

Часть 8. АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В. Н. Огородников¹, Ю. А. Поленов¹, А. Н. Савичев²

¹ – *Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
fgg.gl@m.ursmu.ru*

² – *Институт минералогии УрО РАН*

Пегматиты и пегматоидные образования

Гранитные пегматиты – специфическая, во многих отношениях уникальная группа пород, не имеющая в природе прямых аналогов. Исследователей всегда интересовал в первую очередь их минеральный состав, т. к. именно особенности вещественного состава определяют их практическую значимость. В XX в. пегматиты являлись важным источником керамического сырья, единственным источником мусковита, главным поставщиком Li, Rb и Cs, поставщиком руд Be, Nb и Ta, пьезооптического кварца и флюорита, в меньшей степени, РЗЭ, особенно Y группы, Sc, U.

Термин «пегматит» ввел в начале XIX в. Р. Ж. Гаюи для обозначения графических кварц-полевошпатовых прорастаний («письменного гранита»). Однако вскоре геологами был осознан тот факт, что графические прорастания лишь в отдельных случаях образуют самостоятельные тела. Обычно же они образуют зону, генетически тесно связанную с рядом других зон, агрегатов, образующихся совместно с графическими как жильные продукты кристаллизации магматических гранитов. Эти образования в середине XIX в. А. Далесс и К. Науман назвали «пегматитами», включая в них в качестве составной части «письменные граниты» [Косухин и др., 1984].

Пегматитовым процессом в гранитных магмах А. Е. Ферсман [1960] считал их конечную, остаточную кристаллизацию, начиная с высокотемпературной магмогенной аплитовой фазы и заканчивая последними гидротермальными геофазами, т. е. в интервале наиболее вероятных температур 800–150 °С. Наблюдая закономерную последовательность в формировании структурных типов ранних агрегатов (аплиты, графические пегматиты, пегматоидные образования и т. д.) и определенную последовательность в кристаллизации поздних гидротермальных минералов, А. Е. Ферсман [1960] пришел к выводу о замкнутости пегматитового процесса и наметил ряд его этапов, разделив их, с учетом парагенетических и геохимических особенностей, на несколько геофаз.

В последующем было установлено, что некоторые пегматиты сформированы путем метаморфической перекристаллизации и метасоматоза обычных пород и аплитов [Заварицкий, 1947; Никитин, 1968; Соколов и др., 1975]. Таким образом, типичные пегматитовые тела со всеми свойственными им особенностями не являются продуктом непосредственной магматической кристаллизации, и прежнее содержание понятия «пегматит» (по А. Е. Ферсману, К. А. Власову) было решено расширить. Впоследствии многие исследователи стали называть пегматитами практически любую гигантокристаллическую горную породу, по составу соответствующую обычным магматическим породам, но образованную разнообразными путями. А. С. Ника-

норов [1979] предложил более конкретную формулировку: «Гранитным пегматитом называется жильная (реже шлировая) разновидность гранитных пород, отличающаяся от обычных гранитов более крупными размерами индивидов породообразующих минералов и большим разнообразием структур минерального агрегата».

Сложившиеся точки зрения на генезис пегматитов обычно противопоставляются одна другой. Между тем каждая из них основана на большом фактическом материале и для части пегматитовых образований вполне справедлива. Недостатком большинства гипотез является стремление объяснить их происхождение с помощью единого механизма. Кроме чисто метаморфических, магматических и метасоматических пегматитовых образований, значительно распространены пегматитовые тела, в которых часть минеральных ассоциаций возникла при развитии метаморфических процессов, часть – на магматическом этапе и, наконец, некоторая часть – на более позднем, постмагматическом этапе.

Благодаря трудам огромного числа советских ученых-геологов и их многочисленных зарубежных коллег получены новые данные, которые дополнили представления о пегматитах различных формаций. Фактически оформилось новое научное направление – учение о пегматитах [Гинзбург и др., 1979]. В настоящее время под пегматитом понимается крупно- и гигантозернистая порода, залегающая в виде жил, линз, гнезд, миароловых, штокообразных и других тел, главные минералы которых те же, что и материнской магматической породы, с широко развитыми явлениями перекристаллизации и метасоматоза, которая кристаллизуется при 374–650 °С и 100–800 МПа [Геологический..., 1973].

С учетом геологических условий нахождения пегматиты разделены на четыре формации по глубинам их образования: 1) наиболее глубинные (абиссальные) керамические (РЗЭ); 2) слюдоносные больших глубин (мезоабиссальные); 3) редкометалльные средних глубин (гипабиссальные) и 4) хрусталеносные малых глубин [Гинзбург и др., 1979]. Ниже приводится модернизированная генетическая классификация, в основе которой лежат представления В. В. Архангельской, А. И. Гинзбурга, Г. Г. Родионова, А. Н. Виноградова, В. Е. Загорского, П. Черны и авторов (табл.).

На разных глубинах магматические расплавы могли возникать различными путями: в глубинных условиях – в результате ультраметаморфизма и гранитизации, автохтонные гигантомигматиты, мигматиты, гнейсо-граниты, образующие небольшие массивы; на умеренных глубинах как поздние остаточные дифференциаты аллохтонных гранитных магм. Считается, что ведущим механизмом магнообразования являлось селективное плавление, приводящее к выплавлению низкотемпературной гранитной эвтектики из пород среднего и кислого составов, в том числе из метаморфизованных осадочных пород, и главным механизмом этого процесса является мигматитообразование.

Селективному плавлению всегда предшествует метаморфогенно-метасоматическая фельдшпатизация, приближающая состав отдельных участков палеосомы к гранитоидному. Начало плавления по времени совпадало с проявлением базитового магматизма, что, вероятно, указывает на существенный вклад мантийных плюмов в тепловой баланс процесса. Типичные мигматиты развиты преимущественно среди метаморфитов амфиболитовой и гранулитовой фаций [Богатиков и др., 2010].

Формации гранитных пегматитов отличаются друг от друга по геологическим условиям нахождения, механизму образования, особенностям внутреннего строения и минерального состава [Гинзбург и др., 1979], а также по характеру связи с интрузивами.

Генетическая классификация гранитных пегматитов и пегматоидов

Формации – уровень их глубинности	Родоначальные магмы	Типы (в скобках тип по А. Е. Ферсману)	Оруденение, основные промышленные рудные минералы	Условия залегания
РЗЭ, керамические пегматоиды – ультраабиссальные	Расплавы анатектического происхождения при региональном метаморфизме, ультраметаморфизме (автохтонные граниты, щелочные метасоматиты, гигантомигматиты)	Ранний безрудный (керамический)	Анортоклаз, К-Na полевой шпат, плагиоклаз	Глубинные комплексы пород: аляскитовые граниты, мигматиты, гнейсо-граниты; Р 6–10 кбар, Т 700–800 °С; гранулитовая фация метаморфизма
		Ортитовый (I)	РЗЭ-U-Th, ортит	
		Монацитовый (I)	РЗЭ-U-Th, монацит	
		Ниобиево-РЗЭ (II)	Y-Nb-U, фергюссонит, иттриаллит, таленит	
Слюдяные пегматоиды – абиссальные		Ранний безрудный (керамический)	Микроклин, плагиоклаз, кварц	Биотитовые граниты, мигматиты, альбититы, гнейсы; Р 5–8 кбар, Т 580–650 °С; метаморфизованные в амфиболитовой фации
		Мусковитовый (III)	Мусковит	
Редкометалльные пегматиты – мезоабиссальные	Остаточные расплавы гранитных плутонов (аллохтонные граниты)	Ранний безрудный (керамический)	Микроклин, альбит, кварц	Биотитовые или двуслюдяные граниты, кристаллические сланцы, амфиболиты и известняки; Р 2–4 кбар, Т 500–650 °С; кордиерит-антофиллитовая субфация амфиболитовой фации метаморфизма
		Берилловый, танталитовый (V–Na подтип)	Берилл, танталит, касситерит, Be, Ta, Sn (Li)	
		Сподуменовый (V–Li подтип)	Сподумен, колумбит-танталит, касситерит, Li, Be, Ta, Sn	
		Сподумен-лепидолитовый (V–VI)	Сподумен, лепидолит, петалит, поллуцит, манганотанталит, Li, Rb, Cs, Be, Ta, Sn	
		Лепидолитовый (IV–VI)	Драгоценные камни, Li, Rb, Cs, Be, Ta, Sn	
Хрусталеносные (миароловые) пегматиты – гипабиссальные		Пьезокварцевый (IV)	Пьезокварц, топаз	Двуслюдяные граниты; Р 1–3 кбар, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации
		Флюоритовый (IV)	Оптический флюорит	

живными (аллохтонными) магматическими породами или анатектическими (автохтонными) метаморфогенно-метасоматическими телами.

Хрусталеносные (камерные и миароловые) пегматиты малых глубин располагаются в апикальных и эндоконтактных участках массивов материнских аллохтонных гранитов, с которыми они связаны нередко постепенными переходами, поэтому их часто называют внутригранитными. Их структура обычно зональная, полно дифференцированная с зонами письменных гранитов. Редкометалльные пегматиты средних глубин чаще локализуются в зонах экзоконтакта аллохтонных гранитных массивов и обнаруживают с ними пространственную связь, при этом их размещение контролируется морфологией кровли интрузива. Их большая часть представлена полно дифференцированными разностями с зонами письменных гранитов. Слюдоносные пегматиты появляются на больших глубинах в зонах метаморфизма амфиболитовой фации, ультраметаморфизма, мигматитов и анатектического плавления пород. Кварц-мусковитовый комплекс и крупно- и гигантокристаллический мусковит является наложенным и значительно оторванным во времени. РЗЭ и керамические пегматиты весьма больших глубин не зависят от наличия интрузивов и располагаются среди полей гигантомигматитов и тел анатектических гранитов, с которыми они нередко связаны взаимными переходами. Каждая из формаций начинается с безрудного, кварц-полевошпатового (керамического) типа пегматитов, которые слагают основную массу пегматитовых полей и имеют магматогенное происхождение, а полезная, промышленно значимая минерализация, составляет всего 5–10 %, редко больше.

Образование мигматитов и анатектических плагиогранитов накладывается на сформированные высокометаморфизованные породы. Образование плагиоклазовых пегматитов, являющихся основой для мусковитовых и РЗЭ типов, обусловлено кристаллизацией гранитного расплава, первоначально отвечающего составу двухкомпонентной эвтектики и обогащенного в процессе дифференциации щелочами, главным образом, Na. Пегматитовый расплав может образоваться непосредственно путем плавления гнейсов в тектонически напряженных участках при высоком потенциале Na.

Формирование мусковитовых и РЗЭ пегматитов сопровождается рядом этапов и стадий, различных по масштабу импульсов минералообразования, разобщенных во времени периодическими внутрирудными тектоническими движениями, которые обуславливают пульсационный характер поступления постмагматических растворов. При формировании пегматитов выделяются два этапа (магматический и постмагматический), значительно оторванные во времени друг от друга.

Таким образом, хрусталеносные и редкометалльные пегматиты отвечают определению гранитных пегматитов, имеют полнозональное строение, в них широко развиты зоны письменного гранита, все зоны формируются в один тектоно-магматический этап в высокоградиентных термодинамических условиях. Слюдоносные и РЗЭ пегматиты представляют собой мигматитовые кварц-полевошпатовые тела, на которые наложено оруденение, преимущественно, в другой тектоно-магматический этап, поэтому эти анатектические крупно- и гигантокристаллические тела предлагается называть пегматоидами. Основным отличием пегматитов (хрусталеносных, редкометалльных) от гигантозернистых пегматоидов больших глубин (мусковитовых и РЗЭ) является наличие четко выраженной первичной зональности в строении пегматитовых тел, и, самое главное, присутствие зон письменных гранитов со строго определенными эвтектическими отношениями полевого шпата и кварца для пегматитов малой глубинности.

Литература

- Богати́ков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973. 455 с.
- Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными породами и рудными жилами // Записки ВМО. 1947. Ч. 76. Вып. 1. С. 36–50.
- Косухин О. Н., Бакуменко И. Т., Чупин В. П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1984. 135 с.
- Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения / Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 84–151.
- Никаноров А. С. Гранитные пегматиты (проблемы генезиса и эволюции). М.: Недра, 1979. 169 с.
- Соколов Ю. М., Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 5–15.
- Ферсман А. Е. Месторождения драгоценных и цветных камней СССР. Избранные труды. Т. 7. М.: АН СССР, 1960. 727 с.

О. В. Головки¹, О. С. Верецагин¹, М. А. Рассомахин²

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
golovko.511@gmail.com

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Сравнительная минералого-геохимическая характеристика миаскитовых пегматитов Ильменских гор (Россия) и Лангесунфьорда (Норвегия)

Среди щелочных пород особым разнообразием отличаются пегматиты (сиенитовые, нефелин-сиенитовые, нефелин-уртитовые, миаскитовые). Наиболее известны пегматиты Хибин, Ловозера, Ильменских и Вишневых гор (Россия), Лангесунфьорда (Норвегия), Илимауссак (Гренландия). По коэффициенту агпаитности щелочные пегматиты подразделяют на миаскитовые и агпаитовые [Богати́ков и др., 2008]. Термин «миаскитовый» также используется по отношению к конкретным пегматитовым телам, связанным с миаскитами. В связи с гигантозернистым строением классификация пегматитов на основании данных анализа валового химического состава затруднена. Определить тип пегматита позволяет использование минералов-индикаторов: так, циркон, ильменит, авгит и Са амфиболы характерны для миаскитовых пегматитов, а минералы группы эвдиалита, эгирин и Na-Са амфиболы – для агпаитовых [Piilonen et al., 2013].

Целью настоящего исследования является определение термодинамических условий образования пегматитов Лангесунфьорда и Ильменских гор на основании данных об их минералогии и особенностях химического состава породообразующих