

ПЕГМАТИТЫ СЛЮДЯНОГОРСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ КАК ПОЛИГЕННЫЕ И ПОЛИХРОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2014 г. В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов*, А. Н. Савичев*

Как известно, к пегматитовому генетическому типу относятся редкоземельные, редкометалльные, слюдоносные, керамические и хрусталеносные пегматиты. Общепринята геологическая классификация гранитных пегматитов по глубинности: больших глубин (редкоземельные), глубинные (слюдоносные), умеренных глубин (редкометалльные) и малых глубин (керамические и хрусталеносные). Чаще всего эти пегматиты разобщены в пространстве и времени, и поэтому их описание не вызывает затруднений. Но в Уфалейском метаморфическом комплексе все эти генотипы пегматитов оказались совмещены в долгоживущей Слюдяногорской шовной зоне докембрийского заложения и активно функционирующей во время палеозойских коллизионных преобразований.

Формирование Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса началось с заложения в среднем рифее (1350 млн лет назад) субмеридиональной рифтовой структуры. Оно сопровождалось развитием метаморфизма, соответствующего гранулитам алданской фации глубинности (парагенезисы включают гиперстен, диопсид, пироповый гранат), завершившегося ультраметаморфизмом [3] с образованием в рифтогенно ограничивающей шовной зоне слюдяногорских щелочных биотитовых гнейсогранитов, анортоклазовых гранитов (возраст по микроклину, биотиту 1100–1215 млн лет [9]; по циркону из гнейсов 990–1180 млн лет [4]), различных мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с ураново-редкоземельной минерализацией, представленной иттроэпидотом, возрастом 1100–1200 млн лет [7].

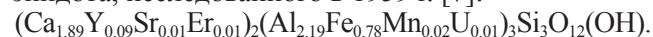
Наиболее яркая особенность таких пегматитов (полевошпатовых метасоматитов) – приуроченность к глубинным зонам разломов древних щитов и платформ и отсутствие видимой связи с конкретными магматическими телами [6]. В глубинных зонах рифтовых структур градиент температуры и условий дегазации растворов были незначительными. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось лишь на значительном удалении от мест отделения растворов, что и определило пространственный отрыв полевошпатовых (анортоклазовых) метасоматитов

от материнских гранитов. В целом полевошпатовый метасоматоз в разломах докембрия характеризуется значительными масштабами. На протяжении шовной зоны, как правило, отмечается несколько участков развития полевошпатовых метасоматитов, несущих ураново-редкоземельную минерализацию, разделенных интервалами с отсутствием метасоматических явлений. По [2, 5], урановое оруденение генетически связано с высокотемпературными гидротермальными калиевыми биотит-микроклиновыми метасоматитами, что весьма характерно для “ураноносных, редкоземельных пегматитов” докембрийских областей. Ураноносные микроклиниты (анортоклазиты) разломов фундамента докембрийских платформ являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций редкоземельных метасоматитов (пегматитов).

Изучение литературных данных показало, что типичные щелочные комплексы и сопровождающие их карбонатные метасоматиты с редкометалльной и редкоземельной минерализацией начинают проявляться в докембрии с раннего протерозоя, однако их массовое распространение связано с рифейской эпохой и сопряжено с интенсивными процессами рифтогенеза [6].

Рифейские гранитоиды и пегматоидные тела в Уфалейском комплексе смяты в пологие складки при последующих коллизиях и будинированы. В будинах, сложенных крупнокристаллическим анортоклазом, отчетливо наблюдается “лунная” ирризация.

Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные метасоматиты завершались образованием крупнокристаллического иттроэпидота (рис. 1). Состав иттроэпидота был изучен в Институте минералогии УрО РАН в г. Миассе в 2012 г. [10], полученная формула близка к составу иттроэпидота, исследованного в 1959 г. [7]:



По мере снижения температуры преобразование анортоклазитов сопровождалось карбонатизацией и окварцеванием с формированием протяженных тел существенно кальцитового состава и тел метасоматических кварцитов (серебровского типа), ха-

*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург.



Рис. 1. Кристаллы иттрозпидота (черное) длиной около 20 см в будинах анортоклазита.

Забой штольни по отработке жильного тела № 3 Слюдяногорского месторождения мусковита.

рактирующихся повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой группы.

Геохимические поиски, проведенные группой Д.П. Грознецкого и Е.П. Мельникова в восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, показали, что щелочные гранитоиды, пегматиты и полевошпатовые метасоматиты имеют бериллиевую, урановую и редкоземельную специализацию. Выявлены комплексные геохимические аномалии, которые включают, г/т: Y – 50–300; Zr – 300–1000; Be – 4–40; Ba – 1000–3000; Nb – 100–300; Mo – 5–15; при фоновом уровне: Y – 10; Zr – 100; Be – 2; Ba – 500; Nb – 40; Mo – 3.

На завершающей стадии метасоматического преобразования формируются крупнокристаллические кальцитовые метасоматиты, не содержащие собственных редкоземельных минералов, но концентрирующие РЗЭ в самом кальците – содержание TR = 1500–2900 г/т, в том числе 200–500 г/т Y, РЗЭ преимущественно иттриевого состава, тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составляет 300–400 г/т, в том числе 80–90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах TR = 10 г/т, в том числе – 5 г/т Y. Кальциты содержат также в высоких концентрациях Sr (6700 г/т), Nb (до 410 г/т), Mn (6900 г/т). Повышенное содержание SrO, MnO в высокотемпературных кальцитах является характерным признаком высокотемпературных метасоматитов и по этим параметрам удовлетворяют геохимическим критериям карбонатитов, связанных с ультрабазит-щелочными комплексами. Но высокое содержание редких земель иттриевой группы и ит-

трия свидетельствует о том, что они образовались под воздействием щелочных и субщелочных гранитных интрузивов [1].

Изотопный состав (Sr, Nd, C, O) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам (близкого EM1) характерным для рифтовых зон древних щитов [8].

Подновление рифейских разрывных нарушений произошло в ордовике (480 млн лет назад) в связи с океаническим рифтогенезом. Большинство сложных интрузий сформировались в результате последовательного внедрения дифференцировавшейся на глубине магмы, первоначально ультраосновной, затем щелочной. На заключительной стадии магматического цикла расплав обогащался кремнекислотой и калием, что привело к появлению в большинстве массивов нефелиновых и щелочных сиенитов, а в ряде мест и щелочных лейкократовых гранитоидов.

Щелочной магматизм нижнего палеозоя проявлен в западном и восточном обрамлении Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса в долгоживущих шовных зонах рифейского заложения. К ним приурочены тела сиенитов, сопровождаемых зонами фенитов. Сиениты представлены эгирин-авгитовыми, гастингситовыми щелочными нефелиновыми и лепидомелановыми разностями. В южном выклинивании гранитного тела Козлиных гор выявлены щелочные граниты с эгирином, рибекитом и астрофиллитом. В северо-восточной части Уфалейского блока картируются тела щелочных биотит-магнетитовых гнейсовидных лейко-



Рис. 2. Крупный кристалл иттроэпидота, сеченный агрегатом мелкозернистого альбитита, развивающегося по анортоклазиту.

Образец в 1/2 натуральной величины из забоя штольни (жила № 3. Слюдяногорское месторождение мусковита).

гранитов. Сиенитовый комплекс, представленный граносиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенит-пегматитами и лейкократовыми магнетитовыми гранитами в шовных зонах накладывается на ранние щелочно-гранитные образования среднерифейского возраста. Абсолютный возраст лейкогранитов, нефелиновых и известково-щелочных сиенитов составляет 450–396 млн лет [12].

Постмагматическая стадия, связанная со становлением сиенитоидов и щелочных гранитов палеозоя, во вмещающих амфиболитах, биотитовых гнейсах, щелочных гранитах и редкоземельных пегматитах проявляется в виде метасоматической альбитизации и флогопитизации. Данные метасоматиты секут анортоклазовые пегматиты и кристаллы иттроэпидота среднерифейского возраста (рис. 2).

С образованием сахаровидных альбититов связано появление ураноносных, иттриевых, тантал-ниобиевых минералов – фергюссонита и иттроколумбита – *редкометалльных пегматитов*. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы диаметром 2–5 см, содержащие в виде включений зерна иттроколумбита, ферсмита, иттро-танталита. Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу $YNbO_4$: CaO – 1.40, MgO – сл., FeO – 0.36, TR(Y) – 42.6, ZrO₂ – 0.93,

SiO₂ – 0.14, TiO₂ – 0.50, Nb₂O₅ – 51.65, Ta₂O₅ – 2.50, H₂O – 0.22, сумма – 100.3% [7]. Кроме того, нами установлена примесь U (1.64%) и Th (0.012%), Zr (0.31%), которые, возможно, относятся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

Выделения иттроколумбита имеют изометричную форму, достигают 1 см в поперечнике и находятся в сахаровидном альбите. Цвет минерала черный, на отдельных участках наблюдаются буровато-красные внутренние рефлексии. Иттроколумбит метамиктный, после прокалывания при 800°C появляется дифракционная картина. Сравнение рентгенограмм показывает хорошее совпадение исследуемого минерала с искусственной фазой FeNbO₄. Химический состав иттроколумбита: CaO – 0.38–0.60, TiO₂ – 3.89–4.13, MnO – 0.02–0.14, FeO – 11.35–11.28, Y₂O₃ – 11.69–12.53, Nb₂O₅ – 38.74–38.56, Ce₂O₃ – 0.14–0.10, Ta₂O₅ – 12.02–12.51, WO₃ – 1.68–1.36, PbO – 0.32–0.08, ThO₂ – 0.37–0.39, UO₂ – 8.27–6.85, Er₂O₃ – 9.11–9.01, сумма – 98.04–97.55 [11].

В телах рифейских карбонатных метасоматитов под действием гидротермальных растворов наблюдается перекристаллизация раннего кальцита

желтого цвета с образованием прозрачных полигонально-зернистых агрегатов кальцита. Перекристаллизация кальцита сопровождается кристаллизацией флогопита, имеющего индукционные грани роста, что свидетельствует об одновременном росте с кальцитом. Среди зерен кальцита и флогопита наблюдаются многочисленные мелкие кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина. Появление редкометалльной и редкоземельной минерализации связано с освобождением Sr, Ba, Mn, P, Ce, Y, Nb, Ta и некоторых других элементов из силикатов и рудных минералов, накоплением их в карбонатных метасоматитах палеозойского метасоматического этапа формирования этих тел. Поздние карбонатные метасоматиты содержат в большом количестве апатит, титаномагнетит, рутил, титанит, ксенотим, пирохлор, колумбит, новообразованный иттроэпидот, содержащие в повышенных количествах Y (400.7–4729.6), Nb (1387.6–2920.2), Ta (10.2–86.3), P (21.5–2362.4), Mn (1529.6–6393.7), U (4.1–50.4), U/Th (10.9–37.0), Zr (7.2–20.1), Sr (178.8–1396.9), Ba (33.3–803.6 г/т).

Щелочной метасоматоз в амфиболитах и амфибол-биотитовых гнейсах Уфалейского блока сопровождается интенсивным выносом железа, магния и кальция и переотложением их в прилегающие зоны с образованием эпидот-амфиболитовых, гранат-амфибол-эпидотовых метасоматитов и метасоматических магнетит-кальцитовых и магнетитовых рудных тел (Маукского, Теплогорского, Уфимского и др.). При образовании магнетитовых руд значительную роль играют процессы кальциевого метасоматоза, сопровождающегося интенсивной переработкой амфиболитов. Наблюдается индукционная штриховка совместного роста магнетита и кальцита.

Интервал 380–320 млн лет характеризует раннюю коллизию. В результате тангенциального сжатия Уфалейский гнейсово-амфиболитовый блок был сорван на нижних горизонтах и перемещен в верхние горизонты земной коры по Таганайско-указарской шовной зоне смятия в западном направлении. Метаморфическая зональность среднепалеозойского этапа имеет отчетливую линейно-купольную форму, обусловленную развитием Таганайско-указарской шовной зоны смятия со смещением теплового фокуса к востоку от нее. Главный коллизионный шов и Серебрянская, и Слюдяногорская шовные зоны представляли собой зону разуплотнения с широким развитием процессов гранитизации, мигматизации, многочисленных метаморфогенных жил перекристаллизации, сложенных грануломорфным кварцем, внедрения магматических масс тоналит-гранодиоритовой формации с формированием в надкровельном пространстве не вскрытых массивов многочисленных тел **слудоносных, мусковитовых пегматитов** с достаточно мощными и протяженными зонами метасоматического мелкозернистого кварца.

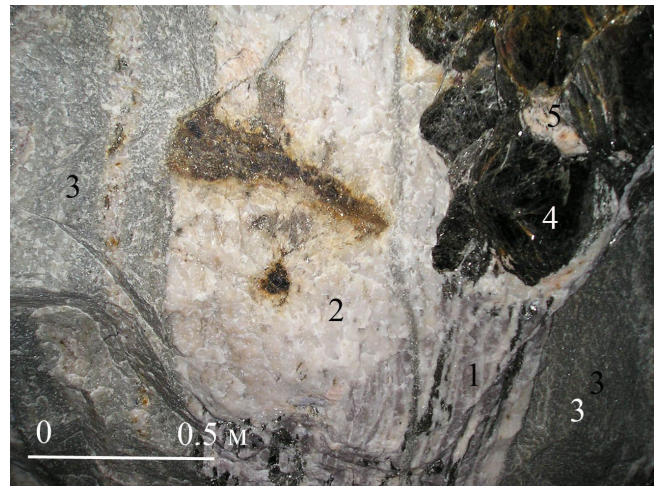


Рис. 3. Кварц-мусковитовый комплекс (1) и метасоматический кварц (3), развивающиеся по альбитизированным анортоклазовым телам (2) с иттроэпидотом (темные кристаллы).

В краевой зоне развиты крупные кристаллы мусковита (4) с наложенным по трещинам розовым микроклином (5). Забой штольни по отработке жильного тела № 3. Слюдяногорское месторождение мусковита.

В слудоносных зонах промышленный мусковит сконцентрирован в отдельные слудоносные тела, которые представляют собой породу, состоящую из мелких чешуек мусковита и биотита, крупных кристаллов мусковита, того или иного количества среднезернистого кварца, реликтов сахаровидного альбита, замещающего крупнокристаллический анортоклаз. Развитие мусковитизации и окварцевания связано с новым этапом сдвиговых дислокаций во время ранней коллизии и сопровождается процессами кислотного выщелачивания. Кварц-мусковитовый комплекс отчетливо замещает ураноносные щелочные метасоматиты (анортоклазы с иттроэпидотом, альбититы с фергюссонитом, самарскитом) и сопровождающие их карбонатные метасоматиты (рис. 3). Возраст слюды из пегматитов 330–365 млн лет [3]. С гидротермальными образованиями плагиогранитных и гранодиоритовых интрузий зон кислотного выщелачивания, окварцевания концентрации редкоземельных элементов обычно не происходит, что объясняет отсутствие карбонатных метасоматитов во время ранней коллизии и низкий уровень содержания редкоземельных элементов в метасоматических кварцево-жильных телах.

Усложнение в метаморфическую зональность внесла позднепалеозойская “жесткая” коллизия (320–240 млн лет), основная роль в которой была отведена Главному коллизионному шву. Движения континентов в это время привели к почти полному поглощению палеоокеанических структур, и основной теплоток устремился в шовную зону смятия Главного коллизионного шва и подновленную Слюдяно-

горскую шовную зону, сформировав вдоль них высокотемпературное, до уровня амфиболитовой фации, высокобарическое эклогит-сланцевое обрамление Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса. Этот этап сопровождался становлением микроклиновых нормальных гранитов, с которыми связано образование керамических пегматитов и новообразованных кальцит-доломитовых метасоматитов с ксенотимом, ильменорутилом, рутилом, апатитом и имеющих вновь иттриевую специализацию. В зонах ранее сформированных среднерифейских карбонатных метасоматитов, наложенных на анортотлазовые пегматиты с иттроэпидотом, наблюдаются перекристаллизация и новообразование крупных кристаллов иттроэпидота в гранулированном кварце, ксенотима, рутила, апатита, сфена. Возраст нормальных микроклиновых гранитов, керамических пегматитов, метасоматитов и карбонатитов 320–245 млн лет.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта “Развитие минерально-сырьевой базы России:…”, руководитель проекта акад. РАН В.А. Коротеев. Частичное финансирование осуществлялось по госбюджетной теме (Г-3 УГГУ), руководитель проф. В.Н. Огородников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Геология месторождений редких элементов. М: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 15. 106 с.
3. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
4. *Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 186 с.
5. *Кушев В.Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1970. 189 с.
6. *Ларин А. М.* Редкометалльные месторождения докембрия // ГРМ. 1989. № 4. С. 12–21.
7. *Минеев Д.А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Докл. АН. 1959. Т. 127, № 4. С. 865–868.
8. *Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.* Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю. Урал) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.
9. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УфАН СССР, 1963. Т. 1. С. 57–83.
10. *Попов В.А., Колисниченко С.В.* О нашумевшем уральском “иттроэпидоте” из Слюдорудника // XIII Всероссийские научные чтения памяти В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012.
11. *Суставов С.Г., Огородников В.Н.* Иттроколумбит-(Y) в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения (Южный Урал) // Вестн. Уральского отделения РМО. Екатеринбург: УГГУ, ИГГ УрО РАН, 2008. № 5. С. 106–112.
12. *Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С.* Новые данные о возрасте гранитоидов Нижнеуфалейского массива // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 223–226.