

полуострова, но наиболее замечательными из них являются, конечно, гигантские массивы Хибинских и Ловозерских тундр, а также Ковдорский массив.

Почти все палеозойские щелочные тела региона обогащены в разной степени теми или иными полезными минералами и элементами. Некоторые из них интенсивно разрабатываются комбинатами Апатит и Ковдор на апатит, нефелин, сфен, магнетит, бадделеит, эвдиалит, флогопит, вермикулит. Другие месторождения только разведаны и полностью (или частично) законсервированы – редкометалльно-редкоземельные руды Ловозерского массива, перовскит-титаномagnetитовые руды Африканды и др.

Некоторый бум в регионе сейчас связан с поисками иностранными и российскими компаниями алмазонасных кимберлитовых трубок и россыпей. По многим известным геологическим признакам Кольский полуостров может быть перспективным на коренные кимберлитовые тела, а обрамляющие его шельфовые осадки морей – на россыпные алмазонасные проявления. Сомнения вызывают два фактора: первый – большинство известных щелочных пород региона формировались из магм не алмазной фации глубинности, а менее глубинной мелилитовой фации; и второй – слишком глубоким был послепалеозойский эрозионный срез всех коренных пород Полуострова, в результате которого основная часть возможных трубок могла быть уничтожена. Но как бы там не было, слабо алмазонасные непромышленные кимберлитовые трубки сейчас известны в Ермаковском поле Терского берега, отдельные кимберлитоподобные дайки найдены в разных частях региона, мелкие единичные зерна алмазов и скопления минералов-спутников установлены на суше в шлихах подпочвенных пород и в морских осадках Баренцева моря и особенно Белого моря. К тому же надо отметить, что вся юго-восточная часть Кольского полуострова, наиболее перспективная на кимберлитовые трубки, интенсивно заболочена и, соответственно, геологически плохо изучена.

Много надежд когда-то было связано с поисками в регионе мезо-кайнозойских кор выветривания и сопутствующих им полезных ископаемых. Установлено, что на Кольском полуострове коры выветривания сохраняются очень редко под мощным (до сотен метров) моренными отложениями. С такой корой выветривания генетически связано крупное вермикулит-гидрофлогопитовое месторождение в Ковдоре. К сожалению, важных для промышленности каолиновых кор не установлено.

Наконец, в кайнозое промышленные полезные ископаемые в регионе связаны с межледниковыми эпохами, когда в озерных условиях формировались залежи строительных глин, песков, гравия.

Статья не касается нефтегазовых месторождений Баренцевоморской плиты. Она посвящена только полезным ископаемым Кольской континентальной части Балтийского щита.

Статья подготовлена при организационной и финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН и Государственных контрактов Федерального агентства по науке и инновациям 02.445.11.7403 и 02.515.11.5058.

Геолого-петрографические особенности пород краевой части Цагинского габбро-анортозитового массива на контакте со щелочными гранитами (Кольский п-ов)

Мокрушин А.В.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, e-mail: mokrushin@geoksc.apatity.ru

Цагинский массив, вмещающий месторождение титан-ванадиевых руд, расположен в центральной части Кольского п-ова и является крупнейшей на Балтийском щите интрузией габбро-лабрадоритов. Габбро-лабрадориты, локализованы главным образом в Верхне-Понойском блоке Кейвской структуры и вдоль ее северной границы с Мурманским блоком. К габбро-лабрадоритовой формации также относятся массивы: Магазин-Мусюр, Ачинский, Пачинский, Ельозерский, Щучьеозерский и горы Патчем-варек. Их возраст составляет 2668-2659 млн лет (Митрофанов и др., 1993; Пожиленко и др., 2002). Возраст циркона из неизмененных габброаноритов краевой части Цагинского

массива составляет 2668 ± 12 млн лет (Лиферович, Баянова, 1995). Архейские габбро-лабрадориты Кейвского террейна отличаются от аналогичных пород западной части Кольского п-ова устойчивой пространственной связью с монцонитами, щелочными гранитами и сиенитами, более железистым и щелочным составом мафической серии, глубоко проявленной дифференциацией, промышленными масштабами железо-титанового оруденения и более низкой степенью метаморфизма.

Цагинский массив протягивается в меридиональном направлении на 23 км при ширине в 9 км. Общая площадь Цагинского массива составляет 170 км^2 . На эрозионной поверхности Цагинский массив имеет форму овала и характеризуется асимметричным строением. Породы центральной части характеризуются пологим и горизонтальным залеганием. Угол падения габброидов в краевой части возрастает до $40\text{--}45^\circ$. Общая картина геологического строения массива осложнена блоковыми тектоническими нарушениями и имеет в целом мозаичный вид. Центральная часть сложена гиганто- и крупнозернистыми лейкогаббро и габбро-лабрадоритами. В разрезах по скважинам породы центрального комплекса находятся в полосчатом переслаивании с титаномагнетитовыми габбро, пироксенитами, оливинитами и сплошными титаномагнетитовыми рудами. В краевой части габбро и габбронориты перемежаются с троктолитами, плагиоклазитами, оливинитами, клинопироксенитами, в том числе оруденелыми. На поверхности переход от краевой части к центральной устанавливается по горизонту переслаивания лейкогаббро, габбро-лабрадоритов с мезократовыми габбро и габброноритами. Цагинский массив приурочен к глубинному разлому меридионального простираения в гнейсо-гранитах Центрально-Кольского блока. Судя по общему структурно-геологическому положению массива, гнейсо-граниты являются его основанием. Кровля интрузива представлена гнейсами Кейвской структуры, останцы которых в виде ксенолитов встречаются в породах массива и закартированы на контакте с массивом в его северо-восточной части (Юдин, 1980).

На северо-востоке с Цагинским массивом контактируют щелочные граниты Западно-Кейвского массива, представленного пластовой интрузией, подошвой которой являются породы архейского фундамента, а в кровле расположены породы кейвского сланцевого комплекса. Возраст щелочных гранитов укладывается в интервале 2751–2654 млн лет (Пожиленко и др., 2002). Щелочные граниты в виде жил различной мощности и протяженности секут породы габбро-лабрадоритового массива.

На контакте со щелочными гранитами породы краевой части Цагинского массива претерпевают активные метасоматические изменения с образованием ряда монцонитов и сиенитов. Главными минералами эндоконтактовых пород являются щелочные полевые шпаты, плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены. Второстепенными и аксессуарными минералами пород являются биотит, апатит, шпинель, кварц, ильменит, пирротин. В качестве вторичных минералов присутствуют обыкновенная роговая обманка, биотит, актинолит, тремолит, хлорит, гранат, кварц, эпидот.

Щелочной полевой шпат обычно представлен ортоклазом, микроклином, анортоклазом, пертитам. Калиевый полевой шпат количественно преобладает над плагиоклазом. Размер гипидиоморфных зерен варьирует от 0,2 до 1 см. В монцонитах и монцодиоритах отдельные порфировидные вкрапленники достигают размера в 2,5 см. Метасоматические процессы приводят к развитию альбита по плагиоклазу (рис. 1а). Калиевый полевой шпат и альбит могут присутствовать совместно или порознь (рис. 1г). Весьма обычны в сиенитах пертиты и микропертиты, а также альбитизированные ортоклаз и микроклин (рис. 1б).

Плагиоклаз представлен чаще таблитчато-призматическими кристаллами размером 1.0–0,5 см, редко изометричными и ксеноморфными зернами. Он идиоморфен по отношению к ромбическому и моноклинному пироксенам. Мелкие хорошо образованные таблицы плагиоклаза включены в эти минералы. Плагиоклаз содержит включения зерен титаномагнетита (размер до 0,5 мм). Плагиоклаз обнаруживает слабую нормальную зональность, состав его меняется от лабрадора (65–54% анортита) до лабрадор-андезина (45–40% анортита). В сиенитизированных среднезернистых габброидах эндоконтактовых зон массива количество анортита в плагиоклазе иногда уменьшается до 40%, иногда до 24%. При этом характерным является сосуществование в одном образце измененных габбро и лабрадоритов незональных зерен плагиоклаза с составом, разнящимся на 10–20 номеров. В линейных тектонических зонах кристаллы плагиоклаза претерпевают дробление и изменение состава при образовании вторичных минералов. При слабом динамометаморфизме пород проявляются деформация таблиц плагиоклаза и незначительный катаклаз. По образуемым трещинкам происходит смещение отдельных частей зерен относительно друг друга, а в пространстве между ними образование мелкообломочной полевошпатовой массы.

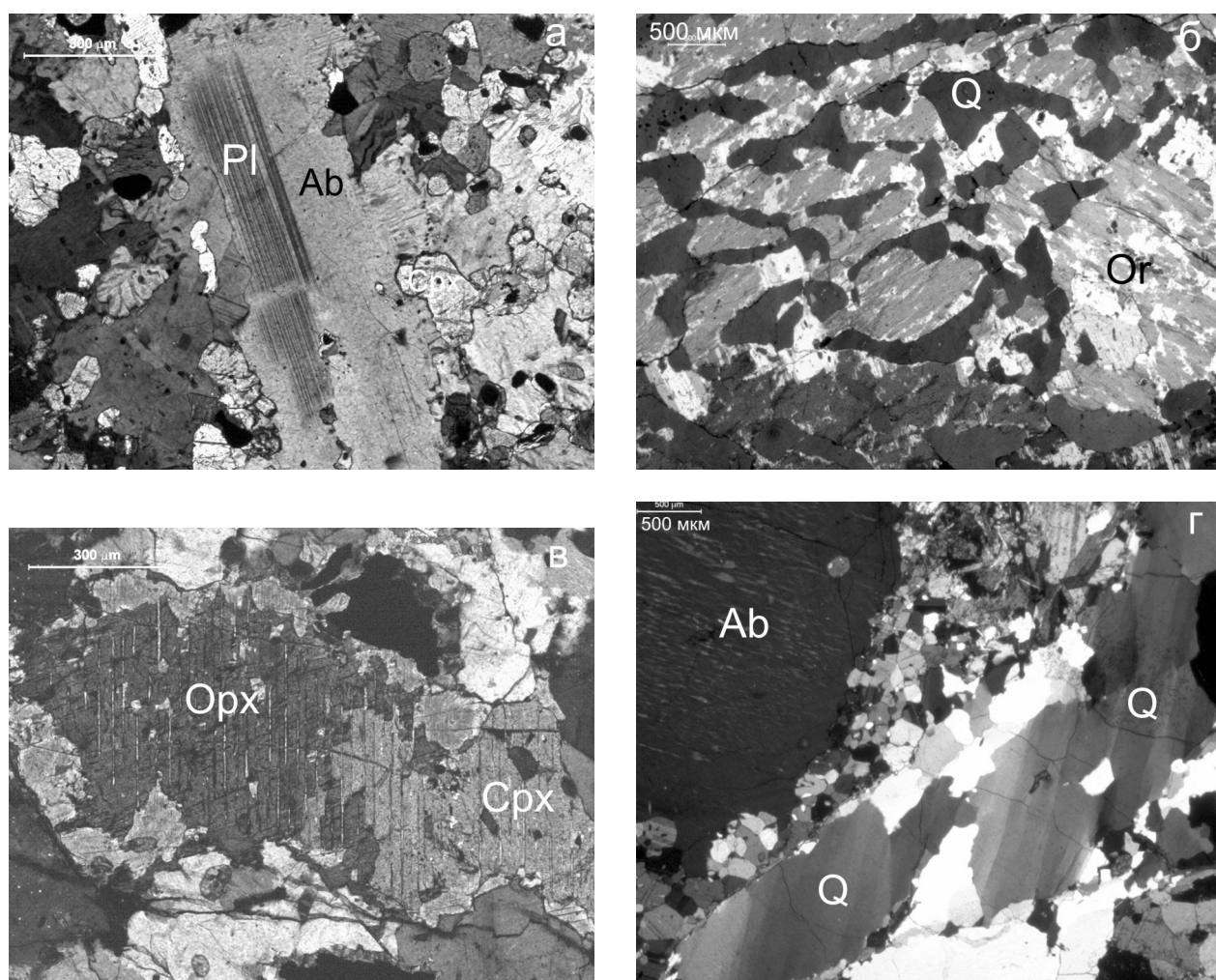


Рис. 1. Главные и вторичные минералы эндоконтактных пород Цагинского массива. Фото прозрачных шлифов: а – развитие альбита (Ab) по плагиоклазу (Pl); б – альбитизированный ортоклаз (Or) с вростками кварца (Q); в – замещение ортопироксена (Orx) клинопироксеном (Cpx); г – альбит (Ab), окруженный кварц-полевошпатовой массой; ксеноморфные зерна кварца (Q)

Ромбический пироксен представлен изометричными зернами, более ксеноморфными, чем плагиоклаз, но идиоморфными по отношению к моноклинному пироксену. Размер зерен изменяется от 0,5 до 1 мм в поперечнике. Минерал по составу отвечает гиперстену, в котором содержание ферросилита колеблется от 33 до 54%.

Моноклинный пироксен отвечает по составу авгиту. Размер ксеноморфных зерен минерала колеблется в районе 0,5 мм (рис. 1а). В минерале к трещинкам отдельности (100), реже (001) приурочены выделения тонких пластинок магнетита. На границе с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза и титаномагнетита развиты тонкие (0,2 мм) келифитовые каймы из актинолита и хлорита. Моноклинный пироксен также представлен как продукт распада твердого раствора двух пироксенов, для которого характерны пластинчатые и каплевидные выделения моноклинного пироксена в гиперстене (рис. 1в). Вростки моноклинного пироксена в пределах зерна гиперстена ориентированы в одном направлении и гаснут одновременно.

Обыкновенная роговая обманка является основным вторичным минералом пород, претерпевших автометаморфические изменения, дислокационный и региональный метаморфизм. Роговая обманка, замещающая моноклинный пироксен, наследует его ксеноморфные формы. При усилении метаморфизма вокруг крупных зерен роговой обманки, на границе с плагиоклазом, происходит рост мелких игольчатых ее кристаллов, которые как бы врастают в зерна плагиоклаза. Одновременно в

зернах плагиоклаза по спайности и двойниковым швам, а также среди гранулированной полевошпатовой массы образуются призмочки роговой обманки темно-зеленого цвета. Размеры последних достигают в длину 0,5 см. Более поздняя сиенитизация ранее метаморфизованных эндоконтактовых пород обуславливает рост зерен роговой обманки с образованием крупных кристаллов удлиненно-призматического габитуса, которые равномерно рассеяны в массе преобразованной породы. Кристаллы роговой обманки достигают в длину 2-3 и в поперечнике 1,0 см. Цвет роговой обманки в зернах темно-зеленый с характерным синеватым оттенком различной интенсивности. На составе роговых обманок главным образом сказывается первичный состав породы, степень метаморфизма и последующая перекристаллизация в связи с метасоматическими преобразованиями пород под влиянием щелочных гранитов. В метаморфизованных габброидных породах роговые обманки обладают повышенной железистостью.

Актинолит как реакционный минерал входит в состав келифитовых кайм на границе зерен плагиоклаза с авгитом и рудными минералами. Минерал представлен удлиненно-призматическими игольчатыми кристаллами зеленого или бледно-зеленого цвета, длина которых колеблется от долей миллиметра до 1,5-2,0 мм. *Тремолит* развивается по оливину, пироксену и плагиоклазу вместе с серпентином и хлоритом, образуя тонкопластинчатые спутано-волокнистые агрегаты бледно-зеленого цвета. Зерна тремолита по спайности насыщены мельчайшими пластинками магнетита и ильменита. Образование их связано с высвобождением железа и титана из первичных темноцветных минералов, ставших избыточными при развитии новых минеральных видов - хлорита и тремолита.

Биотит представлен в составе келифитовых кайм совместно с актинолитом, хлоритом и гранатом. Листочки биотита непосредственно нарастают на рудные минералы. Они имеют темно-коричневый цвет с плеохроизмом в коричневых тонах. В сиенитизированных породах интенсивное его развитие наблюдается в гранулированной полевошпатовой массе, иногда с образованием крупных линзовидно-удлиненных скоплений.

Кварц как первичный минерал представлен в виде ксеноморфных зерен с характерным волнистым погасанием (рис. 1г). Также кварц присутствует в виде угловатых вростков в калиевом полевошпате, которые гаснут в шлифе одновременно (рис. 1б). В сиенитизированных породах кварц образует симплектитовые срастания с плагиоклазом на границе с зернами амфибола.

Гранат в сиенитизированных породах встречается редко как реликтовый метаморфогенный минерал в ассоциации с амфиболом. Он представлен округлыми зернами до 2—3 мм в поперечнике. Во внутренних частях зерен граната встречаются включения кварца, магнетита и биотита.

Рудные минералы встречаются в незначительных количествах и представлены титаномагнетитом и пирротинном. Кроме этого, в условиях метаморфизма распад структуры твердого раствора пластинчатого ильменита и шпинели в титаномагнетите приводит к обособлению свободных зерен магнетита, ильменита и шпинели. Выделения шпинели как твердого раствора в титаномагнетите в поперечных срезах дают овальные, веретенообразные, квадратные и крестообразные формы. Размеры их меняются от 0,02 до 0,25 мм. Ксеноморфные зерна *ильменита* располагаются между зернами титаномагнетита с наибольшей концентрацией на границе с силикатными минералами. Размер зерен колеблется от 1 до 3 мм в поперечнике. В зернах ильменита часто присутствуют крупные пластинки магнетита и более мелкие выделения шпинели. *Пирротин* представлен изометричными зернами в агрегатных скоплениях. Размер зерен колеблется от 0,1 до 0,5 мм в поперечнике. В пирротине присутствуют мелкие включения пентландита и халькопирита.

Работа выполнена при финансовой поддержке научной школы (НШ-1413.2006.5) и Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403.

Литература

1. *Лиферович Р.П., Баянова Т.Б.* Цагинский массив: геохимические особенности, возрастные данные // Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Мат. 9-й молодежн. научн. конф. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. С. 20–25.
2. *Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашев Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И.* U- Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331. N 1. С. 95–98.

3. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.

4. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. М.: Наука, 1980. 168 с.

Закономерности размещения W-Mo оруденения на Урале, связанного с гранитами

Морозова А.В.

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург, e-mail: vav@pochta.ru

В пределах восточного склона Урала (Восточно-Уральское поднятие) и в Зауралье (Зауральское поднятие) распространены грейзеновые месторождения W-Mo рудной формации, связанные с гранитными массивами завершающими гранитоидный магматизм.

Месторождения и проявления вольфрам-молибденовой рудной формации генетически связаны с гранитами Малышевского массива (Южно-Шамейское молибденовое месторождение, Западно-Полуденское вольфрам-молибденовое, Северо-Шамейское молибденовое, Партизанское молибден-вольфрамовое проявления), Коклановского массива (Коклановское вольфрам-молибденовое рудопроявление).

Малышевский и Коклановский гранитные массивы являются самыми молодыми магматическими образованиями на данной территории, образованы в позднепермско-раннетриасовое время, пространственно и генетически связаны с крупными плутонами "водных" гранитов, надстраивающих андезитоидные тоналит-гранодиоритовые, гранодиоритовые и монцодиорит-гранитные серии.

Рудные поля вольфрам-молибденовой рудной формации приурочены к апикальным частям гипабиссальных лейкогранитных массивов гранит-лейкогранитной серии, образованных в позднеколлизийную геодинамическую обстановку, охватывая породы эндо- и экзоконтакта. Эти массивы представлены небольшими по размеру телами и часто в пространственном отношении располагаются вблизи крупных плутонов, образованных в более раннее время.

W-Mo оруденение тяготеет к апикальным частям Малышевского массива, охватывая породы эндо- и экзоконтакта. Для Малышевского массива характерен сложный рельеф его кровли, наличие неровностей в виде отдельных, не вскрытых эрозией гребневидных выступов, наблюдаемых в разрезе Южно-Шамейского месторождения. Известно, что выпуклые верхние части гранитных тел наиболее благоприятны для рудоотложения. Рудный штокверк Южно-Шамейского месторождения приурочен к слепому гранитному куполовидному гребню, осложняющему восточный контакт Малышевского массива. Дополнительные купола на кровле гранитных массивов являются критерием локализации молибденового оруденения в штокверках. На Южно-Шамейском месторождении гребень протянулся на 1 км и представляет собой продуктивную область штокверкового оруденения, которое за пределами данной структуры в сланцах и в эндоконтакте гранитов быстро затухает. Гребень сложен лейкократовыми гранитами, представляющими собой апикальную, обогащенную флюоритом часть Малышевского массива.

W-Mo оруденение располагается в восточном эндо-и экзоконтакте Коклановского массива, где рудная штокверковая система Коклановского рудопроявления распространяется в области его восточного контакта на 150-200 м в гранитах и на 100-200 м во вмещающих породах [3].

Структурно-вещественным рудоконтролирующим фактором вольфрам-молибденовой рудной формации являются апикальные части и дополнительные куполовидные гребни гипабиссальных интрузий лейкогранитного состава (Малышевского, Коклановского массивов).

Геофизическим критерием этих интрузивов являются отрицательные локальные гравитационные аномалии, слабоинтенсивные локальные отрицательные аномалии магнитного поля на фоне преимущественно повышенного магнитного поля.

Локализация рудных полей вольфрам-молибденовой рудной формации обусловлена геолого-структурной позицией самих интрузивов. Они контролируются мощными зонами глубинных тектонических нарушений. В региональном тектоническом плане месторождения и рудопроявления вольфрам-молибденовой рудной формации расположены в пределах зон разломов. В пределах зон