

Е. Ю. Тимко
Томский государственный университет, г. Томск
lenakortim@mail.ru

**Полевые шпаты зонального Мандальского поля
редкометальных пегматитов
(Хангай, Центральная Монголия)**
(научный руководитель С. И. Коноваленко)

Проблема зональности месторождений полезных ископаемых давно находится в поле зрения исследователей, поскольку ее решение в конечном итоге позволит перейти к научному прогнозу положения рудных тел в пределах данных объектов. Однако она далека от ясного понимания. По этой причине актуальным остается и изучение зональности пегматитовых полей, в пределах которых различные парагенетические, а, следовательно, и разные по практической значимости типы жил закономерно располагаются в пространстве.

Целью работы являлось изучение структурной упорядоченности полевых шпатов зонального Мандальского поля редкометальных пегматитов на южном склоне Хангайского хребта Центральной Монголии для увязки структурных особенностей этих породообразующих минералов с конкретным типом пегматитов, в которых они развиты. Рентгеноструктурные исследования проведены в лаборатории НИЛЭПМ кафедры минералогии и геохимии геолого-географического факультета Томского государственного университета на дифрактометре – ДРОН-3. Условия съемки – Cu анод, 18 kV, 12 mA, 4 °/мин. Расчет структурных параметров выполнен по стандартной методике [Рентгенография..., 1983].

Полевой материал собран в процессе прохождения научно-исследовательской практики на территории Центральной Монголии. В работе использованы также данные предыдущих исследователей Мандальского пегматитового поля, которое открыто сотрудниками Красноярского СНИГИМС Л. Н. Россовским, А. Н. Шостацким, И. И. Матросовым в 1967 г. при проведении поисково-оценочных работ на пегматиты Центральной и Северной Монголии [Матросов, 1970; Матросов, 1971].

Поле приурочено к южному экзоконтакту крупного (более 1500 км²) Эгиндабинского массива гранитов, который прорывает терригенные и вулканогенно-терригенные толщи нижнепалеозойской дзагинской серии, а также верхнепермские и триасовые отложения. Массив имеет двухфазное строение. Первую фазу представляют крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты и кварцевые диориты, вторую – мелкозернистые биотитовые граниты. Последние насыщены шлировыми пегматитами, нередко переходящими в гранит-аплиты. Плагноклаз-микроклиновые внутригранитные пегматиты выходят в ближайший экзоконтакт массива и на удалении от него сменяются сначала микроклин-альбитовыми, затем альбитовыми, сподумен-альбитовыми и лепидолит-альбитовыми [Матросов, 1970].

Материнские граниты второй фазы представляют собой мелко-среднезернистую породу с плотной, не всегда однородной текстурой. Неоднородность текстуры выражена присутствием скоплений изометричных выделений коричнево-красного граната, по составу отвечающему альмандин-спессартиновому ряду, со смещением в сторону альмандина. Кроме граната в гранитах встречаются акцессорные гематит, магнетит, ильменит, сфен, рутил, анатаз, монацит, ксенотим, тантало-

ниобаты, торит, циркон, циртолит, касситерит, шеелит, апатит, флюорит, золото [Матросов, 1971]. Породообразующие минералы представлены кварцем, кислым плагиоклазом, микроклином и биотитом.

Микроклиновые пегматиты образуют мелкие (длиной 2–10 м, мощностью 0.5–2 м) линзовидные жилы в эндоконтакте массива, они прослеживаются также в экзоконтакте на расстоянии до 1 км от материнских гранитов. Микроклиновые пегматиты имеют пегматоидную структуру с крупными зернами серого калиевого полевого шпата. Жилы микроклиновых пегматитов по сравнению с жилами всех других типов лучше дифференцированы: в центральных частях тел часто наблюдается зона мелкоблокового микроклина и иногда маломощные (до 30 см) кварцевые ядра.

Микроклин-альбитовые пегматиты являются промежуточными по составу и структурно-текстурным особенностям между микроклиновыми и альбитовыми пегматитами. По мере перехода от микроклиновых к альбитовым пегматитам в жилах уменьшается количество микроклина, резко возрастает количество альбита, увеличивается содержание мусковита. Изменяется форма жил и их внутреннее строение: жилы становятся более вытянутыми; длина – до 20–30 м, мощность – до 2 м; одновременно уменьшается зернистость, появляются полосчатые текстуры. Микроклин-альбитовые пегматиты наблюдаются в интервале 1–1.5 км от контакта с гранитами.

Альбитовые пегматиты в пределах поля распространены наиболее широко и резко преобладают над пегматитами остальных типов. Мощность жил составляет 0.5–2 м, редко до 4 м; длина – десятки метров, иногда до 200 м. Альбитовые пегматиты развиты в интервале 1.5–3 км от контакта с гранитами. Они представляют собой мелко-среднезернистую породу, состоящую из альбита (около 75 %), кварца (23 %), спессартина (около 1 %), касситерита (менее 1 %) и мелких (менее 0.1 мм) черных включений тантало-ниобатов.

Альбит и кварц занимают практически весь объем породы. Помимо них в пегматите встречается розовый спессартин, который представлен изометричными зернами размером от 0.5 до 1 мм. В отличие от коричнево-красного граната гранитов, гранат альбитовых пегматитов имеет светло-розовую окраску и по составу отвечает крайнему марганцевому члену изоморфного ряда альмандин-спессартин. Среди акцессорных минералов для альбитовых пегматитов наиболее характерен касситерит, который образует выделения неправильной формы размером первые мм, редко до 5 мм. Минералу свойственна черная окраска с жирным блеском на изломе. Такая окраска свидетельствует о повышенном содержании в касситерите Fe, Nb, Ta, Mn [Типоморфизм..., 1989].

Сподумен-альбитовые пегматиты развиты в восточной и средней части поля на расстоянии примерно 3 км от гранитов [Матросов, 1971]. Они имеют резкий контакт с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями. Внутреннее строение жил неоднородное. В центральной части они имеют полосчатое строение: наблюдается чередование полос сподумен-кварц-альбитового состава с полосами лепидолит-кварц-альбитового состава. Собственно сподумен-кварц-альбитовый комплекс обычно слагает пегматиты на 70–80 % [Матросов, 1971]. Макроскопически сподумен-альбитовые пегматиты представляют собой среднезернистую породу, сложенную серым кварцем (20 %), альбитом (20 %), лепидолитом (20 %), сподуменом (40 %), касситеритом (менее 1 %) и очень светлым желтоватым спессартином (менее 1 %). Кроме того, в образцах наблюдаются мелкие черные изометричные зерна тантало-ниобатов размером до 0.1 мм.

Кристаллы сподумена удлиненно-призматические, идиоморфные, в среднем 1×15 мм до 15 см, ориентированы субперпендикулярно к контакту жилы, имеют светлую кремовую окраску, непрозрачны, распространены равномерно.

Лепидолит имеет сиреневую окраску, развит в породе неравномерно, представляет собой скрытокристаллические и мелкочешуйчатые массы. В качестве аксессуарных минералов в пегматитах встречается касситерит черно-бурой окраски, со смолистым блеском, размер зерен до 1 мм. Наблюдаются черные пленки дендритов пирролюзита, который мог образоваться за счет изменения тантало-ниобатов и спессартина.

Лепидолит-альбитовые пегматиты прослеживаются на расстоянии примерно 4 км от гранитов. Они представляют собой мелкозернистую породу, состоящую из лепидолита (примерно 70 %), кварца (15 %), полевого шпата (15 %), касситерита (менее 1 %). Лепидолит наблюдается в виде мелких (0.1 мм) чешуек, формирующих скрытокристаллический агрегат. В отличие от литиевой слюды сподуменовых пегматитов он имеет более розовую окраску. Кварц серый, в выделениях неправильной формы размером в среднем 2 мм, иногда до 1 см. Он наблюдается как в гипидиоморфных зернах, так и ксеноморфных выделениях. Касситерит представлен зернами неправильной формы размером до 3 мм, встречаются и хорошо образованные дипирамидальные кристаллы, типоморфные для касситерита пегматитов [Типоморфизм..., 1971]. Кроме касситерита в качестве аксессуарных фаз в пегматитах наблюдаются мелкие зерна черных рудных минералов размером до 0.1 мм (тантало-ниобаты?).

Автором изучалась структурная упорядоченность полевых шпатов материнских гранитов и связанных с ними пегматитов поля. Полученные данные представлены в таблице.

Т а б л и ц а

Структурные характеристики полевых шпатов

Характеристика полевого шпата	Параметры структурной упорядоченности			Структурная разнородность полиморфной модификации полевого шпата	Индекс структурной упорядоченности (ИСУ)
	$\Delta\rho$	Δz	T_1		
Полевой шпат гранитов второй фазы	1.000	0.867	0.917	Максимальный микроклин	–
Белый блоковый КПШ шлировых внутригранитных пегматитов	0.973	0.867	0.923	Максимальный микроклин	–
Серый блоковый КПШ микроклиновых пегматитов экзоконтакта	1.011	0.823	0.925	Максимальный микроклин	–
Плагиоклаз альбитовых жил	–	–	1.055	–	100
Белый блоковый КПШ из сподуменового комплекса	1.011	0.987	1.009	Максимальный микроклин	–
КПШ лепидолит-альбитовых пегматитов	0.999	0.941	0.963	Максимальный микроклин	–

Согласно структурным характеристикам калиевый полевой шпат гранитов и всех типов пегматитов близок к максимально упорядоченному микроклину, а плагиоклаз альбитовых пегматитов соответствует чистому альбиту с индексом структурной упорядоченности (ИСУ) равным 100. Наблюдается последовательное увеличение концентрации Al в первой позиции тетраэдра калиевого полевого шпата от внутригранитных шлировых пегматитов к лепидолит-альбитовым (t_1 изменяется от 0.917 до 1), что коррелирует с падением температуры минералообразования в жилах по мере их удаления от контакта с гранитами и с усилением в этом же направлении роли летучих в формировании пегматитов.

Литература

Матросов И. И. К вопросу о происхождении зональности полей редкометалльных пегматитов // Геология и геофизика, 1970. № 7. С. 129–132.

Матросов И. И. Взаимодействия редкометалльных пегматитов с вмещающими породами. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1971. 261 с.

Рентгенография основных породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. *В. А. Франк-Каменецкого*. Л.: Недра, 1983. 359 с.

Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. *Л. В. Чернышовой*. М.: Недра, 1989. 560 с.

Н. А. Цыро

*Томский государственный университет, г.Томск
nats2007@list.ru*

Калиевые полевые шпаты гранитов и пегматитов Дунгурхинского массива (Монгольский Алтай, Республика Монголия) (научный руководитель С. И. Коноваленко)

Целью работы являлось изучение структурных характеристик калиевых полевых шпатов разновременных производных Дунгурхинского гранитного массива Монгольского Алтая для увязки их с условиями формирования основной и дополнительной фаз гранитоидов и их производных.

Структурные исследования проведены в лаборатории НИЛЭПМ кафедры минералогии и геохимии геолого-географического факультета Томского государственного университета на дифрактометре ДРОН-3. Условия съемки – Cu-анод, 18 kV, 12 mA, 4 °/мин. Расчет структурных параметров выполнен по стандартной методике [Рентгенография..., 1983].

Материал для работы собран в процессе прохождения научно-исследовательской практики на территории Монгольского Алтая. Дунгурхинский массив изучался экспедицией Томского государственного университета под руководством С. И. Коноваленко в августе 2008 г. В работе использованы также данные предыдущих исследователей гранитоидного магматизма Западной Монголии [Геология..., 1973; Гаврилова, 1975].

Крупный Дунгурхинский плутон гранодиорит-адамеллит-гранитовой формации площадью 2200 км² располагается на крайнем западе Монголии к северу от озера Хотон-Нур. Согласно данным С. П. Гавриловой [1975] он имеет позднеордовикский возраст и прорывает терригенные толщи среднего–верхнего кембрия. Вмещающие