10	0.21	0.21	0.19	0.13	0.16
MgO	7.06	8.20	6.34	7.56	6.40	7.00	8.00	8.00	5.70	7.20
CaO	10.38	7.00	8.06	8.74	10.40	10.64	11.20	11.88	10.22	8.40
Na ₂ O	2.49	2.30	2.56	2.56	2.00	1.74	2.60	2.27	2.25	2.30
K ₂ O	0.36	1.60	1.46	1.87	1.50	0.82	0.27	0.12	0.31	1.50
P ₂ O ₅	0.17	He обн.	0.11	0.10	0.12	He обн.				
П.п.п.	2.22	1.00	1.65	1.96	3.10	1.66	2.04	1.90	0.20	1.50
Сумма	99.91	99.51	99.87	98.87	99.40	98.81	100.41	100.66	99.34	99.45
Окислы	18268	18617	18615	18615a	19155	18704	19307	19308	9790	19155
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	49.17	49.77	50.00	48.75	49.00	47.10	50.00	49.00	45.12	48.75
TiO ₂	1.47	1.27	1.20	1.33	1.21	1.48	1.72	1.89	0.71	1.33
Al ₂ O ₃	14.24	13.45	15.55	15.35	12.80	14.20	12.46	12.80	14.82	15.35
Fe ₂ O ₃	1.69	13.80*	9.70*	11.25*	13.00*	13.40*	13.10*	14.30*	2.17	11.25*
FeO	9.19	He обн.	11.92	He обн.						
MnO	0.17	0.16	0.20	0.21	0.14	0.20	0.13	0.19	0.17	0.21
MgO	7.44	6.85	8.10	8.05	8.00	8.00	11.60	6.60	6.63	8.05
CaO	12.54	11.05	11.48	11.74	11.02	11.32	5.68	9.94	13.02	11.74
Na ₂ O	2.30	2.25	2.14	2.20	2.50	2.23	3.30	2.55	2.02	2.20
K ₂ O	0.68	0.22	0.85	0.83	0.57	0.74	1.08	0.71	0.47	0.83
P ₂ O ₅	He обн.	0.11	0.07	0.07	0.20	0.07	0.27	0.29	0.23	0.07
П.п.п.	0.95	1.05	0.04	0.16	0.96	1.34	1.32	1.44	2.51	0.16
Сумма	99.84	99.98	99.33	99.94	99.40	100.08	100.66	99.71	99.79	99.94

Примечание. 1–10 – юго-западный склон высоты 607.6 м; 11 – р. Кара-Елга; 12–22 – ж/д Белорецк–Карламан, правый берег р. Буганак; 23–25 – щебеночный карьер западнее высоты 607.6 м; 26 – западный склон хр. Маярдак; 27–28 – высота 600.1 м; 29 – западный склон высоты 607.6 м; 30 – скв. 95, глубина 7 м. * – общее железо.

Note. 1–10 – the south-western slope of the height of 607.6 m; 11 – Kara-Elga River; 12–22 – recess on the railroad Beloretsk–Karlamán, the right bank of the Bуганак River; 23–25 – quarry crushed stone west of the height of 607.6 m; 26 – western slope of the Majardak Ridge; 27–28 – the height of 600.1 m; 29 – the western slope of the height of 607.6 m; 30 – well of 95, the depth of 7 m. * – total Fe.

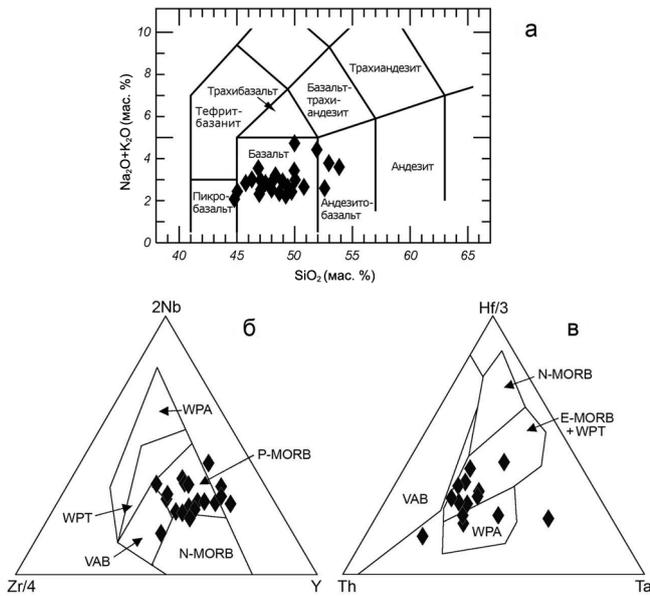


Рис. 7. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (а), $\text{Zr}/4-2\text{Nb}-\text{Y}$ (б) и $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$ (в) для эклогитов Белорецкого комплекса.

Поля на диаграммах (б) и (в) по (Meschende, 1986): WPA – внутриплитные субщелочные и щелочные базальты; WPT – внутриплитные толеитовые базальты; VAB – базальты островных дуг; P-MORB – базальты с плюмовой составляющей; N-MORB – истощенные толеиты океанического дна; E-MORB – обогащенные толеиты; E-MORB + WPT – обогащенные внутриплитные толеитовые базальты.

Fig. 7. Diagrams $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (a), $\text{Zr}/4-2\text{Nb}-\text{Y}$ (b) and $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$ (v) for eclogites of Beloretsk complex.

Fields in the diagrams (b) and (v) by (Meschende, 1986): WPA – intraplate subalkaline and alkaline basalts; WPT – intraplate tholeiitic basalts; VAB – island arc basalts; P-MORB – basalts with plume component; N-MORB – depleted tholeiites from the floor of ocean; E-MORB – enriched tholeiites; E-MORB + WPT – enriched intraplate tholeiitic basalts.

характеризующих эклогиты БМК, располагается в полях рифейских магматических пород;

– степени дифференцированности РЗЭ эклогиты первого типа близки к средним нормализованным составам габбро-долеритов Юшинского, трахибазальтов Навышского комплекса (RF_1) ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 9.56$; $\text{Ce}_n/\text{Lu}_n = 8.14$; $\Sigma\text{PЗЭ} = 190.78$) и средним составам базитов Кургасского и Кусинско-Копанского комплексов (RF_2) ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 6.31$; $\text{Ce}_n/\text{Lu}_n = 6.28$; $\Sigma\text{PЗЭ} = 93.68$);

– степень дифференцированности редкоземельных элементов в эклогитах второго типа и разновозрастных магматических породах Башкирского мегантиклинория, представленных дайками и пластовыми залежами базитов, практически идентична (раннерифейские – $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1.95$; $\text{Ce}_n/\text{Lu}_n = 1.91$; $\Sigma\text{PЗЭ} = 45.46$; среднерифейские – $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 2.24$;

$\text{Ce}_n/\text{Lu}_n = 2.32$; $\Sigma\text{PЗЭ} = 94.40$; позднерифейские – $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 2.37$; $\text{Ce}_n/\text{Lu}_n = 2.57$; $\Sigma\text{PЗЭ} = 59.13$);

– из анализа спайдер-диаграмм видно, что наибольшее соответствие по всем элементам наблюдается между ранне-среднерифейскими магматическими породами и эклогитами всех типов, в то время как для позднерифейских магматических пород характерны большее количество К, Th, Sr, группы легких РЗЭ, а также Hf и Zr по сравнению с эклогитами второго и третьего типов.

Особенно отчетливо генетическое родство рифейских магматических пород Башкирского мегантиклинория и эклогитов БМК видно на диаграмме $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$ (рис. 9), на которой точки составов рифейских магматических пород Башкирского мегантиклинория и эклогитов БМК образуют по сути единое поле, “тяготея” к области, характеризующей базальты внутриплитных обстановок, и располагаясь “выше” эталонного состава базальтов E-MORB. Таким образом, следует констатировать, что при всех вариациях петрогеохимических параметров, присущих рассмотренным породам, наиболее вероятными протолитами для эклогитов БМК являлись магматические породы ранне-среднерифейского возраста.

ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВ

Оценки термобарических параметров образования эклогитов БМК немногочисленны. В частности, А.А. Алексеев по гранат-клинопироксеновому геотермометру Л.Л. Перчука (1970) оценивал температуру в $500-600^\circ\text{C}$, давление – $9-10$ кбар. Более поздние оценки по формуле Д.Ж. Эллиса и Д.Х. Грина (Ellis, Green, 1979) соответствовали $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 10$ кбар. По нашим расчетам по гранат-клинопироксеновому геотермометру (Powell, 1985) и амфиболовому геобарометру (Hammerstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991) температуры образования эклогитов изменяются от 435 до 620°C , а давление варьирует в пределах от 7.6 до 10.3 кбар. Кроме того, оценки температуры и давления для амфибололизированного эклогита из нашей коллекции были получены методом мультиравновесной термобарометрии (Пиндюрина, 2014). Для ассоциации гранат-клинопироксен-плагиоклаз-биотит-кварц в присутствии титансодержащих минералов рутила и титанита были выполнены расчеты в программе TWQ. Полученные результаты по температуре и давлению для системы $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (KCFMATSH) с тремя независимыми реакциями составляют $T = 612^\circ\text{C}$, $P = 8.45$ кбар.

Для парапород Белорецкого комплекса, в которых были обнаружены высококремниевые фенгиты ($\text{Si} = 3.4$), рассчитанное по методике Н.Л. Добрецова и Н.В. Соболева (1970) давление превышает

Таблица 2. Содержание редких, рассеянных и редкоземельных элементов в эколитах и амфиболитах БМК, г/т**Table 2.** Contents of rare, scattered and rare earth elements of eclogites and amphibolites of the BМК, ppm

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li	33.79	57.04	19.80	33.54	21.08	18.94	He обн.	35.36	54.91
Be	0.77	0.60	0.38	0.59	0.43	0.53	—”—	0.29	0.41
Sc	47.83	47.10	45.03	73.56	49.83	47.73	—”—	45.45	65.82
Ti	4261.54	6263.23	5903.31	9411.67	5707.54	6226.99	—”—	5870.48	8785.01
V	259.92	244.75	215.78	352.49	309.65	251.04	284	233.67	354.42
Cr	209.30	194.32	172.52	291.45	270.87	186.55	234	193.50	303.63
Co	32.55	35.36	42.51	70.54	50.49	35.18	25	28.25	44.12
Ni	26.70	56.48	70.15	114.11	84.20	64.67	<20	42.46	71.21
Cu	13.42	60.54	121.54	209.45	146.03	40.79	30	17.90	201.14
Zn	75.37	59.62	82.66	137.67	101.05	61.75	52	59.88	146.08
Ga	15.99	15.31	12.16	20.30	13.36	16.75	15	15.72	24.58
Ge	1.69	1.42	1.25	2.24	1.59	1.42	<1	1.46	2.62
Rb	26.88	26.63	12.02	19.38	13.30	3.59	4	16.66	25.55
Sr	39.79	34.13	44.06	71.43	48.68	49.27	45	34.33	55.22
Y	17.10	20.53	15.60	23.81	16.75	20.42	23	20.60	28.87
Zr	45.03	22.09	40.80	30.68	41.49	45.26	71	29.54	27.52
Nb	4.93	6.77	6.77	11.92	4.56	6.16	6	5.40	6.7
Mo	0.59	0.15	0.16	0.33	0.37	0.24	<2	0.22	0.66
Ag	0.12	0.16	0.18	0.29	0.20	0.14	<0.5	0.11	0.16
Cd	0.23	0.13	0.06	0.11	0.07	0.11	He обн.	0.09	1.0
Sn	0.97	0.95	0.74	1.37	He обн.	1.31	<1	0.76	1.33
Sb	1.36	0.99	0.76	0.65	—”—	1.14	0.7	0.89	0.85
Cs	0.54	0.89	0.54	0.83	0.62	0.59	0.5	0.45	0.60
Ba	86.46	96.40	61.20	106.63	71.30	20.51	21,0	45.27	78.90
La	2.30	3.81	2.41	3.58	2.81	6.88	7.4	6.16	9.02
Ce	6.93	9.37	5.57	8.38	6.58	17.22	17.3	15.04	22.49
Pr	1.19	1.35	1.01	1.46	1.11	2.43	2.32	2.11	2.97
Nd	6.34	6.54	5.28	7.88	6.01	11.52	11.2	9.68	13.79
Sm	2.19	2.06	1.79	2.63	1.99	3.12	3,0	2.51	3.50
Eu	0.91	0.77	0.62	0.91	0.69	1.10	1.1	0.79	1.10
Gd	2.89	3.49	2.55	3.59	2.79	3.79	3.6	3.22	4.29
Tb	0.52	0.65	0.44	0.62	0.49	0.64	0.6	0.60	0.76
Dy	3.47	4.59	3.17	4.21	3.30	4.33	4,0	4.40	5.32
Ho	0.72	0.96	0.68	0.91	0.72	0.92	0.8	0.90	1.11
Er	1.99	2.67	2.05	2.78	2.18	2.60	2.5	2.49	3.08
Tm	0.28	0.39	0.32	0.43	0.34	0.38	0,37	0.35	0.42
Yb	1.93	2.57	2.36	3.04	2.38	2.54	2.4	2.27	2.74
Lu	0.30	0.38	0.36	0.46	0.36	0.38	0,34	0.33	0.39
Hf	1.27	0.78	1.26	1.14	1.45	1.43	1.9	0.94	0.84
Ta	0.31	0.46	1.84	1.39	1.30	0.46	0.4	0.40	3.62
W	610.21	1.13	0.49	0.71	0.39	113.85	83	3.20	5.32
Tl	0.14	0.36	0.07	0.10	0.08	0.05	<0.1	0.07	0.10
Pb	18.34	3.10	2.30	3.61	2.87	1.39	<5	2.77	15.21
Bi	0.15	0.04	0.09	0.14	0.12	0.04	<0.4	0.05	0.19
Th	0.24	0.42	0.35	0.52	0.47	0.62	1,0	0.68	1.37
U	0.35	0.15	0.09	0.14	0.09	0.19	0.2	0.17	0.37
Rb/Sr	0.68	0.78	0.27	0.27	0.27	0.07	0.09	0.49	0.46
La/Yb	1.19	1.48	1.02	1.18	1.18	2.71	3.08	2.71	3.29
Ni/Co	0.82	1.60	1.65	1.62	1.67	1.84	—	1.50	1.61
№ п.п.	10	11	12	13	14	15	16	17	
Li	He обн.	43.95	He обн.	24.67	17.11	19.70	He обн.	He обн.	
Be	—”—	1.70	—”—	1.26	0.53	0.52	—”—	—”—	
Sc	—”—	46.67	—”—	31.63	44.19	48.78	—”—	—”—	
Ti	—”—	8708.58	—”—	4379.12	5553.98	5902.14	—”—	—”—	
V	273	305.22	374	190.39	239.01	252.89	411	295	
Cr	251	97.24	95	138.34	181.20	219.46	132	45	
Co	12	39.63	31	30.76	43.93	45.39	47	25	

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

№ п.п.	10	11	12	13	14	15	16	17
Ni	<20	77.70	32	63.99	73.89	75.50	43	<20
Cu	<10	84.05	73	63.58	101.07	60.17	281	76
Zn	<30	124.96	159	65.93	55.65	64.88	116	<30
Ga	11	15.40	16	20.07	17.03	18.56	19	11
Ge	<1	2.24	2	1.25	1.51	1.40	3	1
Rb	17	6.66	<2	51.96	14.60	11.51	6	26
Sr	33	67.47	62	151.78	102.69	120.21	108	45
Y	24	30.94	36	24.60	18.91	20.21	36	45
Zr	64	85.42	142	128.01	35.94	23.35	122	197
Nb	5	14.75	15	14.55	5.52	5.73	10	9
Mo	<2	0.12	<2	0.50	0.31	0.30	<2	<2
Ag	<0.5	0.31	<0.5	0.32	0.12	0.13	<0.5	<0.5
Cd	He обн.	0.60	He обн.	0.10	0.07	0.10	He обн.	He обн.
Sn	<1	1.56	1	1.51	0.80	0.82	1	<1
Sb	<0.5	0.55	<0.5	0.53	0.71	0.64	<0.5	<0.5
Cs	<0.5	0.02	<0.5	1.62	0.72	0.56	0.7	2.2
Ba	48	294.81	286	386.56	109.38	92.10	290	86
La	7.2	8.42	8.7	31.18	6.94	8.35	13.3	19.6
Ce	16.5	19.62	19.2	68.20	16.96	20.52	29.9	43.8
Pr	2.19	3.15	2.97	8.05	2.37	2.86	3.99	5.71
Nd	10.4	15.57	14.9	32.18	11.50	13.99	18.5	26.4
Sm	2.7	4.68	4.6	6.24	3.22	3.79	4.8	6.6
Eu	0.85	1.57	1.58	1.48	1.25	1.48	1.63	2.01
Gd	3.4	6.22	6	5.63	3.99	4.69	5.7	7.5
Tb	0.7	1.05	1.1	0.84	0.63	0.73	1	1.3
Dy	4.5	6.84	6.7	5.10	4.21	4.64	6.4	8
Ho	0.9	1.37	1.3	1.04	0.87	0.93	1.4	1.7
Er	2.8	3.77	3.9	2.99	2.49	2.62	4	4.9
Tm	0.39	0.54	0.55	0.45	0.36	0.38	0.59	0.71
Yb	2.5	3.62	3.5	2.98	2.37	2.47	3.8	4.5
Lu	0.35	0.54	0.51	0.44	0.35	0.37	0.56	0.66
Hf	1.7	2.67	4	3.06	1.15	0.81	3.5	5
Ta	0.3	0.84	0.7	0.99	0.39	0.41	0.7	0.9
W	2	0.54	<1	0.38	0.23	1.76	<1	<1
Tl	<0.1	0.02	<0.1	0.29	0.08	0.13	<0.1	<0.1
Pb	<5	2.75	<5	5.60	0.90	2.27	5	<5
Bi	<0.4	0.21	<0.4	0.11	0.0027	0.02	<0.4	<0.4
Th	0.9	1.12	1.2	3.85	0.64	0.68	1.5	2
U	0.2	0.71	0.7	0.95	0.19	0.20	0.5	0.5
Rb/Sr	0.52	0.10		0.34	0.14	0.10	0.06	0.58
La/Yb	2.88	2.33	2.49	10.46	2.93	3.38	3.50	4.36
Ni/Co	He обн.	1.96	1.03	2.08	1.68	1.66	0.91	He обн.

Примечание. 1–15 – эклогиты и симплектитовые эклогиты: 1–2 – карьер на западном склоне высоты 607.6 м, 3–5 – скв. 95, глубина 7 м, 6–12 – ЮЗ склон высоты 607.6 м, 13–15 – выемка на железной дороге Белорецк–Карламан, правый берег р. Буганак; 16 – плагиоклазовый амфиболит, ЮЗ окраина пос. Нура; 17 – гранатовый амфиболит, р. Яндык в районе д. Сатра.

Note. 1–15 – eclogites and symplectic eclogites: 1–2 – quarry on the western slope of height 607.6 m, 3–5 – well of 95, the depth of 7 m, 6–12 – south-western slope of height 607.6 m, 13–15 – recess on the railroad Beloretsk–Karlaman, the right bank of the Buganak River; 16 – plagioclase amphibolites, south-western outskirts of the village Nura; 17 – garnet amphibolites, river Yandyk in area the village Satra.

12 кбар. Необходимо отметить, что, судя по присутствию в кристаллических сланцах силлиманита, максимальная температура преобразования осадочных пород БМК достигала $\approx 650^\circ\text{C}$.

Изучение петрографии пород и химического состава породообразующих минералов эклогитов и

апоэклогитовых метабазитов, приведенное ранее, позволило установить, что в их эволюции фиксируются две стадии (этапа) единого процесса метаморфизма – прогрессивный и регрессивный, декомпрессионный. На первой формируется омфацил + гранат + рутиловый парагенезис. Максималь-

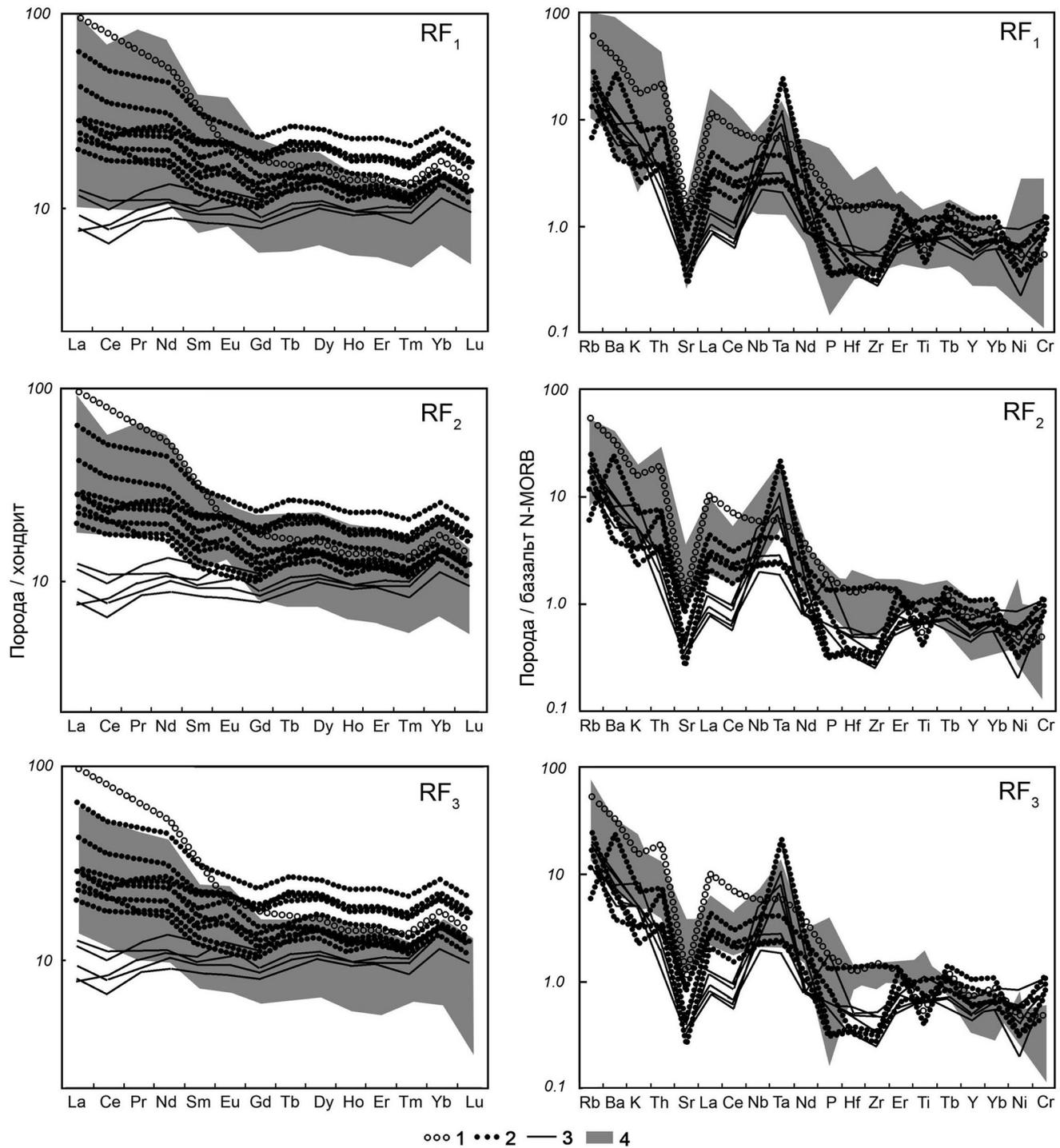


Рис. 8. Графики нормализованных содержаний редкоземельных элементов и мультикомпонентные спайдер-диаграммы для эклогитов Белорецкого комплекса и рифейских пород Башкирского мегантиклинория. Хондрит по (Sun, McDonought, 1989); N-MORB по (Tarney et al., 1981).

1–3 – типы эклогитов (пояснения см. в тексте); 4 – рифейские породы Башкирского мегантиклинория.

Fig. 8. Charts normalized REE contents and multicomponent spider-diagrams for eclogites from Beloretsk complex (drenched field) and for Riphean rocks of Bashkirian megaanticlinorium. Chondrite by (Sun, McDonought, 1989); N-MORB by (Tarney et al., 1981).

1–3 – the types of eclogite (see explanations in the text); 4 – Riphean rocks of Bashkirian meganticlinorium.

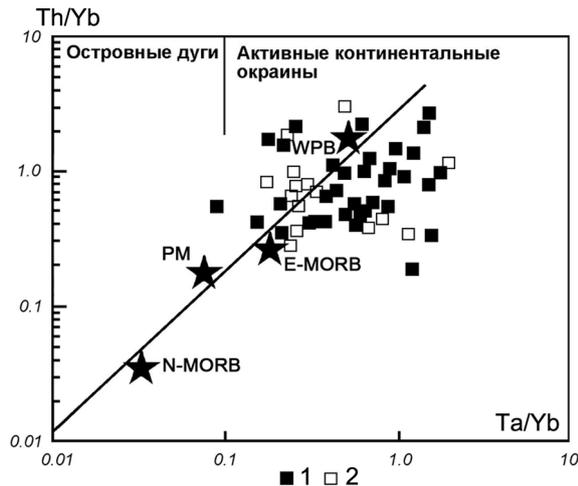


Рис. 9. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb для рифейских магматических пород Башкирского мегантиклинория и эклогитов Белорецкого комплекса.

1 – рифейские магматические породы Башкирского мегантиклинория нерасчлененные; 2 – эклогиты БМК. Точки составов пород эталонных обстановок: WPB – внутриплитные базальты (субщелочные оливиновые базальты, вулканический центр Бойна, Эфиопия по (Barberi et al., 1975)); PM – примитивная мантия по (Taylor, McLennan, 1985); E-MORB и N-MORB – составы “обогащенных” и “нормальных” базальтов срединно-океанических хребтов по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 9. Diagram Th/Yb–Ta/Yb for Riphean igneous rocks of Bashkirian megaanticlinorium and eclogites at Beloretsk complex.

1 – Riphean igneous rocks of Bashkirian megaanticlinorium, undifferentiated; 2 – BМК eclogites. Points of composition rocks from reference geodynamic settings: WPB – intraplate basalts (subalkaline olivine basalts, volcanic center Boyne, Ethiopia by (Barberi et al., 1975)); PM – primitive mantle by (Taylor, McLennan, 1985); E-MORB and N-MORB – compositions “enriched” and “normal” basalts of mid-ocean ridges by (Sun, McDonough, 1989).

ные термобарические параметры этого этапа метаморфизма достигали $T \approx 650^\circ\text{C}$, $P \approx 13$ кбар (точка 1 на рис. 10). Прогрессивная направленность в первую очередь устанавливается по зональности состава граната и характеру внутреннего строения его кристаллов. Кроме того, анализ расположения рассчитанных точек на P - T диаграмме (см. рис. 10) показывает, что метаморфизм реализовывался в условиях относительно “резкого” увеличения давления при небольших вариациях температуры, что свидетельствует о преобладании стрессовой нагрузки. На второй, регрессивной, стадии в эклогитах возникают симплектитовые клинопироксен-амфиболовая и плагиоклаз-амфиболовая минеральные ассоциации, замещающие омфацит, и в это же время начинается замещение рутила титанитом.

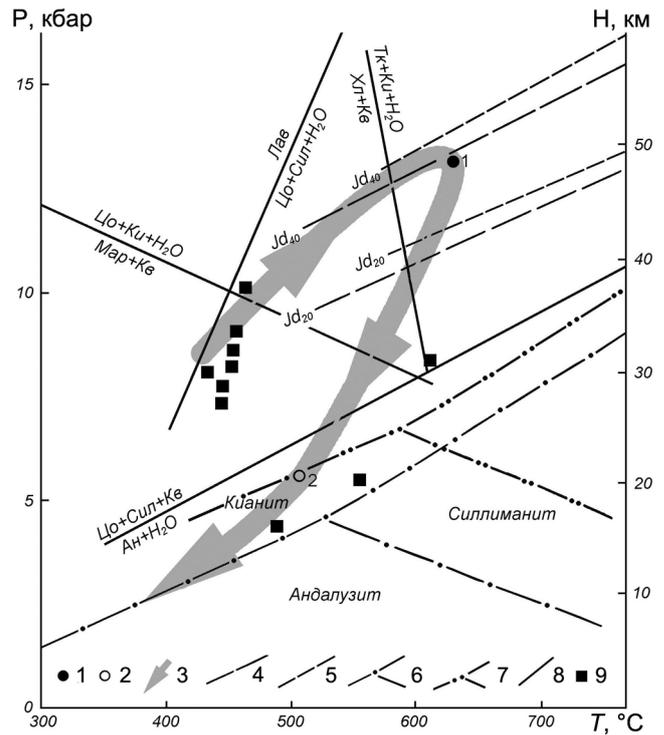


Рис. 10. Схема эволюции термобарических параметров метаморфизма эклогитов БМК.

1, 2 – P - T параметры эклогитов (1 – неизмененных, 2 – симплектитовых); 3 – эволюционный тренд про- и ретроградного метаморфизма эклогитов; 4 – изоплеты содержания жадита в клинопироксене по (Holland, 1980); 5 – изоплеты содержания жадита в диопсиде по (Перчук, Аранович, 1991); 6 – фазовая диаграмма полиморфных модификаций Al_2SiO_5 по (Мейсон, 1981); 7 – то же по схеме фаций контактового и регионального метаморфизма по (Добрецов и др., 1970); 8 – линии равновесия: $\text{Лав} = \text{Цо} + \text{Сил} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O}$ (Newton, Kennedy, 1963); $\text{Ан} + \text{H}_2\text{O} = \text{Цо} + \text{Сил} + \text{Кв}$ (Newton, Kennedy, 1963); $\text{Мар} + \text{Кв} = \text{Цо} + \text{Ку} + \text{H}_2\text{O}$ (Liu et al., 1996); $\text{Хл} + \text{Кв} = \text{Тк} + \text{Ку} + \text{H}_2\text{O}$ (Добрецов и др., 1989); 9 – авторские материалы, рассчитанные по гранат-пироксеновому геотермометру (Powel, 1985), амфиболовому геобарометру (Hammerstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991). Ан – анортит, Кв – кварц, Ку – кианит, Лав – лавсонит, Мар – маргарит, Сил – силлиманит, Тк – тальк, Цо – цоизит.

Fig. 10. The scheme of evolution thermal-baric parameters metamorphism of eclogites BМК.

1, 2 – P - T parameters of eclogites (1 – unaltered, 2 – symplectitic); 3 – evolutionary trend of prograde and retrograde metamorphism of eclogites; 4 – isopleths jadeite content in the clinopyroxene by (Holland, 1980); 5 – isopleths jadeite content in the diopside by (Perchuk, Aranovich, 1991); 6 – phase diagram of polymorphic modifications of Al_2SiO_5 by (Meison, 1981); 7 – the same after the scheme of facies of contact and regional metamorphism (Dobretsov et al., 1970); 8 – equilibrium lines: $\text{Law} = \text{Zo} + \text{Sil} + \text{Kv} + \text{H}_2\text{O}$ (Newton, Kennedy, 1963); $\text{An} + \text{H}_2\text{O} = \text{Zo} + \text{Sil} + \text{Kv}$ (Newton, Kennedy, 1963); $\text{Mar} + \text{Kv} = \text{Zo} + \text{Cu} + \text{H}_2\text{O}$ (Liu et al., 1996); $\text{Xl} + \text{Kv} = \text{Tc} + \text{Cu} + \text{H}_2\text{O}$ (Dobretsov et al., 1989); 9 – copyrighted materials, calculated from garnet-pyroxene geothermometer (Powel, 1985); amphibole geobarometer (Hammerstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991). An – anorthite, Kv – quartz, Cu – kyanite, Law – lawsonite, Mar – margarite, Sil – sillimanite, Tc – talc, Zo – zoisite.

Термобарические параметры регрессивной стадии с формированием симплектитовых разновидностей таковы: $P = 4.4\text{--}5.5$ кбар, $T = 480\text{--}500^\circ\text{C}$ (см. точку 2 на рис. 10). В дальнейшем в породах БМК развивается минеральная ассоциация, включающая хлорит, клиноцоизит (эпидот), альбит, титанит, серицит, кальцит, соответствующая зеленосланцевой (зеленокаменной) стадии, которая образуется при температуре около $250\text{--}350^\circ\text{C}$ и давлении первые килобары.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Для реконструкции геодинамических условий формирования пород БМК и определения генетической природы протолитов эклогитов определяющее значение имеет возрастная интервал проявления метаморфизма. Первые изотопные датировки (515–687 млн лет) были получены М.А. Гаррис и В.И. Ленных (1966) К-Аг методом по мусковиту из пород БМК и связывались авторами с ранне- и позднебайкальскими фазами метаморфизма. В 1999 г. по семи пробам мусковита из кристаллических сланцев БМК в Институте ядерной физики Макса Планка (Гейдельберг, Германия) $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ методом получены близкие цифры – 541–550 млн лет (Glasmacher et al., 1999). Большой блок изотопно-геохронологических данных по породам БМК опубликован в результате исследований по проекту “Уралиды” (Glasmacher et al., 2001), которые в целом подтвердили, что последняя фаза метаморфизма в Белорецком куполе проявилась 600–550 млн лет назад. В 2009 г. мы опубликовали результаты датирования мусковита и биотита из пород БМК (табл. 3). Установленный возрастной интервал метаморфизма – $702 \pm 20\text{--}590 \pm 17$ – “удревняет” это событие.

Кроме прямых определений возраста пород БМК, существуют косвенные датировки метаморфического события. При изучении черносланцевых отложений, приуроченных к зоне Юрюзано-Зюраткульского разлома, расположенного приблизительно в 40 км запад-юго-западнее Белорецкого комплекса, по составам сосуществующих сульфидов мы определили термобарические параметры

образования сульфидной минерализации ($T \approx 330\text{--}500^\circ\text{C}$, $P = 6\text{--}7$ кбар), а по содержанию радиогенного свинца в уранинитах – время ее формирования (≈ 600 млн лет) (Ковалев, 2010). Это свидетельствует о проявлении “белорецкого метаморфического события” на большей территории. Метаморфизму подверглись не только отдельные блоки, но и породы, “трассирующие” зоны разломов (Ковалев и др., 2013). При массовых определениях $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ возраста белых слюд из вендских синороженных отложений Южного Урала методом лазерной абляции (Willner et al., 2004) установлено, что слюды образуют две отчетливые возрастные группы. Первая, с возрастом 571–609 млн лет, имеет фенгитовый состав и прямо указывает на источник сноса – породы БМК. Вторая группа – 645–732 млн лет, представленная только мусковитом, свидетельствует о том, что в этот период породы Белорецкого комплекса не подвергались размыву. Таким образом, приведенные возрастные датировки подтверждают, что процесс метаморфизма пород Белорецкого комплекса был растянут во времени.

Природа допалеозойского регионального метаморфизма, проявившегося на территории палеоконтинентального сектора Южного Урала, остается до сих пор дискуссионной. По представлениям В.И. Ленных (1974), она обусловлена неоднократной конвергенцией литосферных плит. По данным А.А. Алексеева (1996), формирование метаморфических комплексов на Южном Урале осуществлялось в обстановке коллизии континентальных плит, наступившей после ранневендского рифтообразования и незначительного раздвига континентальной коры. По мнению В.Н. Пучкова (2000), в поздневендское время территория Южного Урала развивалась в режиме сжатия, что выразилось в региональном метаморфизме и локально проявленном метасоматозе. Кроме того, разрабатываются представления об обусловленности регионального метаморфизма верхнедокембрийских толщ западного склона Южного Урала процессами растяжения и пластичного течения в условиях платформенного рифтогенеза и разрыва континентальных плит (Иванов, Русин, 2000). Все это свидетельствует о том, что геодинамическое развитие юж-

Таблица 3. Возраст минералов из метаморфических пород Белорецкого метаморфического комплекса (Алексеев и др., 2009)

Table 3. Age minerals from metamorphic rocks of the Beloretsk metamorphic complex (Alekseev et al., 2009)

№ пробы	Геологическая привязка пробы	K, %	Ar ⁴⁰ , нг/г	Возраст, млн лет
15888	Мусковит из мусковит-цоизит-кварцевой жилы, в 3 км восточнее ст. Улу-Елга	7.35	378	621 ± 18
15890	Биотит из биотит-плаггиоклаз-кварцевого сланца, р. Наяза	6.95	381	655 ± 19
18240	Мусковит из двуслюдяно-кварцевого сланца, ж/д., выемка на правом берегу р. Буганак	7.05	419	702 ± 20
18506	Мусковит из хлорит-мусковит-кварцевого сланца, юго-западный склон хр. Маярдк	5.90	285	590 ± 17

ноуральского сегмента Уральской складчатой системы в позднем рифее и венде характеризовалось определенной спецификой. Она отражена в большом количестве публикаций, посвященных геологии структурно-вещественных комплексов, стратиграфии отложений и формационной принадлежности магматических пород (Алексеев, 1984; Ковалев, 2007; Козлов, 1982; Маслов, 2014; Маслов и др., 2010; Пучков, 2000; Пучков и др., 2014; и др.).

С опорой на совокупность имеющихся материалов история формирования пород Белорецкого комплекса представляется в следующем виде. К концу “позднерифейского” времени субстрат БМК ничем не отличался от расположенных западнее (в современных координатах) структурно-вещественных комплексов и представлял собой последовательности осадочных отложений ранне-средне-позднерифейского возраста, пронизанные ранне-среднерифейскими магматическими породами (рис. 11а), на что указывают данные по геохимии эклогитов и магматических пород, а также возраст ахмеровских гранитов, приведенный ранее. Причем нельзя исключать возможность того, что Ахмеровский гранитный массив мог представлять собой верхнюю часть расслоенного интрузивного тела, аналога (комагмата?) Кусинско-Копанского комплекса (RF₂), либо являться интрузивным аналогом машакских (шатакских) риолитов (RF₂).

Первая фаза метаморфизма субстрата Белорецкого комплекса проявилась в позднем рифее (аршинии – по (Козлов и др., 2011) в связи с локально(?) проявленным рифтогенезом (см. рис. 11а). В это время формируются габбро-гранитный Барангуловский массив (725 ± 5 млн лет (Краснобаев и др., 2007)), вулканогенно-осадочный Аршинский комплекс (709.9 ± 7.3 млн лет (Козлов и др., 2011) и дайковые тела основного состава Мазаринского комплекса. Породы, слагающие субстрат Белорецкого комплекса, метаморфизуются в условиях амфиболитовой фации, о чем свидетельствуют ⁴⁰Ar-³⁹Ar возраст амфибола из эклогитов (718 млн лет (Glasmacher et al., 1999)) и K-Ar возраст мусковита из двуслюдяно-кварцевого сланца (702 ± 20 млн лет, см. выше).

Как показывают ранее проведенные и наши исследования, основная фаза метаморфизма пород Белорецкого комплекса проявилась 600–550 млн лет назад (Glasmacher et al., 1999, 2001; Willner et al., 2001, 2003, 2004 и др.) при орогенических движениях в складчатой области тиманид, сформировавшейся на краю рифейского платформенного бассейна (Пучков, 2000). В это время в условиях стрессовой (либо стресс + литостатическое давление) нагрузки возникли эклогитовые тела (рис. 11б), а термобарические параметры метаморфизма достигали максимальных величин: T ≈ 650°C, P ≈ 13 кбар. На этом же этапе локальному метаморфизму амфиболитовой фации подвергались породы, трассирующие линейные зоны раз-

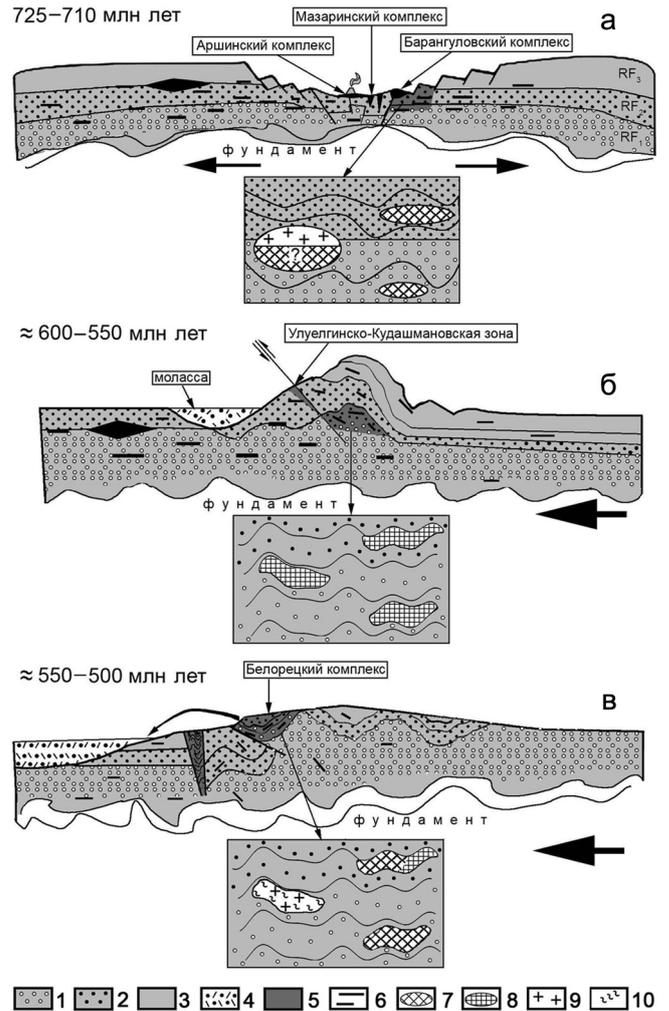


Рис. 11. Геодинамическая модель формирования Белорецкого метаморфического комплекса.

1 – нижнерифейские отложения нерасчлененные, 2 – среднерифейские отложения нерасчлененные, 3 – верхнерифейские отложения нерасчлененные, 4 – ашинская серия (моласса), 5 – субстрат БМК и Улуелгинско-Кудашмановской зоны, 6 – интрузивные магматические породы нерасчлененные, 7 – амфиболиты, 8 – эклогиты, 9 – граниты Ахмеровского комплекса, 10 – гнейсы. Пояснения к а–в см. в тексте.

Fig. 11. Geodynamic model of the Beloretsk metamorphic complex.

1 – Lower Riphean deposits undifferentiated, 2 – Middle Riphean deposits undifferentiated, 3 – Upper Riphean deposits undifferentiated, 4 – Asha Group (molasse), 5 – substrate of BMK and Uluelga-Kudashmanovo zone, 6 – intrusive igneous rocks undifferentiated, 7 – amphibolites, 8 – eclogites, 9 – granites of the Akhmerovo complex, 10 – gneisses. The explanations for a–v see in the text.

ломов (Улуелгинско-Кудашмановская зона). Дальнейшая эволюция пород Белорецкого комплекса характеризовалась относительно быстрым снятием стрессовой нагрузки и выведением комплекса на поверхность, о чем свидетельствует широкое рас-

пространение в эклогитах симплектитовых структур и декомпрессионной амфиболитизации, а появление фенгитовых слюд с возрастом 571–609 млн лет (Willner et al., 2003) в отложениях апинской серии определяет временной интервал начала размыва пород БМК (рис. 11в).

Подводя итог исследованию эклогитов БМК, необходимо акцентировать внимание на следующем:

– сравнительный анализ геохимии эклогитов и рифейских магматических пород, распространенных в пределах западного склона Южного Урала, показал, что наиболее вероятными протолитами для эклогитов являлись интрузивные образования ранне-среднерифейского возраста;

– максимальные термобарические параметры при формировании эклогитов БМК достигали: $T \approx 650^\circ\text{C}$, $P \approx 13$ кбар; при этом широкое распространение в породах симплектитовых структур, сформировавшихся при $T = 500^\circ\text{C}$, $P = 5.5$ кбар, свидетельствует об относительно быстром выведении комплекса на поверхность;

– процесс формирования пара- и ортопород БМК с определенной долей условности можно подразделить на два основных этапа, первый из которых обусловлен локально(?) проявленным рифтогенезом, проявившемся в период ≈ 730 – 710 млн лет; второй реализовывался при орогенезе в складчатой области тиманид в условиях стрессовой (либо стресс + литостатическое давление) нагрузки, что позволяет считать БМК типичным представителем метаморфических комплексов коллизионного типа (Maruyama et al., 1996).

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 16-17-10192).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. (1984) Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 136 с.
- Алексеев А.А. (1996) Предордовикское метаморфическое несогласие и некоторые проблемные вопросы метаморфической геологии позднего докембрия западного склона Урала. *Геология метаморфических комплексов*. Екатеринбург: УГГГА, 73-86.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. (1979) Новый район развития эклогитов на западном склоне Южного Урала. *Докл. АН СССР*, **248**(3), 702-706.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. (1990) Минералогия белорецкого метаморфического комплекса: геологические следствия. *Региональная минералогия Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 90-91.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. (1998) Белорецкий метаморфический комплекс – ключевой геолого-петрологический объект докембрия Урала. Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 3-5.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. (2006) Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 212 с.
- Алексеев А.А., Галиева А.Р. (2000) Метаморфизм и термобарические условия формирования горных пород белорецкого высокобарического комплекса (Южный Урал). *Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков*. Уфа: Тау, 170-174.
- Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. (2009) Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 210 с.
- Горожанин В.М., Носова А.А., Горожанина Е.Н. (2007) Новые Rb-Sr и геохимические данные по Ахмеровскому гранитному массиву (Башкирский мегантиклинорий). *Геологический сборник № 6*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 17-20.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. (1970) Фации метаморфизма. М.: Недра, 432 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. (1989) Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. *Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы*. М.: Наука, 204-213.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С., Ащепков И.В. и др. (1989) Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 236 с.
- Иванов С.Н., Русин А.И. (2000) Поздневендская стадия развития Урала. *Геотектоника*, (3), 21-32.
- Ковалев С.Г. (2007) Геохимия вендского магматизма западного склона Южного Урала и условия его проявления (на примере щелочных пород Алатауского антиклинория). *Щелочной магматизм Земли и его рудоносность*. Донецк: ИГМР НАН, 138-142.
- Ковалев С.Г. (2010) Метаморфизм белорецкого комплекса: характеристика события в истории западного склона Южного Урала. *Наука, природа и общество*. Миасс: Екатеринбург: ИГЗ УрО РАН, 22-26.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Мичурин С.В., Ковалев С.С. (2013) Геология, минералогия и металлогенетическая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала). *Литосфера*, (3), 67-88.
- Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. (2011) Аршиний – новый стратон рифей в стратотипических разрезах Южного Урала. *Геологический сборник № 9. Юбилейный выпуск*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 3-8.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. (2008) Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале. *Докл. АН*, **418**(2), 241-246.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. (2007) О возрасте Барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала. *Геологический сборник № 6*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 7-16.
- Ленных В.И. (1966) Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклинальной области Южного Урала. *Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.* М.: Наука, 169-183.
- Ленных В.И. (1974) Эклогитовый и глаукофановый ме-

- таморфизм в геологической истории Урала. *Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 170-183.
- Магматические горные породы. (1985) Т. 3. М.: Наука, 486 с.
- Маслов А.В. (2014) Литогеохимический облик отложенный ашинской серии венда западного склона Южного Урала. *Литосфера*, (1), 13-32.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н. (2010) Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория. *Литология и полезные ископаемые*, (3), 320-338.
- Мейсон Р. (1981) Петрология метаморфических пород. М.: Мир, 263 с.
- Ожиганов Д.Г. (1964) Метаморфические толщи хр. Урал-Тау. *Геология СССР. Т. 13*. М. Недра, 78-98.
- Перчук А.Л., Аранович Л.Я. (1991) Термодинамика жадеит-диопсид-геденбергитового твердого раствора. *Геохимия*, (4), 539-547.
- Перчук Л.Л. (1970) Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 392 с.
- Пиндюрина Е.О. (2014) Новые данные по термобарометрии эклогитов Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Уфа: ДизайнПресс, 157-159.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Ратов А.А. (2014) Отложения нижнего венда на Южном Урале: особенности состава и строения. *Геологический сборник № 11*. Уфа: ДизайнПресс, 22-36.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) (1993) Межведомственный стратиграфический Комитет России. Екатеринбург, 152 с.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (1), 65-78.
- Ellis D.J., Green D.H. (1979) An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**(1), 13-22.
- Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Stroink L., Alekseyev A., Puchkov V.N., Willner A.P. (2001) The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution. *Prec. Res.*, **110**(4), 185-213.
- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. (1999) ⁴⁰Ar/³⁹Ar Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia. *Geol. Rundschau*, **87**, 515-525.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Holland T.J. (1980) The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C. *Amer. Mineral.*, **65**(1), 129-134.
- Liu J., You Z., Zhong Z. (1996) Eclogites from the middle and north of Dabie Mountains in southern Henan and northern Hubei, China. *Science in China (Series D)*, **39**(3), 293-299.
- Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M. (1996) Blueschists and eclogites of the world, and their exhumation. *International Geology Review*, **38**, 485-594.
- Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geol.*, **56**, 207-218.
- Newton R.C., Kennedy G.C. (1963) Some equilibrium reaction in the join CaAl₂Si₂O₈-H₂O. *J. Geophys. Research*, **68**(10), 2967-2983.
- Powell R. (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *J. Metamorphic Geol.*, **3**(3), 231-243.
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650°C, 3.5–13.0 kbar. *Terra abstracts*, **3**(1), 30.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. London, Geol. Soc. Spec. Publ., 313-345.
- Tarney J., Saunders A.D., Matthey D.P., Wood D.A., Marsh N.G. (1981) Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and Western Pacific. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, (A300), 263-285.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Cambridge, Blackwell, 312 p.
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. (2001) Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): Constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, **110**(1-4), 215-239.
- Willner A., Sindern S., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V. (2003) Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica. *Precambrian Research*, **134**, 1-20.
- Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N. (2004) Laser ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia). *Geol. Mag.*, **141**(2), 161-172.

Geochemistry of eclogites Beloretsk complex (the Southern Urals) and genetic nature of their protoliths

S. G. Kovalev, E. A. Timofeeva

Institute of Geology Ufa Science Centre of RAS

The article gives a detailed mineralogical, petrographic and petrogeochemical characteristics of eclogites of the Beloretsk metamorphic complex (BMK). It was found that the most likely the eclogite protoliths were Early-Middle Riphean basites of the Bashkir meganticlinorium. The calculations show that the maximum thermobaric parameters of eclogites formation in BMK reached: $P \approx 13$ kbar, $T \approx 650^\circ\text{C}$. At the same time, widespread in rocks with symplectic structures who formed at $P = 4.4\text{--}5.5$ kbar, $T = 480\text{--}500^\circ\text{C}$ indicate a relatively rapid exhumation of the complex on the surface. It is concluded that the formation of para- and ortho- rocks of the Beloretsk metamorphic complex with a certain degree of conditionality can be divided into two main stages. The first stage is due to local(?) rifting, manifested at $\approx 730\text{--}710$ million years ago. The second stage – the basic – happened during orogeny in fold area of Timanides under stress load (or stress + lithostatic pressure), which makes BMK as typical representative of metamorphic complexes collision type.

Key words: *eclogite, amphibolite, Beloretsk metamorphic complex, rare earth elements, protolith, thermodynamic parameters.*

REFERENCES

- Alekseev A.A. (1984) *Rifeisko-vendskii magmatizm zapadnogo sklona Juzhnogo Urala* [Riphean-Vendian magmatism of the western slope of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 136 p. (In Russian)
- Alekseev A.A. (1996) Pre-Ordovician metamorphic unconformity and some problematic issues of Late Precambrian Metamorphic Geology in the western slope of the Urals. *Geologiya metamorficheskikh kompleksov* [Geology of metamorphic complexes]. Ekaterinburg, UGGGA, 73-86. (In Russian)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V. (1979) A new eclogite area in the western slope of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **248**(3), 702-706. (In Russian)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V. (1990) Mineralogy of the Beloretsk metamorphic complex: geological consequences. *Regional'naya mineralogiya Urala* [Regional mineralogy of the Urals]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 90-91. (In Russian)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V. (1998) The Beloretsk metamorphic complex is the key geological and petrological object of Precambrian Urals. *Problemy petrogenеза i rudoobrazovaniya* [The petrogenesis and ore genesis problems]. Ekaterinburg, UrO RAN, 3-5. (In Russian)
- Alekseev A.A., Alekseeva G.V., Galieva A.R., Timofeeva E.A. (2006) *Metamorficheskaya geologiya zapadnogo sklona Juzhnogo Urala* [The Metamorphic Geology of the western slope of the Southern Urals]. Ufa, Gilem Publ., 212 p. (In Russian)
- Alekseev A.A., Galieva A.R. (2000) Metamorphism and thermo-pressure conditions of Beloretsk high-pressure complex formation (Southern Urals). *Geologicheskaya sluzhba i gornoe delo Bashkortostana na rubezhe vekov* [Geological survey and mining of Bashkortostan at the turn of the century]. Ufa, TAU, 170-174. (In Russian)
- Alekseev A.A., Kovalev S.G., Timofeeva E.A. (2009) *Beloretskii metamorficheskii kompleks* [The Beloretsk metamorphic complex]. Ufa, DizaynPoligrafServis Publ., 210 p. (In Russian)
- Gorozhanin V.M., Nosova A.A., Gorozhanina E.N. (2007) New Rb-Sr and geochemical data of the Akhmerovo granite massif (Bashkir meganticlinorium). *Geologicheskii sbornik No. 6*. Ufa, DizaynPoligrafServis, 17-20. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V. (1989) Eclogites and glaucophane schists in the folded areas. *Kristallicheskaya kora v prostranstve i vremeni. Metamorficheskie i gidrotermal'nye protsessy*. Moscow, Nauka, 204-213. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Reverdatto V.V., Sobolev V.S., Sobolev N.V., Hlestov V.V. (1970) *Fatsii metamorfizma* [The facies of metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 432 p. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatskii V.S., Ashchepkov I.V. (1989) *Eklogity i glaukofanovye slantsy v skladchatykh oblastiakh* [Eclogites and glaucophane schists in the folded areas]. Novosibirsk, Nauka Publ., 236 p. (In Russian)
- Ivanov S.N., Rusin A.I. (2000) The Late vendian stage of tectonic development of the Urals. *Geotektonika*, (3), 21-32. (In Russian)
- Kovalev S.G. (2007) Geochemistry of the Vendian magmatism in the western slope of the Southern Urals and its occurrence conditions (for example, the alkaline rocks of Alatau anticlinorium). *Shchelochnoi magmatizm Zemli i ego rudonosnost'* [Alkali magmatism of the Earth and their ore genesis]. Donetsk, IGMR NAN, 138-142. (In Russian)
- Kovalev S.G. (2010) Metamorphism of the Beloretsk complex: the characteristic events in the history of the western slope of the Southern Urals. *Nauka, priroda i obshchestvo* [The science, nature and society]. Miass; Yekaterinburg, IGZ UrO RAN, 22-26. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V., Michurin S.V., Kovalev S.S. (2013) Geology, mineralogy and metallogenic specialization of carbonaceous stratas in Uluelga-Kudashmanovo zone (west slope of Southern Ural). *Litosfera*, (3), 67-88. (In Russian)
- Kozlov V.I. (1982) *Verkhonii rifei i vend Juzhnogo Urala*

- la [Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russian)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. (2011) Arshin – new Straton of Riphean in stratigraphic sections of the Southern Urals. *Geologicheskii sbornik No. 9. Jubileinyi vypusk*. Ufa, DizaynPoligrafServis, 3-8. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N. (2008) Akhmerovo granite massif – the representative of mesoproterozoic intrusive magmatism in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **418**(2), 241-246. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Lariovov A.N., Nekhorosheva A.G., Berezhnaya N.G. (2007) About age of the Barangulovo gabbro-granite complex of the Southern Urals. *Geologicheskii sbornik No. 6*. Ufa, DizaynPoligrafServis, 7-16. (In Russian)
- Lennykh V.I. (1966) Zonality and phases of metamorphism occurrence in myo-geosynclinal area of the Southern Urals. *Absolyutnoe datirovanie tektono-magmaticeskikh tsiklov i etapov orudneniya po dannym 1964 g.* [Absolute Dating of tectono-magmatic cycles and stages of mineralization according 1964 data]. Moscow, Nauka, 169-183. (In Russian)
- Lennykh V.I. (1974) Eclogite and glaucophane metamorphism at the geologic history of the Urals. *Magmatizm, metamorfizm i rudoobrazovanie v geologicheskoi istorii Urala* [Magmatism, metamorphism and mineralization in geological history of the Urals]. Sverdlovsk, UNTS AN SSSR, 170-183. (In Russian)
- Magmaticeskije gornye porodj.* T. 3. (1985) [Igneous rocks. V. 3]. Moscow, Nauka Publ., 486 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (2014) Lithochemical image of the Vendian Asha Group deposits of the Southern Urals. *Litosfera*, (1), 13-32. (In Russian)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Podkovyrov V.N. (2010) Upper riphean and vendian sandstones of the Bashkirian anticlinorium. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 320-338. (In Russian)
- Meyson R. (1981) *Petrologiya metamorficheskikh porod* [Petrology of the metamorphic rocks]. Moscow, Mir, 263 p. (In Russian)
- Ozhiganov D.G. (1964) Metamorphic strata of the ridge Ural-Tau. *Geologiya SSSR, V. 13.* [Geology of URSS. V. 13]. Moscow, Nedra, 78-98. (In Russian)
- Perchuk A.L., Aranovich L.Ja. (1991) Thermodynamics of a jadeite-diopside-hedenbergite solid solution. *Geokhimiya*, (4), 539-547. (In Russian)
- Perchuk L.L. (1970) *Ravnovesiya porodoobrazuyushchikh mineralov* [Equilibria of rock-forming minerals]. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russian)
- Pindurina E.O. (2014) New data from thermobarometry of eclogites of the Beloretzk metamorphic complex (the Southern Urals). *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territorij* [The Geology, Minerals and geoecology problems of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories]. Ufa, DizaynPress Publ., 157-159. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Juzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Daurija Publ., 146 p. (In Russian)
- Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Ratov A.A. (2014) The lower Vendian in the Southern Urals: peculiarities of a composition and structure. *Geologicheskii sbornik No. 11*. Ufa, DizaynPress Publ., 22-36. (In Russian)
- Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi)* (1993) [Stratigraphic chart of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg, Mezhdvdomstvennyi stratigraficheskii Komitet Rossii, 152 p. (In Russian)
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (1), 65-78.
- Ellis D.J., Green D.H. (1979) An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**(1), 13-22.
- Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Stroink L., Alekseyev A., Puchkov V.N., Willner A.P. (2001) The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution. *Prec. Res.*, **110**(4), 185-213.
- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. (1999) ⁴⁰Ar/³⁹Ar Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia. *Geol. Rundschau*, **87**, 515-525.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Holland T.J. (1980) The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C. *Amer. Mineral.*, **65**(1), 129-134.
- Liu J., You Z., Zhong Z. (1996) Eclogites from the middle and north of Dabie Mountains in southern Henan and northern Hubei, China. *Science in China (Series D)*, **39**(3), 293-299.
- Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M. (1996) Blueschists and eclogites of the world, and their exhumation. *International Geology Review*, (38), 485-594.
- Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geol.*, (56), 207-218.
- Newton R.C., Kennedy G.C. (1963) Some equilibrium reaction in the join CaAl₂Si₂O₈-H₂O. *J. Geophys. Research*, **68**(10), 2967-2983.
- Powell R. (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *J. Metamorphic Geol.*, **3**(3), 231-243.
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 C, 3.5–13.0 kbar. *Terra abstracts*, **3**(1), 30.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. London, Geol. Soc. Spec. Publ., 313-345.
- Tarney J., Saunders A.D., Matthey D.P., Wood D.A., Marsh N.G. (1981) Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and Western Pacific. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, (A300), 263-285.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Cambridge, Blackwell, 312 p.
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. (2001)

- Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, **110**(1-4), 215-239.
- Willner A., Sindern S., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V. (2003) Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica. *Precambrian Research*, **134**, 1-20.
- Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N. (2004) Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia). *Geol. Mag.*, **141**(2), 161-172.