

К ПЕТРОГРАФИИ МУСТАГСКОГО ПЛУТОНА (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

Э. И. ЛИСЕНКОВ

(Представлена научным семинаром кафедры петрографии)

Мустагский плутон существенно гранитоидного состава находится несколько западнее Кондомского железорудного района и представляет собой в общем конкордантное тело, протягивающееся в северо-восточном направлении почти от реки Кондомы на юге до верховьев рек Большой Таз и Викторьевка на севере. Длина тела около 40 км при ширине 7—10 км. С востока плутон окаймляется рядом штокообразных гранитоидных тел-сателлитов, из которых наиболее крупными являются массивы гор Сарлык и Иен. Располагаясь в ядре крупной антиклинальной складки северо-восточного простирания, интрузив контактирует с породами нерасчлененной существенно карбонатно-кремнистой толщи верхнепротерозойского возраста.

Вещественный состав и строение плутона в геологической литературе освещены слабо. Некоторые сведения по петрографии интрузива имеются в работах Ю. А. Кузнецова [5], А. М. Кузьмина [6], Н. А. Батова [1], М. А. Кашкай [4], В. И. Каминской [3], А. Г. Володина [2].

Исследования автора показали, что Мустагский плутон отличается сложным составом и фациальной изменчивостью слагающих его пород, среди которых кроме жильных образований четко выделяются три разновременные группы: 1) существенно габбро-диоритовая; 2) крупнозернистых биотитовых гранитов; 3) мелкозернистых аляскитовых гранитов. Ниже приводится краткая характеристика названных групп пород.

1. Породы габбро-диоритового ряда вскрываются современной эрозионной поверхностью в виде небольших по размерам (от первых десятков метров до 2,5 км в поперечнике) тел неправильно-прихотливой формы, пространственно тяготеющих к периферии плутона. Общая площадь выходов габбро-диоритовых тел составляет около 10% площади плутона. По минералогическому составу среди пород этой группы выделяются пироксениты, роговообманковые и оливиновые габбро и габбро-нориты, габбро-диориты, диориты и кварцсодержащие диориты, связанные постепенными взаимопереходами. Наиболее часто встречаются габбро-диориты и диориты. Макроскопически относительно свежие разности пород габбро-диоритового ряда обычно среднеравномерно-зернистые, реже порфировидные, темно-серой и серой окраски. Количественный состав минералов, в особенности темноцветных, варьирует в широких пределах.

Габбро и габбро-нориты обладают габбровой микроструктурой с переходами в мелкозернистую офитовую в эндоконтактовых частях

тел. Породы сложены плагиоклазом № 66—68, моноклинным пироксен-ом-салитом ($cNg = 43^\circ$, $+2V = 58—60^\circ$, $Ng = 1.712 \pm 0.003$, $Np = 1.69 \pm 0.002$), гиперстеном ($-2V = 60^\circ$, $Ng - Np = 0.014$), содержащим 40% ферросилита [7, стр. 98], магматической роговой обманкой ($-2V = 80^\circ$, $cNg = 14—17^\circ$), плеохроизм: по Ng — коричневый, бурый, зеленовато-бурый; по Np — соломенно-желтый). Пироксены часто полностью замещаются роговой обманкой, вследствие чего наблюдаются все постепенные переходы к роговообманковым габбро, в которых содержание амфибола достигает 55—60%. Оливиновые и оливинсодержащие габбро и габбро-нориты наиболее характерны для южной части плутона. Содержание оливина редко превышает 10% объема породы. По оптическим свойствам ($2V$ колеблется от -82° до $+87^\circ$) состав оливина соответствует хризолиту [7, стр. 68]. Минерал обычно замещен серпентином или тремолитом. Акцессорные минералы габбро-норитов и габбро (сфен, апатит, титаномagnetит) составляют 2—5% объема породы. Вторичные изменения пород выразились в сосюритизации плагиоклазов, замещении пироксенов и буро-зеленой роговой обманки уралитом.

Габбро-диориты обнаруживают габбровую или призматически-зернистую микроструктуру и состоят из плагиоклаза № 55—50, обыкновенной магматической роговой обманки ($cNg = 14—16^\circ$, $-2V = 70—75^\circ$, плеохроизм: по Ng — зеленый, буровато-зеленый, по Np — светло-желтый), авгита-салита ($cNg = 45^\circ$, $+2V = 51^\circ$), гиперстена ($-2V = 50—61^\circ$), незначительной примеси бурого биотита, замещающего роговую обманку, кварца и ортоклаза. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен. Средний количественно-минералогический состав габбро-диоритов (по 10 шлифам) выражается в следующем виде: плагиоклаз — 42%, салит — 4%, гиперстен — 11—12%, роговая обманка — 30—32%, биотит — 5%, кварц и ортоклаз — до 4%, акцессорные минералы — 2—3%. Вторичные изменения такие же, как и в габбро.

Кварцсодержащие диориты обладают призматически-зернистой структурой и отличаются от габбро-диоритов меньшим содержанием темноцветных минералов, повышенным содержанием кварца, калишпата и биотита, всегда четким зональным строением плагиоклаза, состав которого в зонах от ядра зерен к периферии изменяется от № 68—70 до № 25. Средний состав (по 15 шлифам) диоритов следующий: плагиоклаз — 45%, гиперстен — 3%, амфибол — 33%, биотит — 6%, кварц и калишпат — 8%, акцессорные минералы — 2%. Гиперстен и роговая обманка аналогичны по свойствам, соответствующим минералам габбро-диоритов. Кварц и калишпат находятся в микропегматитовом срастании и выполняют интерстиции между зернами плагиоклаза. Акцессорные минералы — сфен, апатит, магнетит и редко циркон. Вторичные изменения диоритов выражаются в образовании волокнистого уралита-актинолита ($cNg = 17—21^\circ$, $-2V = 74^\circ$), сосюрита, серицита и хлорита.

В контактах габброидов с вмещающими породами иногда встречаются пироксениты, сложенные на 90—95% салитом ($cNg = 45^\circ$, $+2V = 61^\circ$, $Ng = 1.737 \pm 0.002$) и основным плагиоклазом № 76—80.

Все описанные выше габброиды характеризуются рядом общих особенностей, свидетельствующих об их гибридном происхождении. Очевидно, генезис пород габбро-диоритового ряда нужно связывать с интенсивной глубинной ассимиляцией гранитной магмой известняков и других богатых железом и магнием пород. Генетическая связь габбро-диоритов с гранитами косвенно подтверждается и отсутствием первых за пределами плутона.

Породы габбро-диоритового ряда подвергаются интенсивному контактовому воздействию со стороны более поздних биотитовых и аляски-товых гранитов. В непосредственном контакте габброиды превращены

в мелкозернистые гиперстен-биотитовые роговики с типичной гранобластовой структурой или в грубозернистые горнблендиты. Возрастные взаимоотношения габброидов и гранитов определяются, кроме того, и наличием в первых мелких рвущих тел и жил биотитовых гранитов, содержащих ксенолиты основных пород.

2. Крупнозернистые биотитовые граниты пользуются среди пород плутона наибольшим распространением. Визуально это слабо порфировидные крупнозернистые светло-серые и буровато-серые породы. В контактах с вмещающими породами местами наблюдается маломощная (до 0,5 м) зона термической закалки гранитов. Количественно-минералогический состав биотитовых гранитов (среднее по 27 шлифам) выражается в следующих объемных процентах: щелочной полевой шпат — 34, плагиоклаз — 28, кварц — 30, биотит — 7, акцессорные минералы — 1.

Щелочной полевой шпат представлен микроклин-пертитом и образует таблитчатые кристаллы или зерна неправильной формы размером от 0,8 до 15 мм в поперечнике. Количество пертитовых вростков альбита № 8—10 колеблется в пределах от 10 до 60—70%, в среднем составляя 20—25% объема зерен микроклин-пертита. Наблюдаются как пертиты распада, так и пертиты замещения. Изучение щелочных полевых шпатов в 40 шлифах показало, что калиевая фаза представляет собой нерешетчатый или слаборешетчатый микроклин ($-2V$ колеблется в пределах 80—86°, величина угла $Nm: \perp (001)$ изменяется от 7 до 14°), образующий простые манебахские двойники.

Кварц наблюдается в гранитах в виде ксеноморфных зерен размером от 0,2 до 5 мм. Для минерала характерно волнистое угасание, которое становится особенно резким в катаклазированных гранитах.

Плагиоклаз образует идиоморфные кристаллы размером от 0,3 до 12 мм и отвечает по составу олигоклазу № 21. Обычны полисинтетические двойники по альбитовому и альбит-периклиновому законам. Весьма характерно наличие мирмекитовых вростков кварца в плагиоклазе на границе последнего с микроклин-пертитом. В биотитовых гранитах отмечается вторая генерация плагиоклаза — альбит № 8—10, который наблюдается в пертитах замещения, а также в виде оторочек по плагиоклазу первой генерации и микроклину.

Биотит образует пластинчатые кристаллы размером от 0,5 до 3 мм в поперечнике. Минерал отличается резким плеохроизмом от темно-коричневого по Ng до соломенно-желтого по Np и принадлежит к сильно железистой разновидности — анниту (Nm варьирует в пределах от $1,667 \pm 0,003$ до $1,678 \pm 0,005$, $Ng-Np = 0,050-0,055$).

Роговая обманка встречается в виде мелких (от десятых долей до 2 мм), хорошо образованных кристаллов и представлена обыкновенной разновидностью ($cNg = 17-19^\circ$, $-2V = 80^\circ$, плеохроизм: по Ng — темно-зеленый, по Np — светлый, желтовато-зеленый). Количество роговой обманки не превышает 2—3% объема породы.

Акцессорные минералы — циркон, монацит, ортит, апатит, сфен, магнетит, большинство из которых приурочено к биотиту.

Вторичные изменения биотитовых гранитов выразились в хлоритизации биотита, серицитизации плагиоклаза, местами альбитизации и грейзенизации. Грейзенизированные граниты слагают массив горы Киземес (южная часть плутона). Для них характерно присутствие мусковита (3—4%), замещающего биотит и полевые шпаты, и незначительная примесь турмалина (до 2%). В зонах дробления граниты преобразуются в катаклазиты и милониты. В менее измененных гранитах катаклаз проявляется в резком волнистом угасании кварца, в скручивании пла-

стинок биотита. Катаклазированные граниты обычно интенсивно эпидотизированы и хлоритизированы.

3). Аляскитовые граниты слагают северо-западную часть плутона. Обычно это мелкоравномернозернистые, реже порфировидные и среднезернистые светлоокрашенные породы, повсеместно обнаруживающие миаролитовую текстуру. Пустоты размером от 2 до 10—15 мм в поперечнике часто выполняются друзами мелких кристаллов кварца. Среди аляскитовых гранитов можно выделить гранофировые и аплитовидные граниты и гранитовые порфиры, образующие постепенные взаимопереходы.

Аплитовидные граниты обладают аплитовой, реже гранитной микроструктурами. Количественный состав минералов варьирует в широких пределах и выражается в следующем виде (среднее по 4 шлифам): кали-натровый полевой шпат — 39%, плагиоклаз — 26%, кварц — 33%, биотит — 2%. Акцессорные минералы: циркон, магнетит, реже ортит и турмалин — составляют в породах менее 1%. Калиевая фаза кали-натровых полевых шпатов по оптическим свойствам отвечает промежуточному микроклину (обычно $2V = 76^\circ$ и не опускается ниже 68°). Количество пертитовых вростков альбита в щелочных полевых шпатах составляет 10—15%. Кварц образует неправильно-округлые зерна и обладает примерно равным идиоморфизмом с микроклин-пертитом или бывает несколько ксеноморфнее последнего. Плагиоклаз наблюдается в форме неправильных зерен, корродированных микроклином и по составу отвечает олигоклазу № 26—30. В количественном отношении плагиоклаз всегда значительно уступает микроклину. Минерал интенсивно серицитизирован. Биотит образует мелкие чешуйки, замещающиеся хлоритом, эпидотом и редко мусковитом.

Гранофировые граниты по минералогическому составу в общем сходны с аплитовидными гранитами и отличаются от последних микрографической структурой, меньшим содержанием и более кислым составом плагиоклаза (№ 14—18), наличием во многих случаях рибекита (до 2%).

Гранитовые порфиры встречаются в эндоконтактной зоне. Породы обнаруживают порфировидную структуру. Вкрапленники округлых зерен кварца, таблитчатых кристаллов микроклин-пертита и плагиоклаза, составляющие 25—35% объема породы, находятся в тонкозернистой микропегматитовой основной массе, состоящей из кварца, калишпата, небольшой примеси биотита и реже рибекита. Состав зональных плагиоклазов вкрапленников изменяется от № 30—33 внутренних зон до № 15 внешних.

Аляскитовые граниты являются более поздними по отношению к биотитовым гранитам, что доказывается интрузивными взаимоотношениями пород и наличием в аляскитовых гранитах ксенолитов крупнозернистых биотитовых гранитов размером до 0,4 м (верховья рч. Кара-Су).

Дайковые породы имеют ограниченное распространение и представлены аплитами, микрогранитами, гранит-порфирами, фельзитами. Характерно почти полное отсутствие в плутоне пегматитов и кварцевых жил. Дайки второго этапа не выражены.

Таким образом, среди разнообразных пород, слагающих Мустагский плутон, по петрографическим особенностям, пространственной локализации и взаимоотношениям четко выделяются три разновременные группы, отвечающие, вероятно, трем последовательным фазам становления плутона. В самую раннюю фазу образовались основные и средние по составу породы, носящие черты гибридного происхождения и пространственно тесно ассоциирующие с гранитами более поздних фаз.

Следующими по времени образования являются наиболее широко распространенные в плутоне крупнозернистые биотитовые граниты (главная фаза). Формирование плутона завершается внедрением аляскитовых гранитов (третья фаза) и затем жильных пород кислого состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. А. Батов. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы. Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 18, 1935.
 2. А. Г. Володин. О возрасте гранитов Мустагского и Сарлыкского плутонов в Горной Шории. Тр. Горно-геол. ин-та, зап.-сиб. филиала АН СССР, вып. 17, 1956.
 3. В. И. Каминская. Геологические особенности Кондомского железорудного района. Изв. Сиб. Отд. АН СССР, Геол. и геофиз., № 3, 1965.
 4. М. А. Кашкай. К петрографии интрузивных пород железорудных месторождений Кондомского района. Тр. петр. ин-та АН СССР, вып. 5, 1935.
 5. Ю. А. Кузнецов. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестн. ЗСГРТ, вып. 3—4, 1932.
 6. А. М. Кузьмин. Геологический обзор Горной Шории и района Сталинского завода. Сб. Минерально-сырьевая база КМК, 1933.
 7. В. Е. Трёгер. Таблицы для оптического определения породобразующих минералов. Госгеолтехиздат. М., 1958.
-