

Закономерности процесса гранитизации пород массива Брокен (Гарц, Германия) в условиях высокой осциллирующей щелочности

И. Клиш, Р. Г. Геворкян

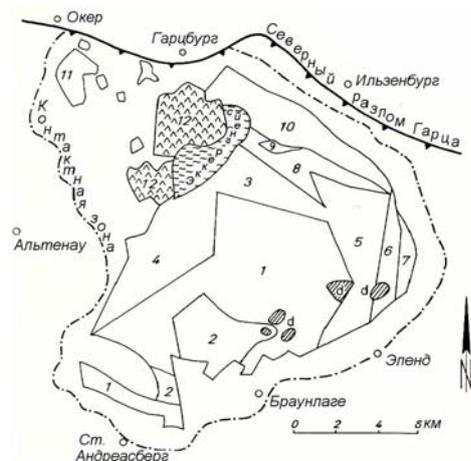
Ереванский государственный университет, Республика Армения
rgev@ysu.am факс (+37410) 55-46-41; тел. (+37410) 57-81-35

Ключевые слова: Гарц, Брокен, Ильзештейн, Окер, плутон, гранит, комплекс, калиевый метасоматоз, парагенезис, поле, щелочность, диорит, микропегматит, тектоническая деформация

Ссылка: Клиш, И., Р. Г. Геворкян (2011), Закономерности процесса гранитизации пород массива Брокен (Гарц, Германия) в условиях высокой осциллирующей щелочности, *Вестник ОНЗ РАН*, 3, NZ6035, doi:10.2205/2011NZ000165.

Гранитоидный комплекс массива Брокен в северной Германии (ФРГ) сложен породами разного петрографического состава. На примере гранитов стало возможным показать развитие защелачивания расплава в связи с развитием процессов высокой осциллирующей щелочности и, как следствие, *калиевого метасоматоза*. Интенсивное образование мирмекита сопровождает этот процесс и его присутствие следует связывать как с *калиевым метасоматозом*, так и с *натрий-кальциевым метасоматозом*. Ниже приведенное описание указывает на интенсивное развитие последнего.

Граниты плутона Брокена. В соответствии с геолого-петрографической схемой (рис. 1) [Хробок, 1965] различают следующие основные типы пород плутона Брокен:



1. Гранит кровли.
2. Порфиновый гранит кровли.
3. Герцинская северная краевая зона микропегматитовых гранитов.
4. Микропегматитовые граниты западной краевой зоны.
5. Микропегматитовые граниты восточной краевой зоны.
6. Крупнозернистые граниты восточной краевой зоны.
7. Диорит восточной краевой зоны.
8. Герцинская гранит-диоритовая зона.
9. Диорит северной краевой части.
10. Гранит Ильзештейна.
11. Гранит массива Окер.
12. Гарцбургский габбро-массив.

Рис. 1. Расчленение магматических пород массива Брокен.

[Геворкян, Клиш, 2009, по Хробоку, 1965].

«Граниты кровли». «Гранит кровли» представляет собой серую, местами красноватую породу средне-мелкозернистого облика (зернистость колеблющаяся), состоящую преимущественно из Bi , Pl , Ksp и Q . Соотношение Ksp к Pl – 2:1. Иногда встречаются лейсты Ksp величиной до 2,5 см, которые придают породе порфировидный облик. С переходом в микропегматитовые граниты усиливается прораствание Q и Ksp .

Pl отвечает составу 26–30% An , встречен незональный Pl с 12–18% An . Ksp корродирует зерна Pl , образуя оторочки. А Ab почти всегда сопровождает этот процесс, замыкая кристаллизацию эвтектики типа $Ksp+Q$. Гранитоидные породы типа «гранитов кровли» представлены преимущественно нормальными *биотитовыми гранитами*. При этом можно выделить две разновидности, между которыми существуют переходные различия.

Первая разновидность – это крупно-среднезернистые породы, состоящие из (в %): (25–35) $Pl_{10-35} + (33-42)Ksp$ (микропертит) + (25–37) Q + (3–5) Bi . Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют Ar , Zr , Tu , Mt и реже And . Ksp в этих породах обычно преобладает над Pl , но

КЛИШ И ГЕВОРКЯН: ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД МАССИВА БРОКЕН

отмечаются разности с равными их соотношениями, что приближает эти породы к адамелитам. Под микроскопом структуры отчетливо характеризуются идиоморфизмом обычно зонального Pl (Al_{35-10}) относительно остальных минералов, что наиболее выражено в порфиридных разностях. Vi цементируется Q, Ksp и Pl периферийных зон.

Наблюдаются в ряде случаев реакционные соотношения среди кристаллов Ksp, когда более поздние его выделения (Ksp_{II}) обрастают ранние (Ksp_I), с образованием в контакте зубчатых коррозионных границ и оторочек Ab. Поздний Ksp_{II} иногда замещает Pl с образованием скелетных структур антипертитов и реже псевдоморфоз. В ассоциации с поздним Ksp, образуются Ab_{2-10} в виде оторочек и мirmekит: $Ksp_I \rightarrow Ksp_{II} + Ab$. Подобные структурные отношения Ksp свидетельствуют о его длительной кристаллизации, возможно закончившейся уже в автотематоматическую стадию формирования породы.

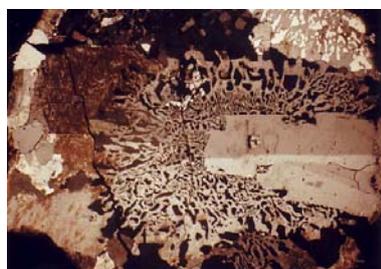
Общий порядок кристаллизации, парагенезис и структурные группы: 1) Pl_{30-35} (центр кристаллов); 2) Pl (олигоклаз)+Vi+Mt; 3) Pl(зональный, олигоклаз)+Vi+Mt+Q; 4) $(10-30)Ksp_I + Vi + Mt + Q$. И наиболее поздняя структурная группа: 5) $Ab_{2-8} + Ksp_{II}$.

Вторая разновидность биотитовых гранитов отличается несколько большим отношением Ksp к Pl ($Ksp - (35-43)\%$, $Pl - (20-25)\%$), преобладанием более кислого Pl (олигоклаз, олигоклаз-альбит), большим содержанием Ab. В ряде образцов весь Pl вообще представлен целиком альбитом (Ab_{2-6}) – до 30%. Конечный парагенезис таких гранитов: $Ab_{2-6} + Vi + Ksp + Q$.

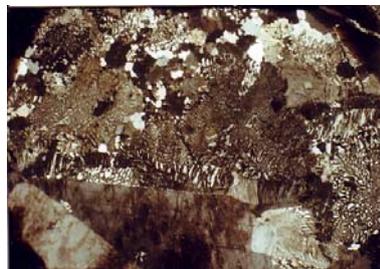
Анализ минеральных парагенезисов и условий кристаллизации биотитовых гранитов обеих разновидностей типа «гранита кровли» приводит к выводу о том, что они относятся к гранитам банатит-гранитоидной серии. Для последних чрезвычайно типичны повышенная щелочность (II поле щелочности по пучковой диаграмме гранитоидных пород [Коржинский, 1957]). Характерны также пойкилобластовые, осциллирующе-зональные зерна Pl, который корродируется Q. Чрезвычайно типичны для банатитовых гранитов неустойчивые парагенетические ассоциации, приводящие к перескокам с одного уровня щелочности на другое, развитие обратных соотношений минералов и т.д. Так, в данном случае наблюдаются: развитие по краям кристаллов Ksp плагиоклазовых каемок, зональность калишпатовых зерен (ядро микроклиновых кристаллов менее пертитизировано чем их периферическая часть), переход от типоморфных парагенезисов с IV поля щелочности ко II полю. Причем последнее является для биотитовых гранитов Брокена наиболее характерным.

Микропегматитовые граниты. Микропегматитовые граниты охватывают узкой полосой центральную часть массива «гранитов кровли» в виде приоткрытой к югу дуги.

Порядок кристаллизации идентичен «гранитам кровли». При этом микропегматит как бы выкристаллизовывается при разрастании идиоморфных крупных кристаллов, продолжая его образование (рис. 2, (а, б) шл. 118). Структура породы в целом гранофировая микропегматитовая или банатитовая, текстура массивная. Порядок кристаллизации и парагенезис: 1) Pl_{35-40} (сильно зональный); 2) $Pl + Vi$; 3) $Pl + Vi + Q$; 4) $Ksp + Vi + Q$ (эвтектика – конечный парагенезис).



а



б

Рис. 2. Массив Брокен, микропегматитовый гранит. Николи скрещены (шл. 118).



Рис. 3. Массив Брокен, обратно-зональный Pl. Николи скрещены (шл. 140-2).

Микропегматитовые граниты, как и «граниты кровли», отвечают эвтектике II поля. Микроклин здесь также зонален, причем в ядрах он менее натровый, чем периферийные части зерен. Зачастую микроклин присутствует в двух генерациях. Ранний микроклин при этом обрастает реликтами кислого Pl, а уже вокруг последнего вновь развивается поздний

КЛИШ И ГЕВОРКЯН: ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД МАССИВА БРОКЕН

микроклин. [Хробок, 1965; Геворкян, Клиш, 2009] наблюдали также в шлифах из этих пород обратнотональные плагиоклазы (рис. 3, шл. 140-2). Как и для случая «гранитов кровли», здесь наблюдаются признаки отчетливого резкого повышения щелочности расплава до уровня II поля). Подобные обратные петрографические факты свидетельствуют не о температурной зональности, а о апотектичном защелачивании расплава. Микропегматитовые граниты в целом мало отличаются от биотитовых «гранитов кровли» банатитового типа. В этих породах лишь усиливаются гранофировые структуры и эвтектоидные соотношения Ksp и Q , появляется в больших количествах Ti , меньше встречается различных ксенолитовых разнородных включений и т.д.

Среди микропегматитовой фации гранитоидов Брокена выделяются также порфиридные микропегматитовые граниты, которые отличаются от описанных выше пород лишь структурными соотношениями минералов. При этом зачастую наблюдается корродирование микропегматитом кристаллов Pl . Участками основная масса обладает гранофировой структурой. Выделяются следующие структурные группы минералов: 1) $Pl_{25-35}+Ksp_I+Q_I$ (фенокристаллы); 2) $Pl_{5-15}+Ksp_{II}+Q+Bi$ (основная масса) и 3) $Ksp_{II}+Bi+Q$.

Отличаются также, как и среди вышеотмеченных гранитов, разности с пойкилобластовой структурой, обусловленной кристаллизацией позднего автометасоматического Ksp и кислого Pl . Фенокристаллы Ksp и реже Pl , разрастаясь в основную массу, с одной стороны, принимают облик порфиробласт с включенными в них изометричными зёрнами Ksp , Q , Pl .

Породы гранит-диоритовой зоны. Диориты, авгитовые и другие граниты внедрились значительно раньше главных тел гранитов массива. Об этом свидетельствуют факты пересечения гранитами диоритов. То же самое относится и к восточной краевой зоне, где под влиянием гранитов в диоритах образована широкая контактово-метасоматическая полоса измененных пород.

Диориты и другие породы этой группы представляют собой серо-зеленые породы и отвечают по составу кварц-биотит-роговообманковым плагиогранитам, кварц-биотит-авгитовым диоритам, биотит-авгитовым диоритам и биотит-авгитовым габбро. Некоторые разности сильно обогащены полевошпатовой фазой, что является следствием воздействия гранитных расплавов. Микроскопическое исследование свидетельствует о соотношениях (в %):

$(45-50) Pl_{50-35}+20Cr_{Aug}+(10-15)Q+(10-15)Bi+5Am$ до $5Mt$ до $5Ksp$ до $2Or_{En}$.

Породы обладают пойкилобластовыми, реликтовыми и офитовыми структурами. Сильно развита коррозия Pl кварцем. Судя по характеру взаимоотношений минералов, Bi кристаллизовался уже после главных минералов – Pl , Px , Mt . А Q и Ksp являются положительными, они «съедают» все вплоть до образования минералов, по характеру они скорее метасоматические. Для пород этого типа могут быть выделены следующие структурные группы минералов: 1) $Pl_{35-55}+Cr_{Aug}\pm Or_{En}+Mt$; 2) $Pl_{25-35}+Bi+Am\pm Q$; 3) Q . В других разностях пород в некоторых дифференциатах присутствуют: 1) $Cr_{Aug}+Mt$; 2) $Bi+Ksp\pm Q$.

Минеральные парагенезисы рассмотренной группы пород отвечают в основе I или V полю щелочности по диаграмме Д.С. Коржинского, а после стадии повышения активности щелочей происходит переход к минеральным парагенезисам, типичным для IV (II) поля щелочности. По своим минералогическим признакам это скорее породы плагиогранитного палингенового типа.

Гастингсит (Gas)-биотитовые щелочные граниты. Гастингсит (Gas)-биотитовые щелочные граниты, развитые в северной части «гранит-диоритовой зоны» в виде небольших отдельных выходов тел. Границы выходов этих пород постепенные и выражаются в обогащении цветными минералами ряда зон пород плагиогранитного типа. Количественно-минералогический состав (в %): $(15-25)Pl_{8-37}+(38-45)Ksp+(28-35)Q+(3-5)Bi$, Gas. Акцессории – Ar , Zr , Mt , реже Ti и Gr . Структуры бластические, порфири-бластические, характеризуются идиоморфизмом кристаллов зонального Pl , Ksp_I (ранней генерации, иногда тоже зонального) и изометричного Q_I , которые погружены в ксеноморфную массу поздних зёрен Q , Ksp_{II} , в меньшем количестве кислого Pl , Bi и гастингсита (реже – баркевикита (Bar)).

Состав Pl изменяется от андезина (№30–37) в ядре до Ab -олигоклаза (№8–10) в краевых зонах и микропегматитах. При этом иногда отмечаются резкие отчетливые границы зон в периферической части кристаллов: поздний кислый Pl прорастает к более раннему, хорошо ограниченному идиоморфному кристаллу. Ksp_{II} корродирует и цементирует Ksp_I , Q , Pl и Bi .

КЛИШ И ГЕВОРКЯН: ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД МАССИВА БРОКЕН

Ксеноморфный Q цементирует и обрастает Vi и Gas. *Структурные группы и парагенезисы:*

1) $Pl_{20-37}+Ksp_I+Q$; 2) $Pl_{8-20}+Ksp_{II}+Q_{II}+Gas(Bar)+Vi\pm Gr$; 3) $Ab+Ksp_{III}$ (автометасоматоз).

Парагенезисы:

общий – $Pl_{8-37}+Ksp+Q+Gas(Bar)+Vi$; *типоморфный* – $Ksp+Gas(Bar)+Vi$. С низкотемпературными постмагматическими процессами связано образование Chl, Ep, серицита, Ab.

Анализ парагенетических ассоциаций свидетельствует об очень раннем подщелачивании расплава и переходе еще на ранней стадии к выпадению парагенезиса минералов, отвечающих IV (II) полю щелочности. В целом, резкое повышение щелочности подводило, по-видимому, кристаллизацию к апотектическим процессам.

Крупнозернистые граниты (гранофиры). Крупнозернистые (гранофиновые) граниты слагают также краевые фации массива. Структура породы порфиروبластовая.

Участками породы представляет собою полнокристаллический равномерно-зернистый гранит с парагенезисом $Pl+Vi+Ksp+Q$.

Кристаллизацию магматических минералов замыкает Ksp. Переход к гранит-порфировому типу постепенный, но быстрый, через промежуточную зону с преимущественным развитием порфиробласт Ksp. По-видимому, образование порфиробласт связано с поступлением щелочного раствора из еще не застывшего кристаллизующегося расплава главной фации. Именно эти растворы способствовали замещению позднего Pl (Pl_{II}) основной массы Ksp.

Структурные группы и парагенезис:

1) Pl_{35-40}^I (фенокристаллы); 2) $Pl_{30-35}^{II}+Vi+Ksp_I+Q$ (основная масса); 3) $Ksp_{II}+Q$.

Парагенезис общий – $Pl+Vi+Ksp+Q$; *типоморфный* – $Ksp+Vi+Q$. Акцессории – Zr, Ap, Mt, вторичные – Ep, пистацит, сосюрит, Flu, пренит. По уровню щелочности породы сохраняется II поле, переход к которому совершился, как и в предыдущих случаях, еще на ранней стадии кристаллизации.

Комплекс «Ильзештейн». При обсуждении генезиса этих пород берутся во внимание не только петрогенетические, но и тектоногенетические особенности их формирования.

Выделяются парагенезисы:

1) Ab_{6-8} ; 2) $Ksp+Vi+Q$; 3) $Ksp+Q$ иногда $Ab+Q+Tu$.

Соответственно высокому уровню щелочности отвечает необычная устойчивость парагенезисов, типовых для II поля по пучковой диаграмме гранитов Д.С. Коржинского. Для решения генетических вопросов в отношении места и времени кристаллизации гранитов Ильзештейна крайне примечательно петрологическое сходство их парагенезисов и уровня щелочности с крупнозернистыми гранитами «гранит-диоритовой зоны». Основные особенности пород Ильзештейна – это почти полное отсутствие реликтовых низкощелочных парагенезисов, вполне устойчивая, высокая щелочность II поля и близзвектоидные соотношения в основной массе.

При описанном выше калиевом метасоматозе наблюдается прямая зависимость между степенью защелачивания и изменением микроструктур гранитов от порфировидных через аллотриоморфные до порфиробластовых, пойкилобластовых. Аллотриоморфные структуры с образованием «краевого мирмекита» типичны для начальной стадии калиевого метасоматоза.

С прогрессированием калиевого метасоматоза связано образование новых структур, а с ними и новых минералов. Гранофиновые структуры и микрографические сростания в микропегматитовых гранитах носят магматический характер. Образование «коронного или сферолитового мирмекита» в микропегматитовых гранитах Брокена с почти полным замещением плагиоклаза калишпатом связано с интенсивным калиевым метасоматозом и имеет метасоматический генезис. При этом, чем интенсивнее калиевый метасоматоз, тем сильнее прорастанания. Кроме того наблюдается прямая зависимость между основностью плагиоклаза и степенью прорастананий. Чем основнее плагиоклаз, тем сильнее образования червевидных и столбчатовидных прорастананий, тем толще «столбики» мирмекита.

«Краевой мирмекит» образовался в начальной стадии калиевого метасоматоза в катакластически деформированных порфировидных гранитах. В микропегматитовых гранитах «сферолитовый мирмекит» указывает на усиление катаклазиса в связи с усилением тектонических напряжений и тектонических деформаций.

КЛИШ И ГЕВОРКЯН: ГРАНИТИЗАЦИЯ ПОРОД МАССИВА БРОКЕН

В разностях микропегматитовых гранитов с микроклином 2-х генераций образование мирмекита связано с *натрий-кальциевым метасоматозом*. При этих условиях растворы первичного магматического расплава воздействуют на полевой шпат с образованием мирмекита. В этом процессе происходит реакция реаклибирования, то есть выравнивания образований с бедными натрием плагиоклазами. Вследствие такого процесса освобождается кальций в плагиоклазе, который в свою очередь влияет на щелочной полевой шпат с образованием мирмекита.

При натрий-кальциевым метасоматозе натрий и кальций реагируют совместно. Первичные полевые шпаты (пертит и обычный микроклин) замещаются, образуются плагиоклазы (альбит или олигоклаз), а также мирмекит. Этот процесс протекает в условиях избытка кальция. Только таким образом становится возможным образование относительно богатого кальцием плагиоклаза, который в свою очередь высвобождает достаточно кремнезема для образования мирмекита. В присутствии только натрия, образование мирмекита не происходит.

Перегретые метасоматические *растворы богатые калием и кремнезёмом* подвергают изменению минералы магматического генезиса и с первичными минералами протекают реакции обмена или реакции замещения, а образовавшийся мирмекит и сидеритные кварцевые структуры указывают на эти процессы. Растворы проникают в кристаллическую структуру минералов и вызывают реакции обмена.

На примере массива Брокена показано, что полного переплавления диорита до состава гранодиорита не произошло, на что указывают ранние структурные группы минералов, присутствие реликтовых первичных минералов и ксенолитов [Геворкян, Клиш, 2008; Клиш, 2007; Клиш, 2007; Клиш, 2007; Клиш, 2008]. Следовательно, за счет метасоматических реакций протекали реакции магматического замещения и минералообмена.

Особенно эффективна роль перегретых метасоматических растворов в условиях тектонических деформаций причём тем сильнее, чем интенсивней воздействовали тектонические процессы. Начало процессов катаклазиса приходит на разломные нарушения, позднее постепенно, переходящие в пластические процессы такие как складчатость, процессы изгибов и т.д. [Геворкян, Клиш, 2009, стр. 270-274].

Таким образом, представляется возможным выделить участки максимальных тектонических деформаций в зоне от микропегматитовых гранитов Брокена до гранитов массива Ильзештейна.

Литература

Геворкян Р. Г., И. Клиш (2009), *Геохимические особенности и петрогенезис магматических пород Гарца (Германия) и Базумо-Памбакской области (Армения)*, Изд-во ЭДИТ ПРИНТ, Ереван, 307 с.

Геворкян Р. Г., И. Клиш (2008), Физико-химические условия формирования магматического комплекса Гарца (Германия). *«Материалы ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии»*. ЕСЭМПГ-2008, 22-24.04.08. М.: ГЕОХИ РАН.

Коржинский Д. С. (1957), *Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов*. М.: Изд-во АН СССР, 184 с.

Клиш И. (2007), Геологическая позиция магматического комплекса Гарца (ФРГ), *Ученые записки ЕГУ*, № 1, с. 125–133.

Клиш И. (2007), Минералого-парагенетический анализ магматических пород Гарца. Ксенолиты, жильные и контактовые породы, *Информационные Технологии и Управление*, № 7, с. 146–153.

Клиш И. (2007), Минералого-парагенетический анализ магматических пород Гарца. Граниты массива Брокен, *Информационные Технологии и Управление*, № 8, с. 264–278.

Клиш И. (2008), Петрохимическая структура магматического комплекса Гарца (ФРГ). *Информационные Технологии и Управление*, № 3, с. 77–84.

Chrobock S. M. (1965), *Untersuchungen zur Geologie des Brockenmassivs (Harz)*. Berlin: *Geologie*, Beih. 48, 82 Seiten.