

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ КАМЕНСКОГО МАССИВА

(Северо-западная часть Рудного Алтая)

Т. И. ПОЛУЭКТОВА

(Представлена профессором А. М. Кузьминым)

Каменский гранитоидный массив располагается в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Гранитоиды обнажаются, главным образом, в виде отдельных скальных выходов с характерными формами выветривания, описанными для гранитов Рудного Алтая и Калбы Н. А. Елисеевым. В плане массива, по данным В. С. Кузбного, имеет эллипсоидальную форму и вытянут в северо-западном направлении. Площадь его равна 200 кв. км. Вмещающие породы представлены зелено-каменными сланцами среднего девона, которые в контакте с интрузивным телом подвергаются метаморфизму с образованием пятнистых и полосчатых роговиков, сложенных пироксеном, гранатом, кварцем, эпидотом, актинолитом. Ширина экзоконтактового ореола составляет 400—500 м, а в северо-восточной части интрузива возрастает до 1,5 км. Абсолютный возраст гранитов по определениям Ф. С. Закировой 270—300 млн. лет.

Изучаемый массив, примерно на 70—75% от общей площади, сложен крупно- и среднезернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами, которые прорываются породами более поздних образований (в порядке формирования): среднезернистые, двуслюдяные граниты, аплитовидные граниты, аплиты и пегматиты. Залегают они в виде пологих пластовых тел, даек, жил или небольших линз и приурочены, как правило, к тектонически ослабленным зонам.

В предлагаемой работе приводятся результаты изучения минералого-петрографических особенностей биотитовых порфиroidных гранитов.

Макроскопически породы представляют собой светло-серый, розовато-серый зернистый агрегат кварца, щелочного полевого шпата, плагиоклаза и биотита. По степени зернистости различаются крупнозернистые граниты центральной (главной) части (фации) массива и средне- и мелкозернистые граниты эндоконтактовой зоны.

Порфиroidные выделения образованы фенокристами щелочного полевого шпата и плагиоклаза, сдвойникованных по карлсбадскому, реже манебахскому законам. Число фенокристов щелочного полевого шпата в среднем составляет 90—120 зерен на 1 кв. м породы, в эндоконтактовой зоне на эту же единицу площади приходится 50—80 зерен. Размеры их колеблются от $0,8 \times 0,4 \times 0,1$ см до $2,0 \times 1,0 \times 0,5$ см, отдельные кристаллы иногда достигают размера $5,0 \times 3,5 \times 0,5$ см. Хорошо образованные кристаллы, несущие грани (010), (001), (201), (110), редки.

Грани обычно разбиты многочисленными трещинками и испещрены вкраплениями зерен плагиоклаза и кварца. Порфиновые выделения плагиоклаза встречаются значительно реже (количество их на 1 кв. м породы составляет не более 10—15) и имеют меньшие размеры (1,0××0,5—2,0×0,8 см).

Микроскопическое изучение пород показало следующий их состав: главные минералы: плагиоклаз, щелочной полевой шпат, кварц, биотит; акцессорные (циркон, апатит, монацит, турмалин, ксенотим, сфен, гранат, ильменит, магнетит); вторичные (хлорит, серицит, мусковит).

Плагиоклаз распределяется в породе неравномерно: количество его колеблется от 16,5 до 54, среднее—23,3%, в гранитах эндоконтактовой зоны содержание этого минерала снижается в среднем до 20,8%. По величине зерен, оптическим свойствам, а также характеру соотношения с другими породобразующими минералами плагиоклаз отнесен к двум генерациям.

Плагиоклаз I, наиболее ранний по времени выделения, представлен широко-таблитчатыми по (010) и призматическими по [100] кристаллами, образующими в породе порфиновые вкрапления. Первые образуют, как правило, двойники по карлсбадскому закону, вторые — встречаются как в виде отдельных кристаллов, так и в виде индивидов, sdвойникованных по манебахскому закону. Контуры зерен минерала обычно неровные. Кристаллы плагиоклаза характеризуются зонарным строением. Зонарность рекуррентная, количество зон колеблется от 6 до 12. Состав отдельных зон, начиная от центральной к периферической, представлен в табл. 1.

Таблица 1

Состав зонарных плагиоклазов

№ зоны 1 (центральная)	2	3	4	5
№ плагиоклаза 25—22—20	27—25—22	27—25—22—20	27—25—22—20	25—22—20
№ зоны 6	7	8	9 (край)	
№ плагиоклаза 25—22—20—18	25—20—18	22—20—18	22—20—18	

Переход от зоны к зоне четкий. В пределах каждой зоны состав плагиоклаза изменяется достаточно постепенно от высоких номеров к более низким. Внешний край каждой предыдущей зоны часто оказывается неровным, что объясняется некоторым растворением его края перед отложением вещества плагиоклаза следующей зоны.

Наряду с типично зонарными плагиоклазами нередко зерна пятнисто-зонарного строения, подчеркивающие блоковую структуру кристалла (рис. 1). Центральная часть блоков слагается олигоклазом № 27, состав которого к периферии блока плавно через № 22—25 спускается в № 20—18. Внешняя кайма такого блокового кристалла слагается альбит-олигоклазом № 13—10—8.

Фенокристы плагиоклаза обычно несут обильные пойкилитовые включения кварца, которые концентрируются по периферии или в центральной части зерен и придают ему скелетный, нередко футлярообразный облик.

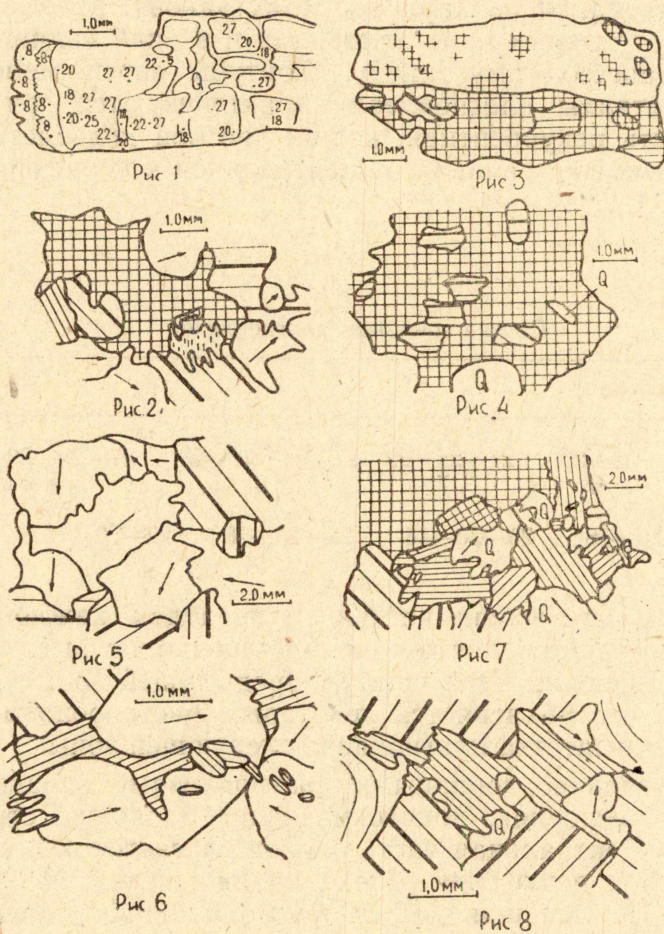
Плагиоклаз II входит в состав основной массы породы в виде

Содержание минералов дается в объемных %.

призматических кристаллов размером $0,5 \times 0,3 - 0,25 \times 0,1$ мм. Зерна его чаще идиоморфны и образуют полисинтетические двойники, реже карлсбадские и манебахские. Зонарность рекуррентная. Состав внутренней части их—№ 25—18, внешней—№ 13—10—8.

Вторичные изменения плагиоклаза I и II одинаковы. В них вдоль двойникового шва охотно развивается пелит, по тонким трещинкам образуются отдельные и кучные скопления серицита.

Щелочной полевой шпат распределяется в породе крайне неравномерно. Содержание его варьирует от 16,5 до 65%, составляя в среднем 40,5% — в гранитах главной фации массива и 38% — эндо-контактной. Присутствует данный минерал, как указывалось выше, в двух формах: в виде вкрапленников и в виде зерен, входящих в состав ее основной массы. Порфиновые выделения проявляются в более или менее правильных кристаллах, сдвойникованных по карлсбадскому или манебахскому законам. От порфириновых выделений, как правило, отходят лапчатовидные отростки, которые вдаются между зернами кварца и плагиоклаза (рис. 2). Нередко щелочной полевой шпат, проникая по



- Рис. 1. Пятнисто-зонарное строение плагиоклаза.
 Рис. 2, 3. Замещение щелочным полевым шпатом плагиоклаза.
 Рис. 4. Реликты зерен плагиоклаза в порфиробластах микроклина.
 Рис. 5. Агрегат зерен кварца с неровными, извилистыми краями.
 Рис. 6. Замещение кварца «цепочкой» биотита.
 Рис. 7. Замещение щелочного полевого шпата биотитом.
 Рис. 8. Замещение плагиоклаза биотитом.

трещинкам в плагиоклаз, кварц, замещает их, и последние становятся в нем реликтовыми включениями (рис. 3,4).

Щелочные полевые шпаты в различной степени решетчаты или волокнисты, по каковым признакам они отнесены к микроклину. По оптическим свойствам микроклин не однороден. Так, в одном и том же зерне углы погасания на плоскости (001) равны 0°, 4°, 6°, 9°, 13°, 17°, 19°. В разрезе перпендикулярном Ng, Np: (001) = 2°, 4°, 5°, 8°, 10°.

Для микроклина весьма характерно явление пертитизации. Пертитовые вроски выполняют в минерале трещины, по спайности (001) и (010), следуют по трещинам, параллельным плоскости несовершенной спайности (110) и (100), а также приурочены к шву карлсбадского двойника. Состав их отвечает альбит-олигоклазу № 13—10—8. Форма пертитовых образований довольно разнообразна. В одних зернах они наблюдаются в виде тонких, линейных или пунктирных и точечных жилок, в других зернах, обычно заметно деформированных, форма пертитов усложняется до неправильно линзовидной или сложно ветвящейся жилковидной.

Зерна микроклина обычно пелитизированы. Причем в пределах одного и того же зерна «пелит» концентрируется участками и неравномерно. В пелитовом материале часто просматриваются обильные капельно-жидкие включения, зерна магнетита, чешуйки биотита, иглы рутила, апатита, циркона.

Щелочной полевой шпат в основной массе породы представлен также микроклином. Его зерна, размером 2,0—10,0 мм занимают межзерновое пространство или замещают плагиоклаз, кварц. По оптическим свойствам, характеру пертитизации и пелитизации описываемый минерал сходен с микроклином порфиروبластов. Это указывает на общность их происхождения, на стадии калиевого метасоматоза.

Количество кварца в изучаемых породах колеблется от 8,5 до 50%. Среднее — в гранитах центральной части интрузива составляет 30,5%, в эндоконтактной фации — повышается до 36,5%. Распространен кварц как в виде отдельных зерен размером от 1,5 до 5—7 мм в поперечнике, так и в виде агрегатов, состоящих из 2—10 различно ориентированных зерен. Некоторые агрегаты кварца представляли собой в сущности один кристалл, который в результате деформации раскололся на несколько обломков. Последние затем сместились один относительно другого, в силу чего получилась их дезориентация. Форма зерен неправильная, округлая, угловатая. Среди угловатых разновидностей встречаются кристаллы с прямолинейными очертаниями граней, пересекающихся под углом близким к прямому. Зерна с подобными формами выделений, представляют собой, вероятно, псевдоморфозы d-кварца по кристобалиту. Наряду с прямолинейными контурами зерен часто наблюдаются индивиды с неровными, зазубренными краями (рис. 5). В некоторых зернах кварца наблюдается паркетное строение. Погасание минерала волнистое. Кроме описанных зерен кварца, иногда встречается мирмекитовый кварц. Мирмекитовые вроски погасают или все одновременно, или группами.

Биотит распределен в гранитах неравномерно: содержание его варьирует от 0,2 до 15,2%. Среднее — в гранитах центральной части интрузива составляет 5%, в гранитах эндоконтакта уменьшается до 3,5%. По форме выделения, а также оптическим свойствам выделено две генерации биотита. Биотит ранней генерации наблюдается в виде отдельных чешуек, включенных в плагиоклазе 1, кварце, порфиробластах щелочного полевого шпата. Схема плеохроизма: по Ng — красновато-бурый, по Np — светло-розовый. Показатель преломления биотита 1 довольно постоянный и равен 1,653—1,658, а общая железистость, оп-

ределенная по графику В. С. Соболева (1950) составляет 48—50%. Биотит поздний представлен ксеноморфными зернами с неровными «рваными» краями. Распределяясь в породе цепочковидно, биотит по трещинкам внедряется в кварц (рис. 6), плагиоклазы, щелочные полевые шпаты и замещает их (рис. 7,8). Плеохроизм биотита II резкий: по Ng темно-бурый до черного, по Np—буровато-желтый. Показатель преломления 1,670—1,673, общая железистость в среднем равна 72—74%. Биотит в различной степени подвергается мусковитизации, реже—хлоритизации.

Акцессорные минералы встречаются в виде включений в биотите, плагиоклазе I, в пелитизированных участках полевых шпатов, в трещинках кварцевых зерен. Основная масса акцессорий связана с поздним биотитом, отдельные чешуйки которого часто нацело «забиты» цирконом.

Вторичные минералы представлены серицитом, развивающемуся по олигоклазу, пелитом—по щелочному полевому шпату, а также мусковитом и хлоритом, замещающим биотит.

Таким образом, как показали исследования, в истории формирования описываемых гранитов намечаются три этапа. На первом—кристаллизуются плагиоклаз I, кварц, биотит и часть акцессорных минералов. Щелочной полевой шпат на этом этапе, если и формировался, то в очень малых количествах. Сформировавшиеся породы соответствовали нормальным биотитовым гранитам. Следующий этап характеризуется процессом калиево-натриевого метасоматоза, которому предшествовало тектоническое дробление гранитов. Собственно калиевый метасоматоз проявился в образовании крупных порфиробласт щелочных полевых шпатов, различной величины зерен его с неправильными очертаниями. Калишпаты в процессе своего формирования замещают ранее выделившиеся плагиоклаз I, кварц, биотит, содержат в виде включений реликты этих минералов. На смену калиевого метасоматоза приходит натровый, который проявился в формировании обильного альбита. Микроклин в различной степени подвергается замещению альбитом, плагиоклаз I обрастает двумя-тремя зонами плагиоклаза № 13—8. На третьем этапе получает развитие калиево-магнезиальный метасоматоз, который приводит к образованию в породе биотита II и основной массы связанных с ним акцессорных минералов. Биотит, распределяясь в породе цепочковидно, «струями», замещает все ранее выделившиеся минералы. Образованием биотита и акцессорных минералов заканчивается процесс формирования гранитов. В более поздние постмагматические стадии образуются вторичные минералы—серицит, мусковит, хлорит.