

Таким образом, можно полагать, что и архейский, и палеопротерозойский субстрат были охвачены единым процессом гидротермально-метасоматического преобразования, приведшим к полному замещению пород и формированию золоторудных зон. По полученным данным, месторождение Педролампии следует относить не к стратиформному (как считалось до сих пор (Михайлов и др., 2005)), а к мезотермальному типу золоторудных месторождений. Судя по геолого-структурным характеристикам, гидротермально-метасоматический процесс контролировался тектоническим нарушением северо-западного простирания (ТЗ-2). Следовательно, возраст золоторудной минерализации следует относить, по крайней мере, к позднему палеопротерозою.

Возраст метасоматитов определялся с помощью Rb-Sr изотопно-геохронологического исследования. Один из исследуемых образцов (турмалин-хлорит-кварц-серицитовый сланец) был отобран из (2) ассоциации, наиболее приближенной к контакту. Точки мусковита, хлорита и турмалина дают изохрону с возрастом  $1732 \pm 12$  млн. лет, СКВО = 1.9. Для образца из золоторудной жилы (из (3') ассоциации) пирит-мусковит-кальцит-хлорит-кварцевого состава точки кальцита, хлорита, мусковита и валового состава породы дают изохрону с возрастом  $1717.1 \pm 9.6$  млн. лет, СКВО = 0.22. Таким образом, полученный возраст можно интерпретировать как время последнего гидротермально-метасоматического процесса и, соответственно, либо время самого золоторудного процесса, либо время переотложения более ранних рудных концентраций

Полученный возраст формирования метасоматитов около 1720 млн. лет не характеризуется проявлением каких-либо процессов магматической активности в Карелии. Природа флюида, скорее всего, была метаморфогенной. В частности, на это указывают составы турмалинов из метасоматитов, которые типичны именно для турмалинов, образующихся в метаморфогенных процессах.

Выводы, полученные нами при геолого-структурных, минералогических, петрогеохимических и изотопных исследованиях пород месторождения Педролампии хорошо согласуются между собой и заставляют существенным образом пересмотреть имеющиеся на данный момент представления. В результате исследования получены новые данные, которые позволяют относить месторождение к мезотермальному типу, установлен палеопротерозойский возраст процесса рудообразования и предполагается метаморфогенный источник тепла и флюида.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И., 1998. Геология и полезные ископаемые Карелии, выпуск 1, с. 5-23.  
Кулешевич Л.В., 1992. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск, 267 с.  
Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., 2004. Доклады РАН. 2004. Т. 296. № 2. С.1-5  
Михайлов В.П., Леонтьев А.Г. и др. Минерально-сырьевая база республики Карелия. Книга 1., Петрозаводск "Карелия", 2005.  
Cathelineau M., Nieva D. 1985. // Contrib. Mineral. Petrol. 100, 418-428  
Herrington R.J., Evans D.M., Buchanan D.L., 1997. Greenstone belts: Metallogenic aspects // In Ed. de Wit M.J. and Ashwal L. Greenstone belts. Clarendon Press – Oxford. P. 176-220  
Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Ivanikov V.V., Kovalenko A.V., Bogomolov E.S., 2000 // In A.Kremenetsky, B.Lehmann and R.Seltmann (Eds) "Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries", IMGRE Moscow, Russia, p. 193-211.  
O'Brien H.E., Nurmi P.A., Karhu J.A. 1993. // Geological Survey of Finland, Special Paper. V. 17. P. 291-306

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ МУРМАНСКОГО ДОМЕНА

Турбина Н.Г., Козлова Н.Е., Нерович Л.И.  
АФ МГТУ, *Anatunty*, *Nadegol@narod.ru*

Мурманский домен занимает крайнее северо-восточное положение на Балтийском щите. Он имеет удлиненную форму, вытянутую в северо-западном направлении и прослеживается от государственной границы с Норвегией до устья реки Поной на площадь примерно 30000 км<sup>2</sup>. Внутри домена выделяют следующие сегменты: западные (Титовский, Урагубский), центральные (Териберский, Вороньинский), восточные (Йоканьгский, Лумбовский, Усть-Понхойский) (Ветрин, 1984).

Район Йоканьги сложен гранитоидами, среди которых выделяются плагиограниты, плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты, содержащие многочисленные ксенолиты более древних пород – метабазитов (Ветрин, 1984, Мирская, 1960).

Структура плагиогранитов первично магматическая, гипидиоморфнозернистая, а также бластокластическая (гранобластовая) структура. Крупные призматические зерна плагиоклаза испытывали перекристаллизацию по границам зерен и по трещинкам с образованием мелких полигональных зерен и выделением среди них к'з эпидота и голубоватого амфибола. Эпидот выделяется также в центре зерен плагиоклаза, повторяя

двойниковые полосы. В тектонических зонах среди плагиогранитов отмечается постепенные переходы от амфиболитов до, практически, амфиболитов, в которых видны реликтовые крупные зерна плагиоклаза, мелкозернистые межзерновые участки гранобластовой структуры и интенсивное развитие в них, кроме эпидота, звездчатого амфибола. В микроклинизированных плагиогранитах наблюдаются порфировидные, гипидиоморфнозернистые и гранобластовые (бластокатакlastические) структуры, развитие микроклина в дробленных и перекристаллизованных участках между крупными зернами плагиоклаза. Наблюдается замещение плагиоклаза микроклином.

Микроклиновые граниты часто имеют порфировидную структуру с крупными вкрапленниками микроклина, окруженными мелкими зернами микроклина и плагиоклаза с мирмекитами.

В ксенолитах метабазитов не отмечается первичномагматических структур, они представлены амфиболитами по диоритам и метабазитам и гнейсами. Обломки имеют округлую и линзовидную форму, часто вытянуты согласно с линейностью (Рис. 1, А).

Точки химических анализов пород Йоканьгского сегмента на классификационной диаграмме уровня родов и индивидов для кварцнормативных «плутонических» пород Fe-Mg отряда (Дубровский, 2002) попадают в поле микроклин-плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов, реже в поля плагиогранитов, тоналитов и плагиоклаз-микроклиновых гранитов пониженной или нормальной щелочности.



Рис. 1. А – ксенолиты метабазитов Йоканьгского сегмента, Б – ксенолиты метабазитов Териберского сегмента.

В пределах Териберского сегмента выделяют пироксеновые диориты и эндербиты, плагиограниты и микроклинизированные плагиограниты и микроклиновые граниты. На контакте с породами зоны Колмозеро-Воронья отмечается массив эндербитов, относимых ранее к наиболее древним формациям Кольского полуострова. В гранитоидах отмечаются также включения тел основных пород, сложенные амфиболитами, кварцосодержащими амфиболитами, метагаббро, метагабброноритами.

Породы Териберского сегмента рассланцованы в значительно меньшей степени, чем породы Йоканьгского. Диориты сложены зернами плагиоклаза, кварца, амфибола, магнетита, циркона, апатита. Наблюдаются реликты клинопироксена и, редко, ортопироксена. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Гранобластовые и бластокатакlastические структуры тут редки. Плагиоклаз частично серицитизирован. Клинопироксен сохраняется в реликтах, он практически весь замещен зернами роговой обманки, которая имеет окраску от бурой до голубовато-зеленой, что отражает различные стадии диафторических преобразований. Из акцессориев отмечаются циркон, алланит и апатит.

Микроклинизированные плагиограниты сложены зернами плагиоклаза, кварца, микроклина, амфибола, магнетита, циркона. Микроклин здесь ксеноморфный, располагается в интерстициях между зернами плагиоклаза и, иногда, развивается по плагиоклазу (Иногда в зернах микроклина видны реликты плагиоклаза). В зернах плагиоклаза на границе и микроклином присутствуют мирмекиты. В зонах эпидотизации наблюдается развитие мелких идиоморфных зерен эпидота по плагиоклазу, реже встречается клиноциозит с характерной индигово-синей окраской. Наблюдаются ситовидные сростки голубовато-зеленой роговой обманки с кварцем, образовавшиеся, очевидно в результате диафторических процессов по бурой роговой обманке.

Ксенолиты в гранитоидах этого сегмента имеют угловатую форму (Рис. 1Б), в них сохраняются первичномагматические минералы и они представлены метагаббро, метагабброноритами, а также амфиболитами по ним.

Точки химических анализов пород Териберского сегмента на классификационной диаграмме уровня родов и индивидов для кварцнормативных «плутонических» пород Fe-Mg отряда (Дубровский, 2002) попадают в поля гранодиоритов и микроклиновых-плагиогранитов, частично в поля лейкогранитов, монцодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов, низкой и нормальной щелочности ( $K(Al) \text{ alk} = \pm 1$ ). По железистости гранитоиды попадают большей частью в поля лейкократовых и меньшей степени мезократовых гранитоидов.

В Урагубском сегменте петрографические разновидности гранитоидов варьируют от плагиогранитов до микроклиновых гранитов, как и в предыдущих сегментах, но в значительно большей степени рассланцованы и в основной своей массе превращены в гранитогнейсы и гнейсы. Здесь наблюдаются выходы отдельных петрографических разновидностей гранитоидов – (отмечены переходы от плагиогранитов к микроклиновым гранитам, схожими с гранитоидами Териберского района). Среди гранитоидов отмечаются реликтовые участки, сложенные эндербитами. Петрографически гранитогнейсы сложены зернами плагиоклаза, в эндербитах – орто- и клинопироксена, кварца, биотита, мусковита, реже хлорита и граната. Зерна плагиоклаза в разной степени серицитизованы и сосюритизованы. Структура пород гипидиоморфнозернистая, бластокатакlastическая, участками гранобластовая, реже милонитовая. В гранитах часто наблюдаются зоны катаклаза, деформация полисинтетических двойников и перекристаллизация с краев крупных зерен микроклина, плагиоклаза и кварца.

Вблизи с зоной Колмозеро-Воронья гранитоиды наиболее интенсивно тектонизированы и превращены в гранитогнейсы и гнейсы, образовавшиеся в гранитоидах локально по дискретным тектоническим зонам.

В гранитоидах Урагубского сегмента отмечены многочисленные крупные (до сотен метров) и мелкие (сантиметры и первые метры) ксенолиты, сложенные Grt-Bt, Grt-Musk и Vt гнейсами, реже амфиболитами (Рис. 2).

При этом в крупных ксенолитах, расположенных в массивных плагиогранитах, наблюдается своя полосчатость, развитие тонких гранитных прожилков параллельно этой полосчатости. Гнейсы ксенолитов представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-мусковитовыми разностями, в различной степени диафторированными. Структура пород порфириобластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая.

Точки химических анализов пород Урагубского сегмента на классификационной диаграмме уровня родов и индивидов для кварцнормативных «плутонических» пород Fe-Mg отряда (Дубровский, 2002) попадают в поля микроклин-плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов и плагиогранитов пониженной и нормальной щелочности.

Таким образом, породы Йоканьгского, Титовского и Урагубского сегментов характеризуются одним и тем же составом и никаких существенных отличий между различными сегментами не выявлено. В то же время гранитоиды этих сегментов в различной степени тектонизированы, степень тектонизации пород увеличивается в направлении от Териберского сегмента к его границе с зоной Колмозеро-Воронья и в обе стороны по направлению к Урагубскому и Йоканьгскому сегментам. Ксенолиты Териберского сегмента также наименее изменены и сохраняют первично магматические структуры, в отличие от ксенолитов других сегментов.



Рис.2. Ксенолит биотитового гнейса в плагиограните Урагубского сегмента.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока.  
Мирская Д.Д. К вопросу о происхождении порфиробластических микроклиновых гранитов на северо-востоке Кольского полуострова (район Гремиха-Йоканьга) // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. Л., Изд. АН СССР, 1960. С. 29-37.  
Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 234 с.

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА ЧЕКА**

Фурина М.А.  
МГУ, Москва, maria\_furina@mail.ru

Материал для данной работы был собран в полевой сезон 2005 года в Аркаимской партии геологического факультета МГУ на Южном Урале. Партия проводит геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листа N-40-XXXXVI.

Целью данной работы было изучение геологического строения и состава Чекинского массива.

Гора Чека, наивысшая точка Малочекинского хребта, высотой 558 м расположена в пределах Восточномагнитогорской зоны, в северо-западной части листа N-40-131, географически на юге Челябинской области. Субстратом поднятия является сложно построенный гранитоидный массив, вытянутый в меридиональном направлении согласно с общим простираем вмещающих вулканогенно-осадочных пород греховской и березовской свит нижнего карбона. Форма интрузива в плане неправильно овальная ширина ~ 1,5 км, длина – 6,5 км. Возраст пород Чекинского массива разными исследователями трактуется по-разному (от раннего карбона до поздней перми). В целом возраст массива на геологической карте показан пермским.

Массив сложен породами двух интрузивных фаз, причем для гранитоидов характерна антидромная последовательность внедрения. К первой фазе внедрения относятся щелочные граниты и щелочные граносиениты, ко второй – щелочные сиениты. Для каждой интрузивной фазы характерны свои дайки первого этапа: риолитов и кварцевых сиенитов соответственно. Выделяются также глубинные дайки базальтов, так называемые дайки второго этапа. Преобладающими являются породы первой интрузивной фазы, они распространены по всей площади массива. Основную часть интрузива занимают средне и крупнозернистые щелочные граниты, в меньшей степени распространены мелкозернистые разности, слагающие полосы эндоконтактов массива в юго-западной и северо-восточной его части. Щелочные граносиениты расположены преимущественно на юге интрузива и почти в центре, в виде полосы юго-восточного простираения. Отдельные небольшие выходы щелочных сиенитов наблюдаются по всей площади массива, но в основном в центральной его части. Дайки первого этапа различного простираения располагаются в центре и юге массива. Глубинные дайки базальтов преимущественно северо-восточного простираения расположены в южной части интрузива.

Для выяснения морфологии массива в разрезе использовались геофизические данные, в качестве основы была взята карта магнитных аномалий 1:200 000 масштаба (данные аэромагнитной съемки, ОАО «Челябинскгеолсъемка»). В ходе работы была измерена магнитная восприимчивость основных разновидностей пород массива. Колебания значений составили от 1,3 до  $15,8 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ, среднее значение –  $5,86 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ. Интерпретация аномалий магнитного поля проводилась по 4 широтным профилям, построенным через разные участки массива, с помощью программы T\_m2 (автор – зав. кафедрой геофизики геологического факультета МГУ, профессор А.А. Булычев). Сложность интерпретации заключалась в том, что: (1) ороговикованные породы березовской свиты, в западном экзоконтакте массива, имеют магнитную восприимчивость близкую к граносиенитам; (2) вулканы греховской свиты, в восточном экзоконтакте массива, возможно, имеют обратную намагниченность; (3) Чекинский массив хорошо выражен в рельефе, вследствие чего при интерпретации пришлось учитывать рельеф.

Как показывают расчеты, конфигурация аномалий, скорее всего, объясняется погружением восточного тектонического контакта массива под углом ~ 50°, на запад. При этом западный контакт массива (нормальный интрузивный) погружается так же на запад, но под более крутым углом. Массив в разрезе имеет удлиненную форму и вероятней всего на глубину выклинивается.

В результате петрографических исследований было выделено три группы пород: щелочные граниты, щелочные граносиениты и щелочные сиениты. Щелочные граниты и граносиениты – это породы с графической структурой; в зависимости от темноцветного минерала очень четко выделяются рибекитовые, эгириновые и рибекит-эгириновые разновидности. Щелочные сиениты – породы с порфировидной структурой, темноцветные представлены рибекитом, эгирином и биотитом.

Для выяснения особенностей химического состава пород массива были сданы пробы на силикатный анализ и анализы на редкоземельные и рассеянные элементы.

По результатам силикатных анализов были построены диаграммы соотношения оксидов (рис. 1), из которых видно, что в гранитоидах Чекинского массива содержание калия увеличивается с увеличением кислотно-