

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ БИТИМСКОГО КОМПЛЕКСА (НИКОЛЬСКИЙ МАССИВ, УФАЛЕЙСКИЙ БЛОК)

© 2015 г. Г. Ю. Шардакова

Как известно, Уфалейский блок, расположенный на западной границе Урала с Восточно-Европейской платформой, в зоне аккреции, является сложным гетерогенным образованием, где сосредоточены метаморфические, ортомагматические и интрузивные комплексы разного состава, возраста и происхождения – от островодужных до коллизионных и постколлизионных [2, 13 и др.]. Древним метаморфитам и ортопородам (гранито-гнейсы в ассоциации с амфиболитами) посвящены многочисленные публикации А.И. Белковского [1 и др.], А.И. Русина [9], А.А. Краснобаева [3] и др. Автором были подробно описаны петрология и изотопно-геохимические характеристики гранитов Нижнеуфалейского массива (в последней редакции ГосГеол карты-200 относимых к уфалейкинскому комплексу [7, 15], имеющего возраст 317 млн лет и “раннеорогенные” геохимические характеристики. Продолжается изучение полихронного Никольского массива, в составе (и в ближайшем обрамлении) которого распространены гранитоиды трех комплексов: 1) чувовского (предположительно, верхний рифей); 2) битимского (венд–кембрий) – главная фаза, 3) уфалейкинского (см. выше) и 3) кизильского (пермь–триас). Некоторые данные по петрографии, геохимии и возрасту гранитоидов опубликованы нами [13–15]. **Ar–Ar-возраст (по биотитам)** гранитов главной фазы Никольского массива составляет 579 ± 7.1 млн лет, что отвечает венду. Полученные недавно предварительные данные о Rb–Sr-возрасте (по валу пород) дают около 533 млн лет, “сдвигаясь” в низы кембрия, и могут маркировать возраст метаморфизма. В любом случае по петрогеохимии, возрасту, отношению к геодинамическому режиму и, вероятно, условиям становления гранитоиды Никольского массива отличны от докембрийских гнейсов и палеозойских гранитов Уфалейского блока, что мы стремимся продемонстрировать здесь.

Для получения более полного представления об условиях образования и генезисе были проанализированы породобразующие и некоторые акцессорные минералы из гранитоидов битимского комплекса, произведено сравнение их составов с одноименными минералами из более молодых и более древних гранитоидов Уфалейского блока. Анализы химического состава минералов выполнены в ИМИН

УрО РАН, г. Миасс, В.А. Котляровым на растровом электронном микроскопе (РЭММА-202М).

По внешнему облику, структурным особенностям и набору минералов гранитоиды главной фазы Никольского массива близки к докембрийским гранито-гнейсам центральной части Уфалейского блока, описанным в работах [3, 13, 16 и др.]. Породы имеют гнейсовидную текстуру, где ориентированная более мелкозернистая масса “обтекает” крупные выделения калишпата. Структура “базиса” лепидогранобластовая, во внутренней части массива в менее деформированных породах фиксируются гранитные структуры с элементами порфириовидности. Гранитоиды слабо катаклазированы; зерна “базиса” ксеноморфны; он частично перекристаллизован. Присутствуют отдельные тонкие мирмекитовые выделения; иногда фиксируется антипертит, а также “капельный” кварц, но это, скорее всего, рекристаллизационные образования. Средний минеральный состав пород: плагиоклаз № 18-25 – 55–60%, кварц – 15–20, решетчатый микроклин – 15–18, биотит – 5–6, мусковит – 5–7%, акцессорная ассоциация: эпидот, ортит, магнетит, сфен, апатит и циркон (очень мало), гранат, рутил.

По химическому и минеральному составу описываемые породы отвечают гранодиоритам-гранитам (SiO_2 69–71.5%) нормальной щелочности (сумма щелочей 5.5–7.5%) пералюминиевого типа.

Плагиоклаз формирует удлиненные лейсты (An_{16-25}), часто с полисинтетическими двойниками; есть поздний мелкозернистый альбитовый агрегат. Плагиоклазы практически не содержат K_2O . В позднем альбите установлены относительно высокие концентрации оксида железа – 0.10–0.27 мас. %. **Калишпат** большей частью представлен решетчатым микроклином, образует “очки” и ксеноморфные зерна в более мелкозернистом базисе, содержит пертитовые вроски. Отличительной чертой химического состава является повышенное содержание Fe_2O_3 (до 0.11 мас. %), такие содержания характерны и для калишпатов из других типов гранитоидов Уфалейского блока [1].

Мусковит развит в виде самостоятельных зерен, в некоторых случаях явно развивается по биотиту, изредка находится в виде “равноценных” сростаний с последним – так что, возможно, имеются две генерации: первичная и вторичная. Низкие

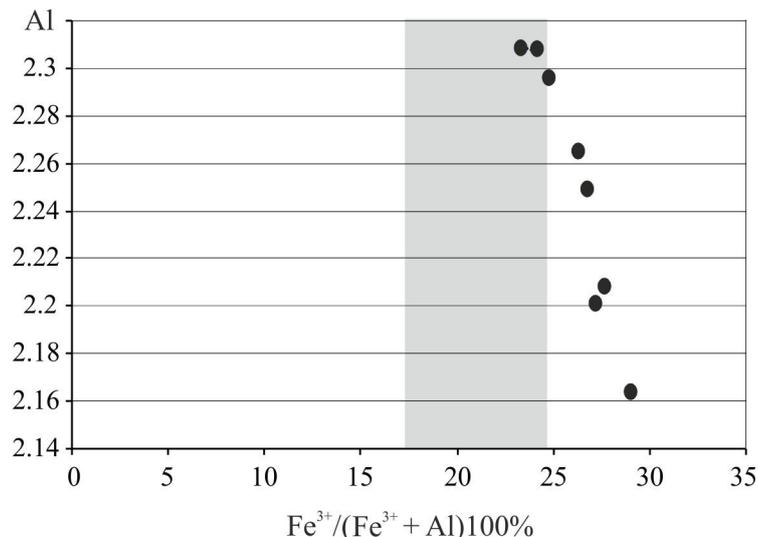


Рис. 1. Диаграмма состава эпидотов из гранитов битимского комплекса (Никольский массив).

Серым показано поле составов магматических эпидотов по [17].

содержания TiO_2 (0.14–0.45%) и уровень соотношений FeO (7.5–8.5%) и Al_2O_3 (26–26.3%) в измеренных зернах не свидетельствуют в пользу магматического происхождения мусковита.

В шлифах наблюдается **эпидот** двух генераций: идиоморфный, с ортитовыми или рудными ядрами (раннемагматического облика?), и более поздний, неправильной или скелетной формы, обрастающий слюды или полевые шпаты или дающий отдельные мелкие зерна. Анализ составов эпидотов показывает, что разные генерации реально существуют, так как эпидоты описанных типов несколько различаются по количеству пистацитового минала (рис. 1), составы идиоморфных зерен лежат в поле составов магматического эпидота. Кроме того, согласно данным работы [17], магматические эпидоты характеризуются повышенными содержаниями титана. В нашем случае эта закономерность имеет место: ранние идиоморфные кристаллы содержат 0.14–0.17 мас. % TiO_2 , тогда как вторичные неправильные зерна – 0.02–0.06 мас. % TiO_2 .

Биотит по составу отвечает анниту, в нем содержится FeO^* 33–35 мас. %, TiO_2 – 1.3–1.6 мас. %, такие составы часто характерны либо для щелочных гранитоидов, либо для относительно древних и большей частью высокобарических образований, например для гранитогнейсов Губенского или лейкогранитов Нижнеуфалейского (см. выше) массивов, имеющих при формировании давление 8–11 кбар, позднее испытавших регрессивный метаморфизм при P около 5 кбар массива [4, 13].

Расчеты нормативного состава по методу CIPW с последующим нанесением на тройную диаграмму Ab-Q-Or (рис. 2) указывают на становление гранитоидов в интервале давлений 3.5–5.5 кбар. Для окружающих массив пород древнего возраста (ам-

фиболитов и гранитогнейсов) давление при метаморфизме, по данным А.И. Русина [9] и нашим данным, не превышало 5–5.5 кбар.

Характерной чертой гранитоидов Никольского массива является высокое содержание в **сфенах** Al_2O_3 – 5.75–6.23 мас. %. Согласно одной из существующих точек зрения, значительные концентрации в сфенах – признак повышенного дав-

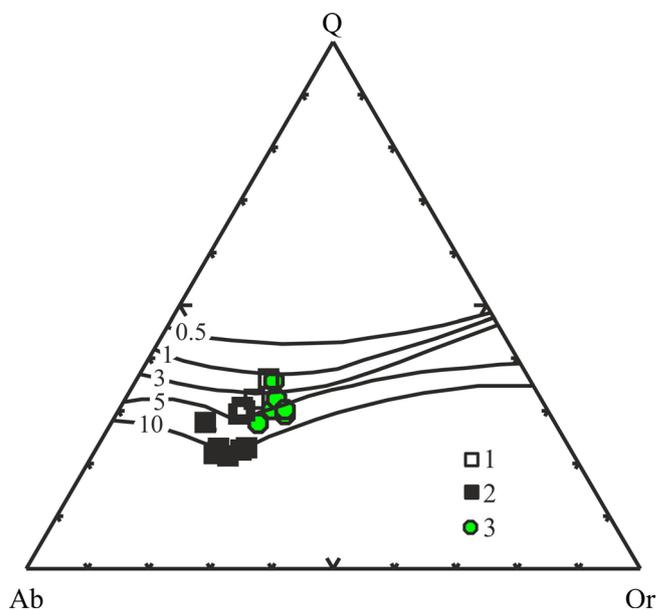


Рис. 2. Диаграмма нормативный состав (Ab-Q-Or) – давление для гранитоидов Уфалейского блока.

1 – вмещающие гранитогнейсы граниты; 2 – лейкограниты Нижнеуфалейского массива; 3 – граниты битимского комплекса. Цифры – давление, кбар [11].

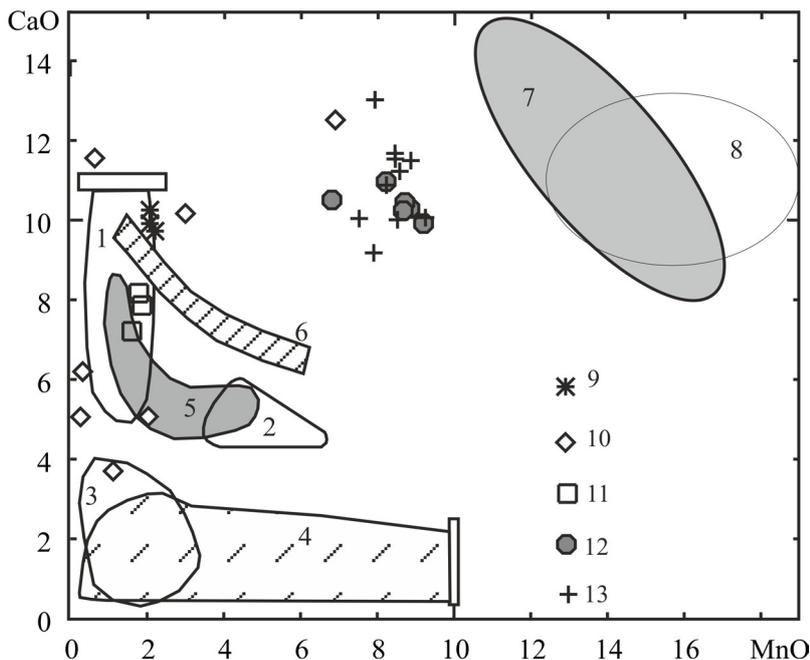


Рис. 3. Диаграмма CaO–MnO для гранатов различного генезиса по [18].

1 – высокобарические, 2 – низкобарические гранаты; гранаты из М/І-типов магм: 4 – гранаты из метapelитов, 5 – гранаты из андезитов и дацитов Венгрии, Словакии; 6 – гранат из эпидотсодержащих дацитов Front Range, Колорадо; 7 – гранаты из гранитов Урала: 7 – Губенского и Рябиновского массивов (по данным С.В. Прибавкина), 8 – из лейкогранитов Нижнеуфалейского массива, 9 – гранитогнейсов юрминского комплекса, 10 – риолитов кувашского комплекса; 11 – гранитогнейсов обрамления Никольского массива; 12, 13 – гранитоидов Никольского массива.

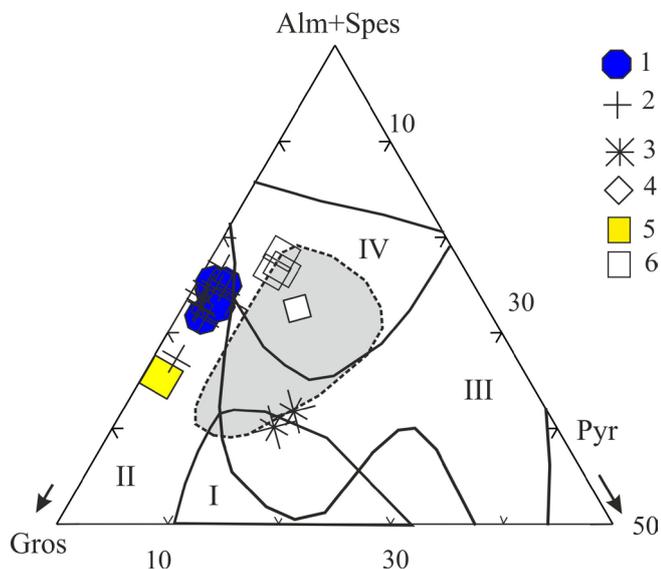


Рис. 4. Диаграмма состав гранатов – фацция метаморфизма по [10].

Фацции метаморфизма: I – эклогитовая, II – гранулитовая, III – амфиболитовая, IV – эпидот-амфиболитовая. Гранаты из пород: 1, 2 – гранитов Никольского массива (битимский комплекс), 3 – гранитогнейсов юрминского комплекса, 4 – риолитов кувашской свиты, 5 – лейкогранитов Нижнеуфалейского массива, 6 – гранитогнейсов из обрамления Никольского массива. В виде поля показаны данные из работы [9] – гранаты из амфиболсодержащих ортопород (гранитогнейсов, амфиболитов) Уфалейского блока.

ления [20]. Вместе с тем отмечается почти прямая зависимость содержания Al_2O_3 в сфенах от насыщенности расплава фтором [19], что может связываться со значительной долей мантийного вещества в субстрате. Отметим, что высокобарические ($P = 8-10$ кбар) гранитоиды Южного Урала – среднерифейские гранитогнейсы Губенского массива и палеозойские граниты Нижнеуфалейского массива несут сфены с очень сходным, высоким содержанием глинозема (5–6 мас. %); и изотопные отношения Sr и Nd в них указывают на участие деплетированного мантийного материала при их генерации. Гранитогнейсы центральной части Уфалейского блока, сформированные при давлениях не более 6 кбар, содержат сфены с низким содержанием Al_2O_3 (около 1 мас. %). Сфены из гранитов битимского комплекса также содержат около 2.5 мас. % Nb_2O_5 и около 4% Y_2O_3 .

Гранаты из гранитов битимского комплекса имеют розовато-буроватую окраску, в шлифах образуют слабо ограненные или округлые зерна и их сростки, имеют близкие доли альмандинового и спессартинового миналов (19–22%) при преобладании гроссуляровой (47–50%) составляющей, что существенно отличает их от гранатов из гранитогнейсов обрамления и из молодых гранитов уфалейкинского комплекса (рис. 3). Отметим, что на диаграмме Harangi [18] по соотношениям CaO–MnO гранаты не укладываются ни в одно из отрисованных там

полей, – ни в поля мировых эталонных объектов, ни в поля гранатов уральских высокобарических гранитов. Это, вероятно, указывает на разные условия образования (и преобразования) пород и, возможно, на изначально разный субстрат для их выплавки. На известной диаграмме Н.В. Соболева [10] фигуративные точки гранатов попадают в поле минералов гранулитовой (?) фации. Напротив, сопоставление с составами гранатов магматических и метаморфических пород, по В.С. Попову [8], указывает на близость с составами метаморфогенных гранатов зеленосланцевой фации (к которым реально оказываются близки гранаты из низкотемпературных гранитов).

В гранатах фиксируется как прогрессивная (рост от центра зерен к краю содержаний MgO, CaO при падении FeO, MnO), так и регрессивная зональность; причем прогрессивная сохраняется в зернах из проб, отобранных ближе к ядерной части массива (то есть там могут сохраняться первичные составы). Расчеты температур по гранат-биотитовому геотермометру дают 580–640°C. В совокупности с указанными выше давлениями это отвечает границе фаций эпидотовых амфиболитов, двуслюдяных гнейсов и амфиболитов, биотитовых гнейсов [5], что вполне реально. В таких же примерно условиях были метаморфизованы и окружающие массив породы, так что современный облик и P–T-параметры, зафиксированные в составах минералов пород битимского комплекса и древних гранитоидов, – по-видимому, результат единого процесса, который, по совокупности данных А.И. Русина [9], А.А. Краснобаева [3], А.И. Белковского [1] и нашим, имел место в интервале 533–515 млн лет назад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белковский А.И., Белковская Я.А. Биотиты и вермикулиты Уфалейского метаморфического блока (Средний Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 130 с.
2. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М: Недра, 1974. 199 с.
3. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 273–279.
4. Крылова М.Д., Галибин В.А., Крылов Д.П. Главные темноцветные минералы высокометаморфизованных комплексов. Л: Недра, 1991. 348 с.
5. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород, М.: Наука, 1973. 349 с.
6. Нечехин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Геохронология и структурное положение нижнего докембрия в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 201–203.
7. Отчет по объекту “Геологическая съемка ГДП-200 N-41-I (Кыштымская площадь)”. Челябинск: Челябинскгеосъемка, 2009. Кн. 1. 259 с.
8. Попов В.С. Состав граната как показатель генезиса известково-щелочных изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 36–48.
9. Русин А.И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции литосферы в полном цикле развития литосферы подвижных поясов: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2004. 519 с.
10. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
11. Феритатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987.
12. Феритатер Г.Б., Бородина Н.С., Осипова Т.А., Шардакова Г.Ю. Минеральный состав и условия формирования высокобарических метагранитов (Уральский ороген) // Записки ВМО. 2002. № 3. С. 1–22.
13. Холоднов В.В., Феритатер Г.Б., Шардакова Г.Ю. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–28.
14. Шардакова Г.Ю., Савельев В.П. Полихронные гранитоиды Никольского массива как отражение сложной геологической истории Уфалейского блока. Ежегодник-2009. С. 93–96.
15. Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Кузнецов Н.С. Новые данные о составе и возрасте гранитоидных комплексов Уфалейского блока // Вестн. УрО РМО. 2008. № 7. С. 163–169.
16. Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. Геохимия и условия формирования гранитов Нижнеуфалейского массива и ассоциированных с ними пород // Докл. АН. 2004. Т. 394, № 5. С. 682–685.
17. Dawes L., Evans W. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado // Geol. Soc. Am. Bull. 1991. V. 103, No. 8. P. 1017–1031.
18. Harangi Sz et al. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications // J. Petrol. 2001. V. 42, No. 10. P. 1813–1843.
19. Mark G., Piazzolo S. Stability of high-Al titanite from low-pressure calc-silicates in light of fluid and host-rock composition // Am. Mineralog. 1999. V. 84. P. 37–47.
20. Soboлев N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature. 1990. V. 343. P. 742–746.