ЧАСТЬ 5. ОСАДОЧНЫЕ, ВУЛКАНОГЕННЫЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В.И. Сначев

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа SAVant@inbox.ru

Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие)

Кочкарский антиклинорий расположен в северной части Восточно-Уральского поднятия (Южный Урал). В состав его метаморфического комплекса входят шесть толщ (снизу вверх): еремкинская (RF₁₋₂er), кучинская (RF₂kč), благодатская (RF₂₋₃bl), светлинская (RF₃sv), александровская (Val), кукушкинская (Okk) (рис.). В пределах антиклинория установлены следующие основные интрузивные комплексы: западно-кочкарский (метаультрамафитовый) (σ PR₂z), борисовский (мигматитовый) (mgRF₃-Vb), кукушкинский (габбро-гранитный) (γ PC₃s).

Вулканогенные отложения известны лишь в основании верхней подтолщи еремкинской толщи и в средней части александровской толщи. По многим петрохимическим и геохимическим параметрам (преобладание Na,O над K,O, низкие значения K,O и т. д.) метавулканиты еремкинской толщи относятся к толеитовому ряду и принадлежат базальтоидам нормальной щелочности континентальных рифтовых зон, на что указывают высокие (относительно океанических толеитов) содержания литофильных элементов (среднее из 21 ан., г/т): Rb 24, Zr 157, Li 10, а также Ва 186, Sr 126 г/т, РЗЭ: La 7.7, Ce 19.2, Sm 3.2, Yb 1.6 г/т, высокая степень фракционирования РЗЭ, низкие содержания элементов группы Fe (Cr 114, Co 63, Ni 78 г/т) [Бородин, 1981]. Что очень важно, набор малых элементов в метавулканитах еремкинской толщи близок метабазальтам машакской свиты [Парначев, 1981; Князев и др., 2013]. В метавулканитах александровской толщи выделяются два типа пород: с нормальной (метабазальты) и повышенной щелочностью (субщелочные метабазальты и метапикритобазальты). По содержаниям (г/т) Li 5.6–9.0, Rb 4.8–9.3, Sr 270–366, Ba 152–200, Zr 83–126, Nb 8–12, Be 1.6–1.9, F 700–800, Cr 240–290, Co 40–54, Ni 100–120, La 5.6–7.0, Ce 17–19, Sm 2.9–3.5 и Yb 2.5-3.1 метабазальты александровской толщи близки основным эффузивам континентальных рифтовых зон [Бородин, 1981; Савельев и др., 2006], а также вендским метабазальтам Южного Урала. Субщелочные метабазальты и метапикритобазальты по содержанию суммы щелочей, К₂О (0.7–3.2 мас. %), набору малых элементов (среднее из 16 ан., г/т) Li 13, Rb 21, Sr 549, Ba 309, La 18, Ce 34, Sm 6.5, Yb 2.7, Zr 129, Cг 183, Co 45 и Ni 88 близки натровым базальтам известково-щелочной серии и по некоторым элементам трахибазальтам аршинской серии [Парначев, 1981]. При сравнении метариолитов александровской толщи с кислыми вулканитами рифтовых систем можно отметить большое сходство по содержаниям Rb 106-130, Zr 188–243 и Sr 400–436 г/т.

Имеющийся петрохимический и геохимический материал по плагиосланцам еремкинской и светлинской толщ по многим элементам показывает их практически полную аналогию мигматитам, что указывает на единство источника сноса, а также образование последних за счет пород сланцевого обрамления. Сопоставление содержаний перечисленных выше элементов и Al центров в кварце песчаников кукушкинской толщи и различных литологических разностей пород Кочкарской площади указывает на формирование ордовикских песчаников в результате размыва мигматитовых куполов.



Рис. Схематическая геологическая карта Кочкарского антиклинория [Сначев и др., 1990].

1 – осадочно-вулканогенные образования Арамильско-Сухтелинской зоны; 2 – венд, александровская толща; 3 – ордовик, кукушкинская толща; 4 – верхний рифей, светлинская толща; 5 – средний рифей, кучинская толща; 6 – нижний-средний рифей, еремкинская толща; 7 – благодатская толща (катаклазированные силикатно-карбонатные породы); 8 – метаультрамафиты; 9 – диориты, кварцевые диориты, габбродиориты, габбро; 10 – граниты; 11 – плагиомигматиты; 12 – гранитные мигматиты; 13 – карбонатный меланж; 14 – катаклазиты, нерасчлененные тектониты; 15 – стратиграфические и интрузивные границы; 16 – тектонические нарушения.

Гранитные массивы (цифры в кружочках): 1 – Ключевской; 2 – Варламовский; 3 – Котликский; 4 – Еремкинский; 5 – Борисовский; 6 – Санарский; 7 – Пластовский (Андреевский).

Карбонатные породы при фиксированном положении в разрезе докембрия рассматриваемой площади имеют большое значение и для сопоставления с аналогичными отложениями Башкирского антиклинория. Методом ЭПР в кальците карбонатной толщи установлено незначительное количество Mn 0.001–0.014 %, в кальците благодатской, еремкинской, кучинской и светлинской толщ: 0.07–0.14, 0.008–0.017, 0.014–0.10, 0.10– 0.97 %, соответственно. Не имея возможности привести весь геохимический материал по всем уровням карбонатных пород Восточно-Уральского и Центрально-Уральского поднятий, что сделано в монографии [Сначев и др., 1990], отметим лишь соответствие по малым элементам мраморов светлинской толщи карбонатам миньярской свиты, кучинских и еремкинских мраморов – соответственно породам реветской подсвиты (авзянская свита) и суранской свиты.

Из негранитоидных формаций интерес представляет рассмотрение геохимических особенностей метабазитов баштауского комплекса. По малым элементам (г/т): La 4.7, Ce 17–22, Sm 2.7–3.6, Rb 16–22, Sr 270–320, Zr 103–116, – они сопоставимы с метавулканитами нормальной щелочности александровской толщи и образуют, по-видимому, единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

Исследование расплавных и флюидных включений в кварце гранитоидов показало, что температура начала кристаллизации мигматитов составляла 680–740 °С, а глубина становления – 7.5–9.0 км; для гранитов санарского комплекса – 760–790 °С и 2–3 км [Сначев и др., 1990]. Необходимо отметить близость составов и формул биотита мигматитовых куполов с биотитами их сланцевого обрамления, что говорит в пользу образования первых за счет вмещающих пород. Подтверждение тому находится и при изучении распределения малых элементов в кварце и биотите мигматитов и пород еремкинской толщи.

Содержания Rb и Sr в мигматитах составляют 150-240 и 100-350 г/т, соответственно, поднимаясь до 200-310 и 100-300 г/т для микроклиновых гранитов санарского и поварненского комплексов, что близко гранитоидам структур с режимом преобладающих восходящих движений. Гранитоиды кукушкинского комплекса на диаграмме Rb-Sr [Ферштатер, 1987] ложатся на тренд гранитоидов базальтоидного, а не корового происхождения. По содержанию петрогенных и малых элементов в породах, результатам изучения акцессорных минералов (циркон, апатит) рассматриваемый комплекс относится к гранитоидам андезитового ряда, формирующимся в тылу островных дуг, на континентальной окраине. По многочисленным параметрам, в том числе, распределению Уb в сосуществующих цирконах и апатитах [Краснобаев, 1986], гранитоиды кукушкинского комплекса отнесены нами, в отличие от других исследователей, к габбро-гранитной формации [Сначев и др., 2009]. Содержания РЗЭ в мигматитах в 1.2–1.4 раза меньше, чем в гранитах. Мигматиты содержат (г/т) La 20–46, Ce 30–58, Sm 5–7, Eu 0.4–0.7, Yb 0.6–0.9. Содержания La и Се выше в 5–10 раз (180–200 и 180–220 г/т) только в дайковом комплексе. Распределение РЗЭ, нормализованное к хондриту, соответствует, согласно [Арт, 1983], для мигматитов континентальной окраине, а для гранитов – внутренней части континентов.

Анализ содержаний малых и петрогенных элементов указывает на принадлежность пород борисовского и санарского комплексов к гранитоидам известково-щелочного ряда. Однако если первые из них относятся к мезоабиссальной фации глубинности, то последние – к гипабиссальной. Согласно классификации [Pearce et al., 1984] породы санарского комплекса следует отнести к коллизионным, а борисовского – к внутриплитовым. Кукушкинские граниты образуют на этой диаграмме обособленную область в пределах поля гранитоидов вулканических дуг. Высокое отношение изотопов Sr в мигматитах (0.71016±0.00050) подтверждает их образование в результате плавления вещества земной коры.

По интенсивности Al центров в кварце гранитоидов Кочкарской площади пробы разделились на несколько групп. В группу I с высоким содержанием Al центров вошли пробы мигматитов с разбросом содержаний Al от 9.9 до 11.7×10^{17} спин/г, во вторую – микроклиновые граниты ((2.0–3.6) × 10^{17} спин/г). Стабильно низкими значениями Al центров характеризуются гранитоиды кукушкинского комплекса ((0.6–1.5) × 10^{17} спин/г). Что касается РЗЭ в цирконах и апатитах мигматитов, то они имеют слабое фракционирование, тогда как в нормальных гранитах циркон и апатит обогащены La (2510 г/т), Се (8780 г/т) и обеднены группой тяжелых РЗЭ. Для обоих комплексов характерна выдержанность содержаний Y (1315– 1632 г/т). Коровое происхождение этих гранитоидов еще раз подтверждается распределением Yb в сосуществующих цирконах и апатитах.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

Литература

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N-40. Уфа. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.

Парначев В.П. Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 18–30.

Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник. 2006. № 5. С. 85–104.

Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив – фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 1. С. 79–81.

Сначев В.И., Щулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала // БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1990. 179 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. Part 4. P. 956–983.

А.В. Коломоец¹, А.В. Сначев², М.А. Рассомахин³

¹— Оренбургский государственный университет, г. Оренбург kolomoyets56@mail.ru ²— Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа ³— Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,

Институт минералогии, г. Миасс

Геохимические особенности черных сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал)

Кумакское рудное поле расположено в восточной части Аниховского грабена и приурочено к Кумакско-Котансийской зоне смятия, сложенной преимущественно черносланцевыми образованиями брединской свиты (C₁bd) [Лядский и др., 2018]. Промышленные концентрации золота связаны как с сериями кварцевых жил и прожилков, так и с зонами прожилково-



Рис. 1. Содержания РЗЭ в углеродистых породах Кумакского рудного поля, нормированные к РААЅ [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

вкрапленной минерализации в породах, обогащенными углеродистым веществом. Последний тип оруденения наиболее распространен, что и определяет повышенный интерес к этому объекту [Лощинин, Панкратьев, 2006; Сазонов и др., 2011].

Углеродистые толщи Кумакского рудного поля представлены алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами и песчаниками с редкими прослоями известняков и углей. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Их сланцеватые текстуры характеризуются наличием полос слюдисто-кварцевого состава, прослоев и удлиненных линз кварца, послойным скоплением кварца размерностью от мелкой до грубозернистой. Петрографически породы характеризуются микролепидобластовой, лепидогранобластовой и гетерогранобластовой структурами. Среднее содержание С_{орг} в сланцах по данным термогравиметрического анализа составляет 4.7 % (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Т.И. Черникова). В химическом составе отмечаются повышенные содержания MgO (0.60– 6.42 %), TiO₂ (0.29–1.89 %), Al₂O₃ (9.40–31.50 %), и, соответственно, повышенные гидролизатный (>0.55) и алюмокремниевый (в среднем, 0.38) модули. По литохимической классификации они соответствуют сиаллитам и сиферлитам [Юдович, Кетрис, 2015].

При изучении геохимии углеродистых сланцев использовался микроанализ методом ИСП МС (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Халькофильные элементы в сланцах Кумакского рудного поля, такие как Cu, Zn, Pb, содержатся обычно в небольших количествах. Группа элементов – типоморфных спутников золота – As, Bi, Sb, проявлена слабо и концентрируется преимущественно в участках наложенной гидротермальной проработки. Учитывая петрохимические особенности и наличие в разрезах прослоев известняков с преобладанием микрофауны, породы можно охарактеризовать как мелководно-прибрежные углеродистые сланцы с преимущественно терригенным источником сноса. По совокупности значений параметров V/Cr, V/(V + Ni), Mo/Mn, U_a = U_{total}-Th/3 [Холоднов, Наумов, 1991; Jones, Manning, 1994] углеродистые породы отлагались в окислительных и частично в субокислительных условиях.



Рис. 2. РЗЭ минералы в черных сланцах Кумакского месторождения: а) кайма из ксенотима (b) вокруг кристалла циркона (a); б) зерно ксенотима (c) в породе; в) угловатое зерно рутила (d) в ассоциации с пластинчатым рабдофаном (e); г) срастание горсейксита (j) и рабдофана (k); д) зерно ксенотима (h) в мусковите (i); е-з) зерна монацита (f, p, m) в породе; и) зональный кристалл циркона (n). СЭМ фото. Q – кварц, Mu – мусковит, Ru – рутил, Xe – ксенотим, Mz – монацит, Zr – циркон, Chd – хлоритоид.

Нормированные содержания большинства РЗЭ к постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) укладываются в интервал от 0.1 до 0.3 единиц, т. е. в рассматриваемых углеродистых породах РЗЭ практически не накапливаются (рис. 1). Методом растровой электронной микроскопии (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин) в породах установлены минералы РЗЭ: монацит, рабдофан и ксенотим, а также единичные зерна горсейксита, бастнезита и агардита (рис. 2). Ксенотим представлен мелкими зернами сложной формы (до 5 мкм), выполняющими полости в кварц-мусковитой матрице, а также наростами на кристаллах циркона (рис. 2а, б). В составе ксенотима отмечаются высокие концентрации Y (40.35–47.37 мас. % Y₂O₃). Монацит и рабдофан образуют зерна размером 5– 20 мкм и уплощенные выделения между углеродисто-слюдистыми прослоями (рис. 2в-г, е–з). В их составе наиболее высокие концентрации РЗЭ характерны для монацита: 31.23– 32.43 мас. % Ce_2O_3 , 16.69–16.47 мас. % La_2O_3 и 11.78–12.52 мас. % Nd_2O_3 , а также отмечается обогащение Th (1.45–2.63 мас. % ThO₂). Циркон встречается в основной массе породы в виде хорошо ограненных тетрагонально-дипирамидальных кристаллов размером 5–20 мкм (рис. 2а, и).

Таким образом, геохимические особенности углеродистых сланцев Кумакского рудного поля указывают на мелководно-прибрежные обстановки накопления. Осадочный материал имел преимущественно терригенный источник и отлагался в окислительных и частично в субокислительных условиях. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что РЗЭ в рассматриваемых породах минимальны, несмотря на присутствие в них монацита (-Ce) и рабдофана (-Ce), ксенотима (-Y).

Геологические работы выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246-2019-0078. Изучение состава минералов проведено в рамках государственной бюджетной темы № АААА-А19-119072390050-9.

Литература

Лощинин В.П., Панкратьев П.В. Золотоносность нижне-среднепалеозойских черносланцевых формаций Восточного Оренбуржья // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006. С. 79–82.

Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Кваснюк Л.Н., Мануйлов Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-I (Аниховка). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2018. 100 с.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с. *Холоднов В.Н., Наумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в

водах древних водоемов // Известия АН СССР. Серия Геология. 1991. Т. 12. С. 74-82.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.-Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

Р.А. Гатауллин

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа Башкирский государственный университет, г. Уфа rusgatln97@gmail.com

Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал

(научный руководитель – д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

Массив Северный Крака расположен в Белорецком районе Республики Башкортостан. Он представляет собой тело размером 15 × 18 км (рис. 1), большую часть площади которого занимают шпинелевые лерцолиты, содержащие 60–80 % оливина, 20–30 % энстатита, 5– 10 % диопсида и 1–5 % хромшпинелида. Среди них встречаются участки, сложенные шпинель-плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. Дунит-гарцбургитовый комплекс фрагментарно присутствует в краевых частях массива [Савельев и др., 2008].

Фактический материал для настоящей работы получен автором в ходе полевых исследований 2019–2020 гг. в составе отряда Института геологии УФИЦ РАН. Образцы перидоти-



Рис. 1. Обзорная карта района массивов Крака [Савельев, 2018].

1 – вмещающие породы; 2 – габбро, верлиты, клинопироксениты; 3 – хромшпинелевые перидотиты и дуниты; 4 – серпентиниты.

тов отпрепарированы и изучены методами оптической и электронной микроскопии, состав минералов определялся при помощи ЭДС на СЭМ Vega 3 Tescan sbh в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» (ИПСМ РАН, г. Уфа).

Минералогия ультрамафитов типична для мантийных разрезов офиолитовых комплексов. Ортопироксены по химическому составу соответствуют энстатиту и эндиопсиду с малым содержанием волластонитового и ферросилитового миналов. Клинопироксены соответствуют эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует между 0.25 и 0.5 (рис. 2а).



Рис. 2. Диаграммы составов минералов массива Северный Крака: а) диаграмма миналов пироксенов (En – MgSiO₃, Wo – CaSiO₃, Fs – FeSiO₃): светлые квадраты – фигуративные точки ортопироксенов лерцолитов, темные квадраты – ортопироксены шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, светлые ромбы – клинопироксены перцолитов, темные ромбы – клинопироксены шпинель-плагиоклазовых лерцолитов; поля даны по [Добрецов и др., 1971]: 1 – энстатит, 2 – энстатит-диопсид, 3 – диопсид; б) классификационная диаграмма состава трехвалентных катионов хромшпинелидов [Павлов, 1949]; поля: 1 – алюмохромит, 2 – хромпикотит, 3 – пикотит, 4 – хроммагнетит; в) диаграмма для хромшпинелидов в координатах $\#Cr=Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})-\#Mg=Mg/(Mg+Fe^{2+})$, атомные количества; г) диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации: $\#Cr - Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ в хромшпинелиде, Fo – доля форстеритового минала в соответствующем ему зерне оливина; пунктир – границы поля составов минералов, образующихся при частичном плавлении мантийного субстрата (FMM); стрелки – направления трендов, характерных для кристаллизационной дифференциации и частичного плавления; поля даны по [Агаi, 1994].

На рис. 2а-в светлые квадраты – точки хромшпинелидов из лерцолитов, темные квадраты – хромшпинелид из шпинель-плагиоклазовых лерцолитов.

Хромшпинелиды лерцолитов характеризуются значительными вариациями содержаний Al₂O₃ и Cr₂O₃ (рис. 26) и содержат низкие концентрации Fe₂O₃. Большинство из них относятся к глиноземистым разновидностям – хромпикотиту и пикотиту, незначительное количество – к алюмохромиту и хроммагнетиту. Примеси Zn, Mn, V и Ti отмечаются в единичных анализах. Более частая примесь Ni выше предела обнаружения содержится примерно в 18 % ана-

Таблица

Оценка температур образования лерцолитов по оливин-шпинелевым геотермометрам

Образец	α	β	γ	$X_{mg \ ol}$	X _{mg sp}	f»	Fa	lnK _D	Cr#Al	Оно	Фабри	Среднее
Лерцолиты												
Сек-2182	0.161	0.825	0.014	0.915	0.768	0.232	0.085	1.177	0.164	646	721	683
Сек-2153	0.186	0.804	0.010	0.917	0.744	0.256	0.083	1.334	0.188	586	678	632
Сек-2152	0.373	0.595	0.031	0.915	0.644	0.356	0.085	1.780	0.386	710	773	741
Сек-2183	0.222	0.753	0.025	0.914	0.744	0.256	0.086	1.296	0.228	706	757	731
Сек-2152-1	0.291	0.701	0.009	0.915	0.707	0.293	0.085	1.489	0.293	672	723	698
Сек-2191	0.182	0.802	0.016	0.920	0.743	0.257	0.080	1.379	0.185	553	655	604
СеК-2193	0.192	0.789	0.019	0.910	0.757	0.243	0.090	1.182	0.196	714	757	735
Сек-2174	0.153	0.826	0.021	0.915	0.756	0.244	0.085	1.245	0.156	580	678	629
Сек-1771а	0.275	0.678	0.048	0.909	0.649	0.351	0.091	1.691	0.288	590	673	631
СеК-2221	0.365	0.607	0.028	0.957	0.729	0.271	0.043	2.115	0.376	508	590	549
СеК-2245	0.110	0.880	0.010	0.925	0.800	0.200	0.075	1.122	0.111	571	683	627
СеК-2247-1	0.149	0.842	0.008	0.914	0.763	0.237	0.086	1.190	0.151	608	700	654
СеК-2244	0.114	0.877	0.008	0.922	0.789	0.211	0.078	1.146	0.115	563	677	620
СеК-2264	0.271	0.714	0.015	0.919	0.682	0.318	0.081	1.660	0.275	557	642	599
СеК-2161-1	0.121	0.863	0.015	0.905	0.784	0.216	0.095	0.960	0.123	744	788	766
Шпинель-плагиоклазовые лерцолиты												
Сек-2176	0.334	0.626	0.040	0.909	0.594	0.406	0.091	1.923	0.348	544	617	580
Сек-2177	0.330	0.646	0.024	0.909	0.657	0.343	0.091	1.654	0.338	648	698	673
Сек-2166	0.302	0.674	0.024	0.910	0.708	0.292	0.090	1.382	0.309	897	819	858
Сек-2160	0.226	0.758	0.015	0.916	0.752	0.248	0.084	1.270	0.230	704	749	727
Сек-2178	0.266	0.684	0.050	0.909	0.677	0.323	0.091	1.544	0.280	655	693	674

Примечание. а, β, γ – доли Cr, Al и Fe среди трехвалентных катионов шпинели, соответственно; $X_{mg ol}$ и Fa – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов оливина: форстеритовый и фаялитовый миналы, соответственно; X $_{mg ol}$ и f» – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов шпинели, соответственно; lnK_D – X $_{mg ol}$ f»/ X $_{mg sp}$ · Fa; Cr#Al – отношение Cr к сумме Cr и Al в хромшпинелиде. Оно и Фабри – оценки температур по геотермометрам T(°C) = [10000 · (0.057 + 0.34 · Cr#Al)]/(lnK_D + 0.934 · Cr # Al – 0.102) – 273 + kX_{Ti} [Ono, 1983] и [(4250α + 1343)/(lnK_D + 1.825α + 0.571)] – 273 + kX_{Ti}, где kX_{Ti} – атомное количество Ti [Fabries, 1979], °C, соответственно.

лизов. Попадание некоторых фигуративных точек в зону несмесимости (нижняя часть треугольной диаграммы под «параболой»), скорее всего, объясняется тем, что химический состав анализировался на участках тесного срастания первичной шпинели с хроммагнетитом. На бинарной диаграмме #Cr-#Mg (рис. 2в) отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости. Вариации содержаний MgO и FeO не столь значительны – в пределах 0.5–0.7 #Mg.

Для оценки влияния процессов частичного плавления мантийного субстрата или кристаллизационной дифференциации на образование перидотитов обычно применяется диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации (OSMA) [Arai, 1994]. При ее построении используются данные по химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек для сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида на диаграмме OSMA (рис. 2г) попадают в поля частичного плавления мантийного субстрата и соответствуют степени частичного плавления менее 20 %. Для оценки температурных условий образования глубинных пород широко применяется сравнение химических составов сосуществующих минералов конкретного образца с экспериментальными данными по составам минеральных систем при определенных РТ условиях [Перчук, Рябчиков, 1976]. По химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида вычислены температуры установления химических равновесий в этих минералах. Температура окончания обменных реакций между оливином и хромшпинелидами лерцолитов по большинству пар находится в пределах 600–770 °С (табл.). Учитывая наличие петрографических свидетельств деформации зерен оливина и пироксенов [Савельев, 2018], можно утверждать, что в становлении пород значительную роль играли процессы пластической деформации в субсолидусных условиях.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить особенности состава минералов из перидотитов массива Северный Крака. Главным породообразующим минералом является высокомагнезиальный оливин (Fo₉₀₋₉₄), большинство исследованных зерен хромшпинелида относится к высокоглиноземистым разновидностям – пикотиту и хромпикотиту, пироксены по составу варьируют от энстатита до диопсида. Составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида из лерцолитов соответствуют таковым, образующимся при низких степенях частичного плавления мантийного субстрата. По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии образование лерцолитов происходило при температурах 600–770 °C. Полученные низкие температуры свидетельствуют о длительном процессе установления химического равновесия для данных минералов в субсолидусных условиях.

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания Минобрнауки РФ (№ 0246–2019–0078).

Литература

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. 1949. № 13. С. 10–35.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с. Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башкирская энциклопедия, 2018. 204 с.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. P. 329–336.

Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists. 1983. Vol. 78. P. 115–122.

Б.Р. Мирзошоев, Р.Р. Хасанов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань mirzoshoev_1992@mail.ru

Реконструкция первичной природы метаморфических пород докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции

Кристаллический фундамент Волго-Уральской нефтегазоносной провинции сложен метаморфическими комплексами пород архей-протерозойского возраста, которые покрыты мощным осадочным чехлом. Многолетняя программа нефтяного бурения дала обширный материал для изучения состава, строения и истории развития докембрийского кристаллического фундамента на рассматриваемой территории. Наиболее крупной структурой, занимающей центральное положение в регионе, является Татарский свод. Несмотря на высокую степень петролого-геохимической изученности пород кристаллического фундамента Татарского свода, до настоящего времени нет единого представления об их первичной природе.

Татарский свод Камско-Кинельской системой прогибов разделен на две части (Северои Южно-Татарский своды) и ограничен грабенообразными прогибами, с которыми связаны подвижные зоны кристаллического фундамента [Богданова, 1986]. К подвижным зонам приурочен дометаморфический базитовый магматизм, а центральную часть мегаблоков занимают геодинамические обстановки гранито-гнейсовых куполов. Гранито-гнейсовые купола являются прообразами континентальной коры, а подвижные пояса рассматриваются в качестве реликтов древней океанической коры, которые были изменены процессами метаморфизма. В архее и начале протерозоя их породные комплексы подверглись региональному метаморфизму гранулитовой фации, а на регрессивном этапе в протерозойское время – изменениям амфиболитовой фации. Формирование породных комплексов в пределах различных геодинамических обстановок происходило в результате дифференциации первичной коры, имеющей изначально базит-ультрабазитовый состав.

В основу настоящей работы положены результаты минералого-петрографического и геохимического исследования метаморфических пород в пределах Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, слагающих участки земной коры подвижных поясов и гранулитогнейсовых ядер. Исследование химического состава пород, включая РЗЭ, проводилось при помощи РФА и ИСП МС. Петрографический и минеральный состав пород изучен методами оптической и электронной микроскопии. Для выяснения первичного генезиса метаморфических пород Степноозерского амфиболит-гнейсового массива был изучен комплекс РЗЭ. По геохимическим данным произведена их сравнительная характеристика с породами главных структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента – отрадненской и большечеремшанской серий.

Архейские метаморфические комплексы представлены преимущественно сериями пород первично-магматогенного и первично-осадочного происхождения (соответственно, отрадненская и большечеремшанская серии) а также толщей высокожелезистых пород сулеевского комплекса [Богданова, 1986; Хасанов, 1991; Лапинская и др., 1992; Муслимов, Лапинская, 1996]. Высокожелезистые породы занимают промежуточное положение между комплексами отрадненской и большечеремшанской серий. Чередование высокоглиноземистых и мафитовых пород большечеремшанской и отрадненской серий вскрыто сверхглубокой скважиной 20009 Ново-Елховской в купольной части Южно-Татарского блока, расположенного в пределах гранулито-гнейсового ядра [Муслимов, Лапинская, 1996].

Отрадненская серия пород залегает в основании разреза раннего докембрия и является древнейшим известным в этом регионе стратиграфическим подразделением. Она сложена



Рис. 1. Изученные породы кристаллического фундамента: a) биотит-пироксеновый плагиогнейс (отрадненская серия); б) амфиболовый гнейс (Степноозерский комплекс).

комплексом магматогенных пород мафитового состава, представленных пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами (рис. 1а). Предположительно, породы отрадненской серии представляют собой древний фундамент метаосадочной большечеремшанской серии.

Большечеремшанская серия четко выделяется по своему петрохимическому составу. Она представлена высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гнейсами биотит-гранат-силлиманит-кордиеритового состава с графитом. Большинством исследователей высокоглиноземистые образования рассматриваются как метаморфизованные песчано-глинистые осадки. Изотопный анализ углерода графитовых включений показал преобладание легкого изотопа, что указывает на биогенную природу графита [Хайртдинова, Мирзошоев, 2017]. В разрезе метаосадочных пород практически отсутствуют карбонатные породы.

Неясной первичной природой обладают гранитоидные комплексы, подвергшиеся существенному изменению минерального и отчасти химического состава в позднем архее и раннем протерозое в результате наложенных метаморфических и метасоматических процессов. Толща гранитоидных пород *Степноозерского амфиболито-гнейсового комплекса*, сложенная, в основном, биотит-, амфибол- и пироксенсодержащими гнейсами, плагиогнейсами и редко кристаллосланцами (рис. 16), вскрыта в зоне подвижных поясов (Мелекесская впадина) рядом параметрических скважин.

Сравнение химического состава главных метаморфических комплексов кристаллического со фундамента показало, что их состав, в целом, близок химическому составу современной океанической коры, но при этом характеризуется несколько меньшими содержаниями FeO, MgO и CaO при повышенных SiO₂, K₂O и Na₂O. Эту особенность можно объяснить процессами мигматизации исходных базитовых пород, которые сопровождались привносом SiO₂, K₂O и Na₂O. В высокоглиноземистых породах большечеремшанской серии наблюдаются более высокие относительно океанической коры содержания SiO₂ и Al₂O₃, что связано с гипергенным разрушением мафитовых пород и накоплением этих компонентов в первичных водоемах в составе кварц-полевошпатовой обломочной компоненты. Большечеремшанская серия, в отличие от пород отрадненской серии и Степноозерского амфиболит-гнейсового комплекса, имеет первично осадочную природу [Муслимов, Лапинская, 1996].

РЗЭ обладают высокой степенью информативности для изучения природы метаморфических пород [Haskin et al.; 1966, Condie, 1981]. Особенности их распределения в магматических породах заключаются в том, что при дифференциации расплава легкие РЗЭ отлагаются



Рис. 2. Концентрации РЗЭ в метаморфических породах докембрийского фундамента, нормированные к океанической коре [Балашов, 1976].

преимущественно в салических минералах (полевые шпаты), а тяжелые – в фемических (пироксены, амфиболы, биотиты) [Haskin et al., 1966; Condie, 1981; Khasanov et al., 2019]. Однако в метаморфических породах распределение РЗЭ более сложное. Оно подвержено множеству факторов, которые связаны с процессами образования и преобразования этих пород, в результате чего происходит многократное фракционирование РЗЭ [Condie, 1976]. Разделение РЗЭ в процессах регионального метаморфизма определяется градиентом температур, давлений, подвижностью H₂O, CO₂ и щелочных элементов отдельных фаций метаморфизма.

Для выяснения особенностей перераспределения РЗЭ в ходе метаморфизма и гранитизации гнейсов Степноозерского комплекса было произведено нормирование содержаний РЗЭ к океанической коре [Балашов, 1976] (рис. 2). РЗЭ в метаморфических породах рассматриваемой территории характеризуются повышенными концентрациями легких лантаноидов, которые связаны с плагиоклазами, КПШ и монацитом. В то же время, вскрытая параметрическими скважинами толща амфиболовых гнейсов Степноозерского комплекса содержит реликтовые зерна пироксена и характерные для магматогенных пород реликты фанеритовых структур. Это указывает на то, что исходными дометаморфическими породами были магматогенные образования отрадненской серии, составляющие древнее базит-ультрабазитовое основание. В архейское время они испытали метаморфизм гранулитовой фации. В раннем протерозое породы подверглись ультраметагенной проработке и частичной гранитизации, что привело к перераспределению РЗЭ.

Литература

Балашов Ю.А. Геохимия редких элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 244 с.

Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. Волго-Уральская нефтегазоносная провинция // Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. Ч. 1. М.: Недра, 1992. 145 с.

Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Казань: Дента, 1996. 487 с.

Хайртдинова Л.Р., Мирзошоев Б.Р. Гранитогнейсовые комплексы кристаллического фундамента Южно-Татарского свода и их исходная природа // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 321–323. Хасанов Р.Р. Рудные минералы кристаллического фундамента Татарского свода, их типоморфизм и генетическое значение. Автореф. дис. к.г.-м.н. Казань, 1991. 24 с.

Condie K.C. Archean greenstone belts. Amsterdam, Oxford, New York, 1981. 435 p.

Condie K.C. Trace-element geochemistry of archean greenstone belts // Earth-Science Reviews. 1976. Vol. 12. Is. 4. P. 393–417.

Haskin L.A., Fray A.F., Schmitt R.A., Smith R.H. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions // Physics and Chemistry of the Earth. 1966. Vol. 7. P. 167–321.

Khasanov R.R., Mirzoshoev B.R., Galiullin B.M., Mullakaev A.I. Trace elements in the rocks of the mobile belts of the precambrian basement of the volga-ural oil and gas province // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2019. Vol. 19. Is. 1. P. 691–696.

В.В. Вантеев^{1, 2}, Е.В. Кислов^{1, 2} ¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ Vanteev997@mail.ru ² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Базальты района сапфироносной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Байкальская рифтовая система)

Россыпь Нарын-Гол расположена в западной части Джидинского рудного района. В геологическом отношении участок сложен отложениями верхнеордовикской джидинской свиты, связанными с Байкальской рифтовой системой «вершинными» базальтами стратовулканов неоген-четвертичного возраста (βN₂–Q₁) и «долинными» базальтами плиоцен-раннечетвертичного возраста (βN₂–Q₁), верхнеплейстоценовыми (Q_{1-II}) аллювиальными отложениями I и II надпойменной террасы и голоценовыми аллювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями [Генералов и др., 2012ф]. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель, псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту [Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019]. Широкий набор минералов россыпи свидетельствует о нескольких источниках, преимущественно вулканогенных. Джидинское кайнозойское вулканическое поле исследовалось И.В. Антощенко-Оленевым [1975], тогда как Хобольская группа вулканов района россыпи ранее детально не изучалась.

Петрографическая характеристика вулканических пород. «Долинные» вулканиты распространены в низовьях ручья Нарын-Гол и долине р. Дархинтуй и наблюдаются в виде валунного и галечного материала в аллювиальных и делювиальных отложениях. Они представлены темно-серыми массивными разностями без вторичных замещений с включениями мегакристов сапфира, оливина, санидина, энстатита, авгита и ксенолитов лерцолита. Характерна порфировая структура с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и пироксена. Структура основной массы интерсертальная, сложена микролитами плагиоклаза и пироксена с небольшим количеством вулканического стекла, подвергнутого ожелезнению.

«Вершинные» вулканиты распространены в верхнем и среднем течении ручья Нарын-Гол, а также слагают Правый Барун-Хобольский стратовулкан и продукты его извержения. Они представлены, преимущественно, красными и серыми спекшимися туфами. В них наблюдаются мегакристы сапфира и санидина, ксенолиты лерцолитов. У подножия вулкана в обрывах среднего и верхнего течения ручья Нарын-Гол обнажаются лавовые потоки и покровы пирокластического материала. Характерна витрокластическая структура с небольшим количеством кристаллокластов санидина и плагиоклаза изометричной формы.

Таблица

Химический состав вулканитов района россыпи Нарын-Гол, мас. %

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
«Долинные» базальты и трахибазальты												
Dar-1	44.70	2.70	14.40	4.42	7.64	0.25	8.80	9.28	3.25	1.19	0.82	100.22
Dar-3	47.40	2.39	15.70	3.75	7.00	0.17	6.46	6.96	5.27	3.12	1.05	99.87
Dar-4	47.10	2.43	15.80	3.61	7.40	0.16	6.34	6.90	5.36	3.10	1.04	99.76
Dar-7	44.70	2.65	14.10	3.32	8.52	0.19	9.74	9.36	3.24	1.22	0.68	99.97
Dar-8	44.50	2.63	15.00	3.29	8.44	0.19	9.56	9.27	3.28	1.19	0.69	100.32
Dar-13	45.30	3.08	15.00	4.12	8.36	0.19	7.48	8.08	4.59	0.85	0.85	100.01
Dar-14	45.40	3.11	15.10	4.60	7.80	0.19	7.18	8.14	4.55	0.86	0.87	99.79
DH-4-1	46.90	2.57	15.70	3.50	7.32	0.16	6.90	7.35	4.97	2.89	0.98	99.77
Zak-4	44.5	2.68	14.4	4.03	7.76	0.2	8.7	9.48	3.33	1.66	0.85	100.25
Zak-6	44.5	2.64	14	2.76	8.92	0.19	9.8	9.62	2.44	1.67	0.64	99.81
Zak-8	44.3	2.78	14.5	5.9	6.24	0.19	7.9	9.33	3.59	1.12	0.91	100.19
ZakTH-1-1	47.1	2.35	14.8	2.8	8.32	0.2	9.1	9.07	2.39	1.38	0.53	99.96
Zak-5	44.7	2.7	13.9	3.31	8.76	0.2	9.86	9.39	2.28	1.61	0.66	100.2
Zak-3	44.6	2.63	13.6	2.87	9.32	0.19	10.38	9.27	2.49	1.75	0.7	100.24
Zak TH-1-2	44.5	2.78	14.6	5.11	7.2	0.18	7.79	8.83	3.38	1.25	0.9	99.72
				«Верш	инные»	фоноте	фриты					
BH-1-19	46.20	2.45	15.40	3.18	8.00	0.17	7.28	7.66	4.76	2.57	1.03	99.35
N-1-19	47.50	2.29	16.00	6.94	3.96	0.19	4.98	6.13	5.38	3.59	1.16	99.26
N-2-19	47.70	2.33	16.20	8.43	2.76	0.18	5.06	6.12	5.59	3.49	1.16	99.81
N-3-19	47.20	2.31	16.20	10.24	0.76	0.16	5.14	6.18	6.52	1.53	1.14	99.78
N-4-19	47.60	2.37	16.10	6.88	4.16	0.16	5.58	6.40	5.31	3.45	1.12	99.77
N-12-19	46.10	2.59	14.60	6.34	6.08	0.58	7.70	9.00	2.37	1.62	0.54	100.20
Zak 9/4	46.9	2.39	16.1	11.37	0.24	0.17	5.62	6.76	5.43	3.06	1.08	100.07
Zak 7/3	47.1	2.29	16.2	11.16	0.4	0.16	5.18	6.29	5.88	3.65	1.14	100.01
Zak 9/5	46.5	2.34	15.8	11	0.16	0.16	5.86	7.32	5.98	3.07	1.06	100.25
Zak 7/2	47.1	2.3	16.2	9.94	1.6	0.17	5.12	6.24	5.68	2.76	1.18	99.89
Zak 7/1	47.1	2.39	16.2	4.37	6.68	0.17	60.4	6.67	5.35	3.34	1.07	100.6
Zak 7/4	47.4	2.37	16.2	7.96	3.48	0.17	5.4	6.38	5.38	3.35	1.11	100.15
Zak 9/2	46.2	2.36	16.1	5.45	5.64	0.17	5.95	6.9	5.3	3.16	1.05	99.31
Zak 7/1-1	47.2	2.31	16.3	7.72	3.76	0.18	5.04	6.18	5.1	3.62	1.15	99.68

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН фотометрическим, титриметрическим, гравиметрическим, ионометрическим, пламенно-фотометрическим методами, аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун.

Петрохимическая характеристика вулканических пород. Вулканиты района россыпи Нарын-Гол принадлежат известково-щелочным базальтоидам. «Вершинные базальты» по химическому составу относятся к высокощелочным фонотефритам, «долинные» к базальтам и трахибазальтам. Петрохимические данные свидетельствуют о том, что эти вулканиты высококалиевые, что характерно для эффузивов континентального рифта. Содержания K_2O в «вершинных» вулканитах (2.5–4.0 мас. %) выше, чем в «долинных» (1–2 мас. %) (табл.). На основании полученных данных установлена эволюция составов вулканитов района россыпи Нарын-Гол: с ростом содержания SiO₂ происходит падение концентраций TiO₂ и CaO при увеличении Al_2O_3 и значений общей щелочности. «Долинные» вулканиты содержат более высокое количество TiO₂ (2.6–2.8 мас. %), чем «вершинные» (2.3–2.5 мас. %). Эта же тенденция наблюдается и для CaO: 8.5–9.75 мас. % у «долинных» и 6.0–7.25 мас. % у «вершинных». Содержания Al₂O₃ в «вершинных» вулканитах составляют 15.5–16.5 мас. %, в «долинных» – 13.5–14.7 мас. %. «Вершинные» вулканиты по отношению к «долинным» обогащены FeO: 6.3–9.3 и 0.16–6.2 мас. %, соответственно. Обратная тенденция наблюдается для Fe₂O₃: 2–6 и 4.3–11.2 мас. %, соответственно.

Таким образом, вулканогенные образования участка Нарын-Гол образуют неоген-четвертичный щелочно-базальтовый стратовулкан Правый Барун-Хобол, небольшие лавово-шлаковые конусы, потоки лав и покровы базальтового и щелочно-базальтового пирокластического материала с включениями мегакристов и глубинных пород. Все вулканиты известково-щелочного ряда высококалиевые, что характерно для вулканитов континентальных рифтов. На участке выделяются два типа вулканитов – «долинные», по составу отвечающие базальтам и трахибазальтам, и «вершинные», по составу отвечающие фонотефритам. Выполненные исследования подтверждают выводы о том, что «вершинные» вулканиты при их разрушении являлись источником сапфира и санидина [Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019], а «долинные» – пироксенов и граната для россыпи Нарын-Гол.

Авторы признательны О.Ю. Коршунову за помощь в организации экспедиционных исследований. Работа выполнена в рамках темы НИР, № государственной регистрации АААА-А21-121011390003-9 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337) с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Литература

Асеева А.В., Кислов Е.В., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Сапфиры Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия): минеральные ассоциации и изотопные характеристики // Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии. Мат. V Всерос. научно-практ. конф., посв. 45-летию ГИН СО РАН. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2018. С. 34–36.

Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. М.: Наука, 1975. 128 с.

Генералов В.И., Марчук О.И., Симончук Б.А. Отчет о выполнении работ по объекту 1-16/11 «Поисковые работы на абразивный корунд в Джидинском вулканическом районе (Республика Бурятия)». Иркутск, 2012ф. 134 с.

Aseeva A.V., Kislov E.V., Vysotskiy S.V., Korshunov O.Yu., Velivetskaya T.A., Coenraads R.R., Vanteev V.V., Karabtsov A.A., Yakovenko V.V. A new Russian sapphire discovery in the Naryn-Gol Creek placer deposits (Dzhida Flood Basalt, Baikal Rift System) // Australian Gemmologist. 2019. Vol. 27. N 1–2. P. 20–26.

> *А.В. Трофимов^{1, 2}, Е.В. Кислов^{1, 2}* ¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ trofimlurk@gmail.com ² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Петрология Кивельевского концентрически-зонального ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье

Кивельевский массив расположен на водоразделе северо-западного берега оз. Байкал и р. Горемыка в 13 км южнее с. Байкальское Северо-Байкальского района Республики Бурятии. В результате поисково-оценочных работ никеленосности интрузива дана отрицательная оценка, но канавы на вершине г. Кивельевская сопка вскрыли непромышленные хромовые руды [Руденко и др., 1965ф]. Массиву посвящены единичные исследования [Гурулев и др., 1980; Балыкин и др., 1986], поэтому целью работы является характеристика его пород.

Интрузив 6.0 × 2.5 км вытянут в северо-восточном направлении. В центральной части находятся тела дунитов и перидотитов, наибольшее из которых имеет размер 1.2 × 2.5 км. Основные породы представлены габбро, амфиболовыми и оливиновыми габбро, троктолитами, габброноритами, анортозитами.

Дуниты и перидотиты перемежаются друг с другом. К ним приурочены хромититы полосчатые и массивные, по характеру распределения рудного компонента вкрапленные, густовкрапленные и сплошные. Дуниты сложены оливином и хромшпинелидом, наряду с которыми отмечаются плагиоклаз, клинопироксен и амфибол. Породы значительно серпентинизированы, что отражается в проявлении петельчатой структуры. Оливин представлен реликтовыми зернами среди преобладающего серпентина. Серпентин слагает листоватые и волокнистые агрегаты. Клинопироксен также серпентинизирован, встречается в виде реликтов. Кристаллы хромшпинелида крупные, нередко содержат силикатные включения, определение состава которых планируется в дальнейшем.

Перидотиты сложены оливином, клинопироксеном, в качестве акцессорных минералов отмечаются магнетит и хромшпинелид. Структура пород панидиоморфнозернистая, степень серпентинизации преимущественно высокая: породообразующие минералы интенсивно замещены волокнистыми агрегатами серпентина. В отдельных образцах отмечается пойкилитовая структура, когда крупные зерна пироксена содержат включения оливина, серпентинизированного по трещинам. Хромшпинелид нередко образует октаэдрические кристаллы, содержит силикатные включения.

Основные породы массива сложены оливином и плагиоклазом; второстепенные минералы – амфибол и клинопироксен при практически полном отсутствии ортопироксена. Плагиоклаз отличается высокой основностью, в оливиновых габбро и троктолитах плагиоклаз содержит 83 % анортитового компонента [Балыкин и др., 1986].

Структура габбро панидиоморфная, реже аллотриоморфнозернистая. Наблюдается интенсивная соссюритизация плагиоклаза. В слабоизмененных образцах плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами, идиоморфными по отношению к клинопироксену. В измененных образцах плагиоклаз и клинопироксен образуют зерна, не имеющие характерных кристаллографических очертаний. Присутствует акцессорный магнетит.

Структура оливинового габбро аллотриоморфнозернистая. Иногда встречаются идиоморфные, чаще всего вытянутые зерна основного плагиоклаза. Оливин нередко идиоморфен по отношению к плагиоклазу и клинопироксену. Плагиоклаз в основной массе соссюритизирован, относительно неизмененные зерна встречаются редко. По оливину в некоторых случаях наблюдается слабая серпентинизация.

По содержанию SiO₂ (36–38 мас. %) и щелочей (0.05–0.08 мас. %) дуниты массива относятся к ультраосновным породам нормального ряда и характеризуются низкой глиноземистостью (#Al – 9 %), умеренной магнезиальностью (# Mg – 70 %), низкой титанистостью (#Ti <1 %) (табл.). В целом, породы Кивельевского массива сходны по составу с дунитами концентрически-зонального Маринкина массива [Кислов, Каменецкий, 2021] при содержании MgO, в среднем, на 6–8 мас. % ниже, чем в породах Кивельевского массива.

Перидотиты Кивельевского массива по содержаниям кремнезема (47–36 мас. %) и щелочей (0.05–0.32 мас. %) относятся к ультраосновным породам нормального ряда. Для них характерна умеренная магнезиальность (#Mg – 53 %), низкая глиноземистость (#Al – 9 %), низкая титанистость (#Ti <1 %).

Габбро и оливиновое габбро по содержанию кремнезема (47–55 мас. %) и щелочей (0.07– 4.00 %) относятся к основным породам нормального ряда щелочности. По сравнению с уль-

Таблица

Химический соста	в пород Кивельевского массива,	мас. %
------------------	--------------------------------	--------

№ обр.	Поро- да	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
K-1-1		37.60	0.04	4.60	7.11	5.68	0.06	32.76	0.51	0.06	< 0.01	< 0.10	11.43	99.85
К-1-4		38.30	0.06	4.70	4.83	6.80	0.08	32.16	1.27	0.03	0.02	< 0.10	11.16	99.39
К-1-5		38.10	0.05	2.40	8.52	6.64	0.08	32.19	0.55	0.04	< 0.01	< 0.10	10.92	99.49
К-1-6		36.80	0.07	4.60	6.97	5.88	0.10	33.00	0.25	0.05	< 0.01	< 0.10	11.61	99.33
К-1-7	Дунит	39.60	0.09	1.80	8.08	7.96	0.08	30.23	1.86	0.05	< 0.0	< 0.10	10.00	99.75
К-1-8		36.30	0.03	5.50	8.43	8.48	0.10	28.05	2.44	0.08	< 0.01	< 0.10	10.66	100.07
К-1-9		38.10	0.04	5.50	7.93	6.48	0.10	29.60	2.27	0.06	< 0.01	< 0.10	9.80	99.88
К-1-10		36.40	0.04	5.60	7.47	5.60	0.09	31.32	1.51	0.05	< 0.01	< 0.10	11.36	99.44
К-1-4-1		38.40	0.06	4.60	3.77	7.20	0.08	32.35	1.30	0.16	0.05	< 0.10	11.86	99.78
К-1-3	п	37.0	0.06	3.80	3.14	9.96	0.20	36.00	2.10	0.30	0.02	< 0.10	77.31	169.87
К-2-1	Пери-	37.10	0.09	2.70	7.34	9.20	0.14	31.08	0.38	0.05	< 0.01	< 0.10	11.32	99.4
К-2/10	дотит	36.30	0.06	5.40	6.74	7.84	0.12	30.76	0.79	0.07	< 0.01	< 0.10	11.57	99.65
К-2/2		47.30	0.61	16.70	3.86	5.60	0.19	8.52	12.74	1.26	0.12	0.13	3.16	99.94
K-2/4	01	43.70	0.31	18.50	2.77	5.36	0.15	10.80	12.56	1.45	0.30	< 0.10	4.30	99.9
K-2/5	OI Tagara	48.50	0.80	15.60	4.07	7.00	0.19	7.64	10.00	2.40	0.47	0.15	3.20	99.4
К-2-7	гаооро	43.60	1.58	14.90	2.64	7.80	0.25	6.25	7.86	0.09	4.43	0.17	10.25	95.22
К-2/8		49.00	1.12	14.90	3.52	6.5	0.19	7.40	11.14	3.18	0.57	< 0.10	2.71	99.66
К-2/3	Габбро	40.40	< 0.02	23.80	2.96	3.44	0.11	9.54	14.06	0.80	0.09	< 0.10	4.98	100.09
К-2/6		55.00	0.29	7.20	1.04	4.56	0.31	5.56	14.10	2.26	0.61	< 0.10	9.39	99.71
К-2/9		50.50	1.02	15.20	4.13	7.40	0.23	5.99	9.39	2.49	0.45	0.18	2.92	99.27
К-2/3-1		41.10	< 0.02	25.60	1.94	3.36	0.09	7.32	15.00	1.31	0.16	< 0.10	4.23	99.95

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН фотометрическим, титриметрическим, гравиметрическим, ионометрическим, пламенно-фотометрическим методами, аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун.

трамафитами отмечается повышенная глиноземистость: #Al – 91 % для оливиновых габбро и 87 % – для габбро. Для пород характерна умеренная железистость: #Fe – 55 % для оливиновых габбро и 53 % – для габбро, и низкая титанистость – #Ti <1 %.

Таким образом, среди ультраосновных пород концентрически-зонального Кивельевского массива преобладают дуниты, в меньшей мере, развиты перидотиты. Породы в разной степени серпентинизированы, в некоторых случаях породообразующие минералы практически полностью замещены серпентином. С дунитами массива связано хромитовое оруденение. Ультраосновные породы по химическому составу относятся к породам нормального ряда, обладают умеренной магнезиальностью, низкими глиноземистостью и титанистостью. Основные породы, в целом, обладают умеренной железистостью, железо преобладает над магнием, высокой глиноземистостью и низкой титанистостью. Для них характерны существенные вторичные изменения плагиоклаза и оливина. Габбро и оливиновые габбро имеют четкие отличия от гипербазитов по содержаниям SiO₂, Al₂O, и MgO.

Работа выполнена по государственному заданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337). Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Литература

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

Гурулев С.А., Конников Э.Г., Трунева М.Ф. Хромитовое оруденение в полевошпатовых гипербазитах северного Прибайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. С. 50–51.

Кислов Е.В., Каменецкий В.С. Маринкин концентрически-зональный массив, Средне-Витимская горная страна: петрология и рудообразование // Петрология. 2021. В печати.

Руденко В.Н., Косарев В.М., Трепалин А.И. Геологическое строение и перспективы Слюдинского, Кивельевского, Орколиканского, Неручандинского, Окунайского и Право-мамского базит-гипербазитовых массивов на сульфидный никель. Отчет Неручандинской поисковоревизионной партии за 1964 г. Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1965ф. 119 с.

> **Е.А. Зубакова** Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск zybakovaea@igm.nsc.ru

Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия) (научный руководитель – д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич)

Ханинский массив расположен на юго-западе Алдано-Станового щита, на правом берегу р. Хани в непосредственной близости от БАМ. Массив представлен преимущественно пластовыми и линзовидными телами пироксенитов, в разной степени обогащенных апатитом, флогопитом и рудными минералами (сульфиды, магнетит). Породы залегают в глубокометаморфизованных породах олекминской серии. Среди пироксенитов отмечаются тела карбонатпироксен-полевошпатового и пироксен-полевошпатового составов. Пироксениты рассечены дайками оливиновых лампроитов [Владыкин, 2001]. Возраст пироксенитов, определенный Pb-Pb (апатит) и K-Ar (амфибол) методами [Неймарк и др., 1984], равен 1850 ± 20 и 1870 ± 50 млн лет, соответственно. U-Pb возраст циркона из дайки оливиновых лампроитов – 2702 ± 12 млн лет [Владыкин, Лепехина, 2009].

Существуют две точки зрения на происхождение пород Ханинского массива. Согласно одной, породы сформированы в результате метаморфизма осадочных толщ [Гулий, 1985]. В противоположность этому, породы Ханинского массива были отнесены к формации калиевых щелочных пород, имеющих высокотемпературный магматический генезис [Прошенкин, Кузнецова, 1988]. На основании изучения расплавных и флюидных включений [Панина и др., 1987а, 6] предположили, что пироксениты образовались в результате смешения высокотемпературных (1300–1200 °C) расплавов щелочно-базальтоидного и низкокремнисто-карбонатного составов. Целью данной работы является определение минерального состава пород и изучение химического состава минералов современными методами.

Пироксениты – среднезернистые породы с пан- или гипидиоморфной структурой. Они сложены преимущественно клинопироксеном (60–80 %), апатитом (до 10 %), флогопитом (до 10 %). Второстепенными и акцессорными минералами являются амфибол, титанит, циркон, магнетит, ильменит, кальцит, целестин, барит, анкилит-Се, монацит-Се, сульфиды (пирит, халькопирит). В результате вторичных процессов по первичным минералам развиваются минералы группы эпидота-алланита и цеолита. Карбонат-полевошпатовые породы имеют мелко- среднезернистую структуру, массивную или полосчатую текстуру. Породы сложены варьирующими количествами кальцита и калиевого полевого шпата, второстепенными и ак-



Рис. 1. Структуры изученных пород: а, б) пироксенит; в, г) карбонат-полевошпатовая порода; д, е) дайка ультраосновных пород. Проходящий свет. Фото б, г, е – николи скрещены.

цессорными минералами являются клинопироксен, фторапатит, флогопит, титанит, амфибол, циркон, минералы группы эпидота-алланита, целестин, барит, анкилит-Се, торит, пирит, гематит. Дайки ультраосновных пород сложены флогопитом, апатитом, клинопироксеном. Второстепенными минералами являются оливин, магнетит, кальцит, сульфиды (пирит, пирротин, пентландит). Среди акцессорных минералов отмечены монацит-Се, ильменит, барит, целестин. Вторичными минералами являются минералы группы серпентина и хлорита.

На тройной диаграмме Aeg-Di-Hed эволюция составов *пироксенов* из различных типов пород идет вдоль линии диопсид-геденбергит с незначительным увеличением эгиринового минала. Такой тренд является характерным для пироксенов щелочного ряда (рис. 2а). Исключением является образец дайки ультраосновных пород, в котором зерна клинопироксенов представлены практически чистыми диопсидами. В минерале полностью отсутствует Al₂O₃.

Флогопит встречается везде, кроме карбонат-полевошпатовых пород. Особенностью минерала является повышенное содержание BaO (до 2.5 мас. %). По соотношению Al-Mg-Fe слюды из пироксенитов соответствуют флогопиту (рис. 26). В отличие от них, у флогопитов из дайки ультраосновных пород понижены содержания Al₂O₃, хотя другие Al₂O₃-содержащие минеральные фазы в образце не наблюдаются.

Согласно [Leak et al., 1997], амфибол в карбонат-полевошпатовых породах относится к актинолиту либо к магнезиальной роговой обманке, в то время как в пироксенитах, помимо данных минеральных фаз, встречается магнезиогастингсит или эденит. Амфибол из образца дайки ультраосновных пород по соотношениям элементов соответствует тремолиту.

Апатит встречается во всех типах пород, его количество варьирует от 5 до 25 об. %. Он образует скопления и прожилки, также может встречаться в виде включений в клинопироксене. По составу относится к фторапатиту. Для минерала из пироксенитов и ультраосновных пород дайки характерны повышенные содержания SrO (в среднем, 0.67 мас. %). По сравнению с ними фторапатит карбонат-полевошпатовых пород обогащен SO₃ (до 1.5 мас. %). SrO (0.9 мас. %), ЛРЗЭ (до 1.5 мас. %).



Рис. 2. Классификационные диаграммы составов щелочных клинопироксенов в координатах Aeg-Di-Hed (a) и флогопитов в координатах Al-Mg-Fe (б).

Титанит распространен во всех типах пород, кроме ультраосновной дайки. Минерал в пироксенитах образует оторочки вокруг зерен магнетита. Кроме того, титанит формирует самостоятельные кристаллы конвертовидной формы в основной массе породы. Особенностью минерала является присутствие примесей оксидов V (до 0.5 мас. %) и ЛРЗЭ (до 1.5 мас. %). В карбонат-полевошпатовых породах титанит представлен конвертовидными зональными кристаллами, зональность которых также обусловлена вариациями примесей оксидов V (до 0.4 мас. %) и ЛРЗЭ (до 3 мас. %).

Карбонат присутствует во всех разновидностях пород, представлен кальцитом и всегда содержит примесь SrO (до 0.7 мас. %).

Магнетит присутствует в дайках ультраосновных пород и пироксенитах, в последних он, как правило, обрастает оторочкой титанита. Магнетит содержит примесь V_2O_3 (до 0.5 мас. %), TiO₂ – ниже предела обнаружения.

Калиевый полевой шпат распространен в карбонат-полевошпатовых породах, и реже, в пироксенитах. Калиевый полевой шпат содержит пертитовые вростки альбита, характеризуется наличием примесей оксидов Sr (до 1 мас. %) и Ba (до 6 мас. %).

Сульфаты Ba и Sr представлены баритом и целестином, которые по химическому составу близки теоретическому, однако в некоторых образцах пироксенитов встречаются богатые Sr разности, такие как баритоцелестин.

Оливин с преобладанием форстеритового компонента встречается только в дайках ультраосновных пород, частично замещен.

Эпидот встречается практически повсеместно в породах Ханинского массива, за исключением даек ультраосновных пород. Выделяются две разновидности минерала – алланит-эпидот и Sr-эпидот (SrO, в среднем, 12.6 мас. %), которые встречаются одновременно. Содержания РЗЭ в алланит-эпидоте достигают 20 мас. %.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы. Пироксениты и карбонатполевошпатовые породы по минеральному составу и его особенностям сходны с таковыми калиевых щелочных комплексов. Кроме того, особенности химического состава минералов сходны, что указывает на генетическое родство пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород. Дайки ультраосновных пород отличаются повышенной магнезиальностью таких минералов как клинопироксен, флогопит и амфибол. Также важно отметить, что, в отличие от пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород, для дайки характерно наличие оливина, что может указывать на отсутствие дифференциации расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 19-17-00019.

Литература

Владыкин Н.В. Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников // Иркутск: ИрГТУ, 2001. 250 с.

Владыкин Н.В., Лепехина Е.А. Возраст необычных ксеногенных цирконов из кимберлитов Якутии // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 6. С. 774–778.

Гулий В.Н. Минералогия и генезис апатитопроявлений юго-западной части Алданского щита (бассейн р. Хани). Автореф. дис. к.г.-м.н. Л., 1985. 24 с.

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // Доклады Академии наук СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 713–717.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н. Формирование пород Ханинского массива (Алданский щит) по данным изучения химизма расплавных включений // Геология и геофизика. 1987а. № 8. С. 50–62.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н., Усольцева Л.М. Ханинский массив ультраосновных – средних пород и его генезис (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1987б. № 6. С. 39–49.

Прошенкин И.Е., Кузнецова И.К. Некоторые особенности породообразующих минералов Ханинского массива // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 85–92.

Leak B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W. D., Gilber M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

А.А. Чупрова¹, Р.А. Бадмацыренова^{1,2}, А.А. Батуева¹ ¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ ² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ brose@ginst.ru

Апатитовая минерализация Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье: данные ЛА ИСП МС анализа

Ошурковский массив расположен в юго-западном Забайкалье в 20 км от г. Улан-Удэ и занимает площадь 14 км². В формировании массива выделяются три главные фазы: на раннем этапе кристаллизовались габброиды, затем – сиениты и на завершающем этапе – дайки базитов, включая лампрофиры (спессартиты, вогезиты, керсантиты). В массиве установлено несколько жил карбонатитов, которые рассечены многочисленными дайками апплитовых гранитов и гранитных пегматитов [Ласточкин и др., 2012]. Это единственный массив базитов на этой территории, имеющий раннемеловой возраст, связанный с позднемезозойским этапом рифтогенеза.

Ошурковский массив представляет собой реликтовый массив амфиболитизированного апатитоносного габбро, имеющий удлиненную форму с северо-запада на юго-восток (рис.). В массиве сохранились реликты пироксенового габбро с отдельными участками амфиболбиотит-плагиоклазовых гнейсов и мигматитов. Юго-западный, северный и южный контуры габброидов примыкают к гранитоидам, а восточный перекрывается четвертичными отложе-



Рис. Схематическая геологическая карта Ошурковского месторождения апатита [Тяжелов, 1986]. 1 – четвертичные отложения; 2 – метапороды итанцинской свиты верхнего протерозоя; 3 – мезократовые метагабброиды; 4 – меланократовые метагабброиды; 5 – лейкократовые метагабброиды; 6 – габброидные дайки; 7 – дайки аплитов и гранитных пегматитов; 8 – граниты лейкократовые; 9 – сиениты (краевая фация гранитов); 10 – линии разрывных нарушений (а – установленные, б – предполагаемые).

ниями р. Селенга [Царев, Батуева, 2013]. Вдоль юго-западной границы с гранитами обнажаются останцы выходов амфибол-биотитовых сиенитов.

Апатит – один из главных породообразующих минералов габброидов, содержание которого колеблется от 2–3 до 6–10 %, более 15 % отмечено лишь в единичных пробах, тяготеющих к центральной части месторождения. В зонах гидротермального изменения и участках развития апатитовых сиенитов содержание апатита увеличивается до 40–45 %. В пределах массива можно выделить несколько сближенных участков шириной 100–400 м и длинной до 500–600 м с содержанием P_2O_5 5–6 мас. %. Среди габброидов апатит концентрируется в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях. В мезократовых разновидностях

габброидов, как правило, апатит не содержится. Наиболее высокое содержание апатита (до 50 %) характерно для зон брекчирования, дробления и интенсивного метаморфизма. По форме выделения и взаимоотношениям с главными породообразующими минералами выделяются две генетические разновидности апатита – акцессорный и метасоматический. Акцессорный апатит встречается в виде единичных иголок или призм размерами 0.01–0.07 мм и образует пойкилитовые включения внутри полевых шпатов и рудных минералов, а также присутствует в промежутках между ними. Значительная часть апатита, присутствующего в породах Ошурковского массива, относится к метасоматическому апатиту, среди которого выделены две морфологические разновидности: кристаллически-зернистый и призматический [Смирнов и др., 1968].

Нами проанализированы апатиты двух морфологических разновидностей (кристаллическиски-зернистый и призматический) из габбро Ошурковского массива. Концентрации основных компонентов в апатите определялись на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP с ЭДС INCA Energy 350 (ЦКП ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик Е.В. Ходырева). В составе апатита определены (мас. %): 53.46–57.07 СаО, 41.06–43.24 P₂O₅, 2.47–3.31 F, 0.26–0.32 Cl, 0.95–1.22 SO₂. Концентрации FeO, MgO, ВаО находятся ниже предела обнаружения.

Концентрации микроэлементов (Li, B, Sc, V, Cr, Mn, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, P3Э, Hf, Pb, Th и U) в апатите проанализированы методом ЛА ИСП МС на многоколлекторном массспектрометре Finnigan MAT 262 (ЦКП ИГХ СО РАН, Иркутск, аналитик Н.В. Брянский). Апатит из габброидов Ошурковского массива содержит (г/т) 0.52–1.38 Li, 3.44 B, 0.35–0.41 Sc, 8.9–25 V, 0.84–5.29 Cr, 440–491 Mn, 1.95 Ni, 0.12 Rb, 9844–11657 Sr, 138–160 Y, 6.2–9.4 Zr, 6.6–15.24 Ba, 0.03–0.08 Hf, 12.24–14.9 Pb, 19–21.74 Th, 5.9–66 U. По содержаниям U, Th, P3Э и Sr изученные апатиты близки таковым из карбонатитов [Belousova et al., 2002]. В апатитах содержания P3Э составляют 8156–9546 г/т, и наблюдается обогащение легкими P3Э по сравнению с тяжелыми ((La/Yb)n = 203–226). Отношение Eu/Eu* варьирует от 0.85 до 0.90, что говорит о дифференцированности расплава [Леснов, 2009]. Таким образом, можно сделать вывод, что апатит является главным минералом-концентратором F, SO₃, P3Э, Li, Sr в габбро Ошурковского массива.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 р а).

Литература

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Амфиболы в породах Ошурковского массива // Вестник БНЦ СО РАН. 2011. № 2. С. 155–162.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Гео, 2009. С. 103–113.

Смирнов Ф.Л., Костромин С.В., Жукова Г.В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 295–300.

Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Известия АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 47–55.

Царев Д.И., Батуева А.А. Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск: Гео, 2013. 135 с.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Vol. 76. Is. 1. P. 45–69.