

Секция 2

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИСТОЧНИКОВ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.В. Кучеренко, профессор

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Проблема источников рудного вещества при образовании гидротермальных месторождений вообще и золотых, в частности, относится к числу ключевых, но чрезвычайно трудно решаемых проблем теории рудообразования. Достоверное знание происхождения массы металлов от первых тонн до миллионов тонн, сосредоточенных в локальных объемах гидротермальных месторождений, способствовало бы реконструкции физико-химических и термодинамических параметров рудообразующих систем не только в местах генерации флюидов, но и отложения рудно-минеральных комплексов, следовательно, – способствовало бы пониманию причин и условий образования месторождений. Прикладное значение проблемы определяется тем, что создание совокупности корректных прогнозно-поисковых критериев оруденения возможно лишь на основе понимания геолого-генетической сущности рудообразующих процессов, то есть выявления закономерностей размещения и образования месторождений.

Тот факт, что в течение всего XX столетия в данной области знаний достигнуты скромные результаты и сохраняются многовариантные решения с исключаящими одна другую альтернативами, обусловлен, как представляется, несколькими объективными и субъективными причинами.

Главная заключается в том, что области генерации флюидов и мобилизации металлов, возможно, не всегда совмещенные, с одной стороны, и области их концентрирования в земной коре, с другой, вместе с каналами их связи образующие системы рудообразования, эшелонированы по вертикали. По понятным причинам области генерации флюидов и пути перемещения металлов недоступны для изучения и останутся таковыми в ближней и дальней перспективе.

Другая причина сводится к тому, что в большинстве металлов, в том числе в золоте, пока не найдены прямые признаки диагностики их происхождения, подобные, например, индикаторным изотопным отношениям в углероде, сере, кислороде, водороде, стронции и некоторых других элементах.

Все это объясняет использование в поисках решения проблемы различных косвенных признаков, ориентированных на доказательство причинно-следственных связей оруденения с геологическими структурами, горными породами, геологическими явлениями и т. д. Поскольку эти связи не всегда доказуемы, постольку возникают широкие возможности для дискуссий, предположений, недостаточно обоснованных решений, и в этом заключается еще одна причина не преодоленных трудностей. Не всегда безупречны из-за неизбежных допусков результаты экспериментальных исследований и моделирования, а также методические приемы достижения результатов, что можно видеть и будет показано на примере геохимического направления исследований. Наконец, в последние годы возник сугубо субъективный фактор, обусловленный, вероятно, усталостью от бесконечной дискуссии, конца которой по-прежнему не видно. Речь идет о том, что некоторые спорные положения, которые надо доказывать, подаются как установленные факты, на которые опираются последующие рассуждения и выводы; результаты в этих случаях представляют всего лишь одну из точек зрения [9, 11, 12, 21, 23 и др.].

В докладе обсуждаются существующие представления о происхождении золота, сосредоточенного в рудах мезотермальных месторождений, и приведены эмпирические данные, совокупность которых приближает решение проблемы к одному безальтернативному варианту.

Создавая мезотермальные месторождения, природа не отличалась большим разнообразием и предоставила исследователям возможность выбора одного из двух или обоих вариантов решения проблемы. Не погружаясь вглубь веков, отметим, что систематический интерес к происхождению сосредоточенного в гидротермальных месторождениях рудного вещества обозначился во второй половине – конце XIX столетия, когда была предложена и пользовалась популярностью литораль-секреционная гипотеза, согласно которой источниками металлов служили вмещающие рудные тела породы. Обоснование гипотезы опиралось на факты зависимости минерально-химического состава руд от состава вмещающих пород. Когда в возрастающем числе обнаружались факты о том, что такая зависимость существует не всегда, убеждение сменилось сомнением; возникло и усиливалось предположение, согласно которому высокие концентрации металлов в обрамлении рудных тел есть следствие, а не причина и предпосылка рудообразования. В результате, в начале XX столетия литораль-секреционную гипотезу сменила другая – магматогенно-гидротермальная, предполагающая в качестве источников металлов магматические расплавы, и ставшая не менее популярной, чем ее предшественница. Однако в шестидесятых годах в добавление к последней вернулась старая литораль-секреционная гипотеза, названная несколько позже метаморфогенной, метаморфической. До сего времени эти две гипотезы конкурируют в разных вариантах.

Разработчики магматогенно-гидротермальной гипотезы, предполагающей генетическую связь золотых месторождений с гранитоидами, для доказательства рудопроизводящей способности кислых расплавов использовали факты: 1) обычной или нередкой близости геологического возраста месторождений и предшествующих им гранитоидов; 2) повышенной или пониженной против кларка золотоносности магматических пород, сопровождаемых месторождениями; 3) изотопных отношений некоторых участвующих в составе руд и изверженных пород химических элементов (S и др.); 4) петрохимической, геохимической и изотопно-геохимической специфики “золотоносных” и “незолотоносных” массивов гранитоидов; 5)

унаследованности минералого-химического состава руд от состава “материнских” гранитоидов в части породообразующих, аксессуарных, рудных ассоциаций; 6) пространственных соотношений руд и кислых изверженных пород и др. Выполненные сравнительно давно эксперименты (И.Д. Рябчиков и др., 1977) подтвердили способность кислых магм генерировать металлоносные растворы в объемах, обеспечивающих образование промышленных месторождений. В последние годы гипотезу поддерживают многие геологи [1, 5, 10, 28, 31 и др.].

Каждый из перечисленных критериев и некоторые другие “экзотические” критерии генетической связи рудообразования с гранитным магматизмом, равно как и их сочетания, не обеспечивают получение однозначных результатов, достаточных для решения проблемы. Например, известно, что золотые месторождения сопровождают гранитоиды как с повышенными, так и с пониженными содержаниями золота. Отвечающие мантийным меткам изотопные отношения серы в сульфидах руд не согласуются с выводом о генетической связи оруденения с гранитами, декларируемым в [5 и др.]. Если мантийная сера в составе мантийных флюидов прошла через гранитный расплав в коровом очаге и сохранила отвечающие метеоритному стандарту отношения изотопов, значит эти отношения ничего не доказывают и использовать их для суждения об источниках элемента бессмысленно. Представление о связи образования месторождений с рудными флюидными магмами, отщепляющимися от гранитных магм (А.А. Маракушев, 1984), сочетается с множеством фактов, квалифицирующих газово-жидкое заполнение первичных вакуолей кварцев и других минералов гидротермальных золотых руд как слабо или умеренно концентрированные растворы, а не рассолы. С представлением о рудообразующем флюиде как рассоле не согласуются, более того, – опровергают его многочисленные примеры выноса из боковых пород при околорудном метасоматизме кремнезема в количествах до 500 ... 600 кг из 1 куб. м. Растворение такой массы кремнезема насыщенным им рассолом (флюидной магмой) представляется нереальным.

Исследователю, озабоченному поиском истины, природа почти в каждом месторождении оставила указание на то, чтобы не слишком торопиться в принятии представления о рудопроизводящей функции гранитных расплавов в тех случаях, когда речь идет о золоте. Указанием служат дорудные дайки долеритов, которым нередко следуют золоторудные жилы. Долериты гидротермально изменены в зальбандах жил (березитизированы), но в мощных дайках сохраняются останцы слабо измененных пород, изучение которых подтверждает известный факт стабильности минералого-химического состава дайковых долеритов вообще и образованных в золоторудных полях, в частности. В тех многочисленных случаях, когда руды или минерализация рудного этапа залегают в гранитоидах близкого к ним возраста (месторождения Когадыр, Зун-Холба, Кедровское, Каралонское, Берикюльское и др.), можно убедиться в том, что внедрение базальтовых расплавов непосредственно предшествует рудообразованию, а в любом субстрате, кроме того, обычно сопровождает и завершает его [13, 14]. Ранние порции базальтовых расплавов перемещаются по глубинным разломам уже в массивах твердых пород – гранитоидов, не содержащих остаточных и при отсутствии промежуточных гранитоидных очагов, в противном случае они смешивались бы с кислыми расплавами в разных пропорциях и предрудные дайки, как и добазальтовые, имели бы пестрый состав, чего в золоторудных месторождениях не наблюдается. Это, в свою очередь, означает, что ранние порции металлоносных растворов поступают вслед за ранними базальтовыми расплавами в рудомещающие гранитоидные массивы, когда кислых расплавов уже не существует и последние, следовательно, не могут генерировать металлоносные растворы.

Эти факты заслуживают того, чтобы на них обратить внимание и попытаться объяснить их с позиции представлений о генерации металлоносных растворов в гранитных магмах. Не будучи опровергнутыми, эти простые эмпирические факты перечеркнули выводы о генетической связи золотых месторождений с гранитами, следующие из сложных построений и умозаключений на основе вполне достоверных данных.

Несовершенство доказательной базы в обосновании генетических связей месторождений с гранитами объясняет существование альтернативной гипотезы о генерации металлоносных флюидов в мантии, как впрочем, и наоборот, поскольку, будучи доказанной, последняя снизила бы актуальность попыток связать месторождения с гранитами. Немногочисленные сторонники этой гипотезы [11, 22, 24, 27, 29 и др.] оперируют в основном иногда наблюдаемыми ими фактами пространственно-временной близости руд к базальтам и изотопно-геохимическими данными, раскрывающими мантийные соотношения изотопов серы, углерода, свинца, стронция и других элементов, содержащихся в минералах руд и околорудных метасоматитов. При этом, обращая на себя внимание апелляция к вмещающим породам или промежуточным очагам гранитной магмы, которые также рассматриваются как источники золота, вероятно, исходя из убеждения в том, что мантийного золота недостаточно для образования месторождений [11, 22, 29 и др.].

Возрождение в шестидесятых годах в новом качестве и в усложненных вариантах литораль-секреционной гипотезы инициировано внедрением в практику геохимических исследований высокочувствительных методов анализа в породах содержания металлов – нейтронно-активационного, химико-спектрального, атомно-абсорбционного, а в дальнейшем и других. В вулканогенных породах (Ю.Г. Щербаков), в углеродистых терригенных сланцах осадочных бассейнов на примере Бодайбинского прогиба (В.А. Буряк и др.) и в аналогичных образованиях других золоторудных районов были определены повышенные и высокие содержания золота. Это послужило основанием для вывода об образовании золотых месторождений в районах сланцевого типа при региональном метаморфизме посредством мобилизации “излишков” (сверхкларковых масс) металла из пород и переотложения его в рудах. Этот вывод не распространялся на случаи залегания золотых месторождений в низко золотоносных кристаллических породах, магматогенно-гидротермальное происхождение оруденения в которых, как-будто, не вызывало и не вызывает сомнений. Таким образом, оформилось две совокупности золотых месторождений, которые обладают сходным рудно-минеральным составом, но различаются по источникам металла – экстрагированного из расплавов или мобилизованного из пород.

В раннем варианте гипотезы (В.А. Буряк) предполагалось обогащение золотом зеленых сланцев с последующим отложением его в рудах в результате перемещения металла из зон высокотемпературного в зоны

низкотемпературного (зеленосланцевого) метаморфизма в крупнообъемных региональных зональных ареалах. Это предположение поддерживается [26] и опровергается [17] сейчас. Популярно представление, согласно которому терригенные сланцы (как и основные вулканиты) обогащены золотом на этапе образования пород. Металл либо рассеян в породах, либо сосредоточен в стратифицированных залежах, горизонтах прожилково-вкрапленной гидротермально-осадочной, вулканогенно-осадочной минерализации. Большая роль отводится органическим (биогенным) веществам, способствующим извлечению золота из вод водоемов и обогащению осадков металлами.

За редкими исключениями (Н.С.Жатнуев и др., 1999), повышенное содержание золота рассматривалось и рассматривается как предпосылка, необходимое условие последующего гидротермального рудообразования. По некоторым версиям гипотезы, области мобилизации из пород металла и области его отложения сопряжены [6, 18 и др.]. Усложненный вариант гипотезы предполагает рудообразующий процесс полигенным и полихронным, особенно в приложении к крупным и суперкрупным месторождениям. Скажем, месторождение Сухой Лог формировалось, по мнению некоторых геологов, около 500 млн л в результате реализации нескольких процессов, сменявшихся во времени [12 и др.]. Всякий читатель может убедиться в том, что у версии полигенности и полихронности мало, если не сказать больше, аргументов, в связи с чем выводы приходится принимать на веру.

После сорокалетней дискуссии о происхождении золотых месторождений в толщах углеродистых сланцев уместно оценить состояние доказательной базы главного положения метаморфогенно-гидротермальной гипотезы – породного источника металла. Попутно отметим, что в подавляющем большинстве работ другие, кроме золота, металлы даже не упоминаются, хотя давно известно, что руды месторождений сланцевого типа сложены теми же минеральными ассоциациями и комплексами, что и руды магматогенно-гидротермальных месторождений, образованных в кристаллических породах.

Как отмечалось, содержание золота в углеродистых сланцах крупных осадочных бассейнов первоначально оценивалось на уровне десятых долей граммов – граммов в тонне породы [2, 7 и др.]. В восьмидесятых годах появились указания на то, что содержание золота в углеродистых сланцах золотоносных и не золотоносных районов низки и не превышают первых мг/т [3, 8 и др.]. Вероятно, для того, чтобы поддержать аргумент в конкурентноспособном состоянии, высказывалось предположение о том, что золото в субкларковых концентрациях в золоторудных районах – это так называемое “отработанное” золото, оставшееся в породах после мобилизации сверхкларковых его масс при региональном регрессивном метаморфизме и рудообразовании (В.А.Буряк). Идея не нашла поддержки, но обсуждалась другая – о недостаточности количеств золота, содержащихся в породах, для образования промышленных месторождений и о необходимости дополнительных источников. Эта идея жива и поныне – декларируются множественные источники металла при рудообразовании, включая мантию, промежуточные очаги кислой магмы и горные породы [11, 22, 29 и др.].

Однако представления о низких, субкларковых, содержаниях золота в сланцевых толщах опровергнуты в последние годы и сторонники метаморфогенно-гидротермальной гипотезы вновь оценивают эти содержания на уровнях до граммов в тонне породы [4, 6, 12, 30 и др.].

Таким образом, возникла ситуация неопределенности, – в одних и тех же породах одних и тех же осадочных бассейнов, например, Бодайбинского прогиба, содержания металла в работах разных лет одного автора (В.А.Буряк) и разных авторов изменяются от граммов до миллиграммов и далее опять до граммов в тонне породы. Этому явлению есть простое объяснение, которое детально обсуждалось в [15, 16].

Учитывая то, что метаморфогенно-гидротермальная гипотеза “держится” на представлении о высоких дорудных концентрациях золота во вмещающих породах, надо определить происхождение этих концентраций, с позиции интересов гипотезы доказать дорудный их статус. За сорок лет этого не сделано, – получен многовариантный результат. Причина в том, что все без исключения исследователи, прикоснувшиеся к этой проблеме, используют методы поисковой геохимии, которые имеют свои задачи, но не пригодны к выяснению геологической истории химических элементов в породах. Породы накапливают металлы во время образования, металлы приходят в движение или не мигрируют на последовательных этапах их преобразований, и все это требуется реконструировать, используя вещественные следы каждого геологического процесса – минеральные ассоциации и комплексы, которые при детальных исследованиях пород поддаются идентификации. Другими словами, геохимические исследования должны выполняться в комплексе с детальными петрологическими исследованиями. Результаты последних обеспечивают рациональную систему выборов для статистических расчетов параметров распределения металлов, составляющих основу для суждения о “поведении” металлов на каждом этапе преобразований пород, начиная с этапа формирования. На практике геохимические исследования в рудных полях и в осадочных толщах выполняются либо с частичным, обычно формальным учетом породного субстрата в окончательном его составе, либо даже без учета состава пород [19, 20, 25 и др.]. В результате имеем то, что имеем, – фактологическую базу, оцениваемую неоднозначно.

Метаморфогенно-гидротермальная гипотеза ущербна в некоторых других аспектах. Например, не замечается тот факт, что в рудах содержатся не только золото, но и десятки других элементов, источники которых, как правило, не обсуждаются. Если же они обсуждаются, то отнюдь не сторонниками гипотезы. Давно установлено, что рудообразующие процессы в ряде районов отделяются от последнего этапа регионального метаморфизма значительными промежутками времени, в Бодайбинском районе, скажем, до 250 млн л (Н.В.Вилор, Н.П.Лаверов). Не находит объяснения тот факт, что вмещают оруденение в сланцевых толщах зоны рассланцевания и дробления пород, то есть зоны высокой проницаемости, вблизи глубинных разломов, а многочисленные разломы в удалении от последних безрудны (Мурунтау, Сухой Лог, Наталка и др.). Остается без комментариев предположение о том, что метаморфогенные флюиды должны преобладающе двигаться по поровому пространству крупных объемов пород, что представляет необходимое условие эффективного извлечения из них металлов, а не в более проницаемом трещинном пространстве, где растворы, по всем признакам, встречают меньшее сопротивление своему движению. Многочисленны примеры обратного – растворы предпочитают легкопроницаемые трещинно-разломные структуры, которые контролируют размещение

месторождений, рудных тел, рудных столбов в полостях рудовмещающих разломов. В последнем случае возможности мобилизации значительных масс золота ограничены.

Как видно из приведенного обзора, требуются дальнейшие усилия для решения обсуждаемой проблемы. Вместе с тем, уже накоплена совокупность непротиворечивых и повторяющихся в рудных районах и месторождениях фактов, характеризующих вещество руд, околорудных метасоматитов и геохимических ореолов, соотношения их с геологическими структурами и горными породами – производными близких по возрасту к оруденению геологических процессов. Анализ и обобщение этих фактов обеспечивает реконструкцию рудообразующих процессов, согласно которой их геолого-генетическая сущность одна как при образовании месторождений в кристаллическом субстрате, так и в углеродистых терригенных сланцевых толщах [13, 14].

Руды состоят из 4-5 минеральных комплексов, образованных в рамках 4-5 стадий пульсационных рудообразующих процессов в температурном диапазоне 500...50°C. Различия в составе рудно-минеральных комплексов месторождений сводятся к деталям, – в основном к разным количественным соотношениям одних минералов (пирита, пирротина, арсенипирита и др.). Единообразно повторяющаяся особенность температурного режима процессов – возрастание температур образования ранних зарождений кварца каждого последующего минерального комплекса сравнительно с температурами образования поздних зарождений кварца каждого предшествующего комплекса. Эта особенность служит, наряду с другими, указанием на пульсационный режим функционирования, в том числе в сланцах, рудообразующих систем.

Во всех случаях крупнообъемные околорудные метасоматические ореолы сочетают в себе метасоматиты березитовой формации в тыловых зонах и пропилитовой формации – во фронтальных со всеми присущими им минерало-петрохимическими чертами. Замечательная черта ореолов – концентрация в тыловых зонах элементов фемофильной группы (Ti, P, Mg, Fe, Mn, Ca), содержания каждого из которых в березитах и березитоидах смежной зоны возрастают во много раз сравнительно с кларковыми значениями в соответствующих породах.

Околорудные (межрудные) геохимические ореолы занимают меньшие метасоматических ореолов объемы, вписываются в последние. Контрастные аномалии образуют золото, серебро, мышьяк, иногда ртуть. Распределение металлов в околорудном (межрудном) пространстве подчиняется метасоматической зональности. Содержания металлов от субкларковых значений в слабо измененных породах на периферии ореолов возрастают от одной минерало-петрохимической зоны к другой и достигают максимумов в тыловой зоне, – бо́льших в обрамлении рудных столбов, меньших – в обрамлении слабо оруденелых участков рудных тел. Увеличение содержания металлов сопровождается возрастанием неравномерности их распределения и золото-серебряного отношения, значения которого стремятся к свойственным рудным телам. По этим и другим признакам руды, околорудные метасоматические и геохимические ореолы представляют результаты одних процессов.

Углерод карбонатов руд и околорудных метасоматитов содержит легкий и тяжелый стабильные изотопы в количественных соотношениях, близких к метеоритному стандарту. Вариации изотопного состава серы сульфидов бо́льшие, что может быть объяснено влиянием серы вмещающих пород, особенно сланцев, однако и в сланцевых толщах увеличение доли изотопно тяжелой серы в общем ее балансе по мере приближения к рудоконтролирующим (раствороподводящим) глубинным разломам оценивается как признак увеличения содержания серы мантийного происхождения.

Руды, метасоматические и геохимические ореолы мезотермальных месторождений контролируются глубинными разломами и находятся в тесных пространственно-временных соотношениях с магматическими породами, образующими антидромные ряды, начиная с кислых через средние (диориты, умеренно щелочные диориты) и кончая умеренно-щелочными основными. Кислые производные слагают плутоны, массивы, очагово-купольные структуры в сопровождении даек или только малые интрузии, представляющие продукты дифференциации базальтовых расплавов или палингенеза субстрата земной коры под воздействием мантийных флюидов-теплоносителей. К числу продуктов магматической дифференциации относятся промежуточные умеренно щелочные средние породы, демонстрирующие эволюционные переходы от кислых к завершающим базитовым породам нескольких генераций. Рудообразование (внедрение ранних порций металлоносных растворов) всегда начинается после внедрения, иногда неоднакового, ранних порций умеренно-щелочных базальтовых расплавов и осуществляется в условиях чередования внедрения этих расплавов и металлоносных растворов. Дорудные долериты березитизированы, а внутрирудные генерации долеритов содержат в числе новообразований специфический биотит-амфиболовый парагенезис – индикаторные минералы, указывающие на флюидопроводящую в горячем состоянии функцию даек. С большей или меньшей полнотой эти магматические комплексы фиксируются во многих золоторудных полях.

Приведенные факты характеризуют образование мезотермальных золотых месторождений в результате функционирования мантийно-коровых флюидно-магматических систем в составе антидромных гранит-долеритовых флюидно-магматических комплексов в не специализированном на золото и сопровождающие его в рудах металлы субстрате с мантийными источниками рудного вещества и коровыми источниками слагающего жилы и участвующего в составе руд кремнезема, значительные массы которого мобилизуются из вмещающих пород, в том числе из углеродистых сланцев. Фрагменты этих процессов в коротких временных интервалах человеческой жизни изучаются в вулканических аппаратах с мантийным питанием в областях современной вулканической деятельности. В частности, наблюдаются пульсации расплавов и флюидов, определяются температуры и состав вулканических газов, устанавливается преобладание в них воды (до 93...95%) магматического происхождения, диагностируются многочисленные выделившиеся из вулканических газов минералы, аналогичные минералам мезотермальных руд, включая свободное золото.

До сего времени не найдено ни одного факта, который противоречил бы сформулированному выводу.

Вместе с тем, существует различие между месторождениями сланцевого типа и образованными в кристаллическом субстрате, которое заключается в том, что первые обладают обычно значительно большими

запасами металла при сравнительно низких его содержаниях, вторые – наоборот. При установленной геолого-генетической однородности тех и других месторождений это может быть обусловлено следующими причинами.

В сланцевых толщах распределение всей массы поступающих из очагов генерации металлоносных растворов по множеству швов и трещиноватых хорошо проницаемых пород обеспечивает участие их в полном объеме в рудообразовании. Все поступающее золото участвует в создании месторождений, однако при очевидных низких содержаниях его соединений в растворах возможности для концентрирования металла в образующихся рудах в крупных объемах рудовмещающей среды ограничены.

В слабо трещиноватом в общем случае кристаллическом субстрате, напротив, существуют ограниченные возможности аккумуляции всей массы металлоносных растворов, поступающих по глубинным разломам, – они рассредоточиваются лишь по малообъемным оперяющим структурам, минерализованным зонам, не способным в силу ограниченных объемов вместить всю массу растворов. Часть их, вероятно, значительная, перемещаясь далее вверх по раствороподводящим глубинным разломам, рассеивается вблизи поверхности или на поверхности, не задерживаясь на физико-химических барьерах, создаваемых метеорными водами. Вместе с растворами рассеивается и золото. Однако многократное подновление ранних минеральных комплексов в малообъемных жилах и минерализованных зонах и неоднократно повторяющееся поступление в них новых порций растворов с золотом обеспечивает концентрирование металла, особенно в наиболее проницаемых участках жил – рудных столбах.

Таким образом, обсуждаемое различие связывается не более чем с внутренним устройством среды рудообразования.

Во все возрастающем числе месторождений разного возраста при детальном целенаправленном исследовании обнаруживаются приведенные факты, которые не вписываются в гранитогенную и метаморфогенную гипотезы рудообразования, но подчеркивают обусловленность образования мезотермальных золотых месторождений в разнообразном, в том числе черносланцевом, субстрате активизацией мантии и генерацию металлоносных растворов в мантийных магматических очагах. В повторяемости наблюдаемых фактов заключается доказательство приведенных закономерностей, корректности и достоверности сформулированных выводов.

Литература

1. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау.–Новосибирск : Изд-во СО РАН , 1999. – 237 с.
2. Буряк В. А. Критерии поисков золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа // Советская геология. – 1975. – № 10. – С. 35–48.
3. Буряк В.А. Состояние и основные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Киев : Наукова думка, 1984. – С. 43–50.
4. Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. и др. О соотношении кварцево-жильной, золотой и вкрапленной золото-сульфидной минерализаций с платиноидами в черносланцевых толщах // Доклады РАН. – 2005. – Т. 400. – № 1. – С. 56–59.
5. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах северо-востока Азии. – Магадан : СВ КНИИ ДВО РАН , 2003. – 196 с.
6. Ганжа Г.Б., Ганжа Л.М. Золото-битумная минерализация в черносланцевой толще, Центральная Колыма // Руды и металлы. – 2004. – № 4. – С. 24–32.
7. Гапон А.Е., Гепеева М.М. Закономерности локализации золоторудных узлов в южной части Патомского нагорья // Доклады АН СССР. – 1969. – Т. 185. – № 2. – С. 408–411.
8. Горжевский Д.И., Зверева Е.А., Ганжа Г.Б. Углеродсодержащие терригенные формации с золото-сульфидным оруденением // Советская геология. – 1988. – № 9. – С. 113–121.
9. Григоров В.Т. Крупнейшие золоторудные месторождения Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау и их экономическая оценка с позиции стратиформного рудообразования. – М.: Научный мир, 2003. – 168с.
10. Зорина Л.Д., Спиридонов А.М., Семинский Ж.В. и др. Вещественная организация золоторудных магматогенно-гидротермальных систем Забайкалья // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков : Матер. Всеросс.научн. конф., посвящ. 10-летию РФФИ, г. Иркутск, 1–4 октября 2002г. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – С. 250–252.
11. Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. – 2004. – № 8 – 9. – С. 17–23.
12. Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Спиридонов А.М. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады РАН. – 2006. – Т. 407. – № 6. – С. 793–797.
13. Кучеренко И.В. Магматогенная концепция гидротермального рудообразования в черносланцевых толщах // Руды и металлы. – 1993. – № 3 – 6. – С. 17–24.
14. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2001. – Т. 304. – № 1. – С. 182–197.
15. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланс химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 2. – С. 23–30.
16. Кучеренко И.В. Петролого-геохимические свидетельства геолого-генетической однородности гидротермальных месторождений золота, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. – 2007. – Т. 311. – № 1. – С. 25–35.
17. Кучеренко И.В. Минералого-петрохимические и геохимические черты ультраметаморфического процесса очагово-купольного типа // Известия Томского политехнического университета. – 2007. – Т. 310. – № 2. – С. 6–12.
18. Лось В.Л., Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я. Геохимические системы рудных объектов : примеры, модель, генетические и поисковые аспекты // Геология и охрана недр.– 2003. – № 1. – С. 24–33.
19. Ляхович Т.Т. Зональность первичных ореолов золоторудных месторождений // Известия вузов. Геология и разведка. – 2004. – № 6. – С. 35–39.

20. Марданова Ж.П. Минералого-геохимические критерии прогноза и поисков золото-сульфидных руд на примере Гошинского месторождения, Азербайджан // Руды и металлы. – 2004. – № 6. – С.27–34.
21. Марченко Л.Г., Ярцева Л.А., Xueqiu Wang. Черносланцевые толщи как источник золота и платины // Геология и охрана недр. – 2005. – № 2. – С.40–44.
22. Митрофанов Г.Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы : Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. – М. : ИГЕМ, 2006. – 44с.
23. Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А. и др. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов суходожского типа // Отечественная геология. – 2005. – № 3. – С.17–24.
24. Остапенко Н.С. Основные факторы и механизмы эндогенной концентрации золота (на примере месторождений Приамурья) : Автореф. дисс... докт. геол.- мин. наук. – Благовещенск, 2007. – 46с.
25. Панфилов Р.В., Гетманский И.И. Разноранговые аномальные геохимические поля как отражение эволюции рудогенерирующей системы // Известия вузов. Геология и разведка. – 2004. – № 6. – С.79–83.
26. Парада С.Г. Условия формирования и золотоносность черносланцевых комплексов Амура-Охотской складчатой области : Автореф. дисс...докт. геол.-мин. наук. – Ростов-на-Дону : Ростовский гос. ун-т, 2004. – 48с.
27. Русинов В.Л., Русинова О.В., Борисовский С.Е. и др. Состав метасоматических минералов золоторудного месторождения Сухой Лог как критерий его генетической связи с базит-гипербазитовым магматизмом // Доклады РАН. – Т.405. – № 5. – С.661–665.
28. Спиридонов А.М., Козлов В.Д. Особенности распределения золота в гранитоидах оловянно-вольфрамового и золото-молибденового металлогенических поясов Забайкалья // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии : Тр. VI междунар. симп., г. Чита, 11–15 октября 2005г. – Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН , 2005. – С.32–35.
29. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений Забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. – 2006. – Т.47. – № 11. – С. 1158–1169.
30. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золото-кварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. – 2006. – № 5. – С.33–37.
31. Хомичев В.Л. Модель золотоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации // Петрология и рудообразование. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2005. – С.58–70.

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КАРБОНАТИТОВ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Н.А. Александрова

Научный руководитель профессор А.М. Сазонов

Институт цветных металлов и золота ФГОУ ВПО СФУ, г. Красноярск, Россия

На примере карбонатитов Гулинской интрузии Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы рассмотрены состав, рудоносность и происхождение карбонатитов.

Карбонатиты - это несилкатные породы, сложенные преимущественно карбонатами, главным образом кальцитом, доломитом и анкеритом, реже - сидеритом и базнезитом, отмечаются натриевые карбонаты. В числе силикатных минералов преобладают оливин (с 2-8 % фаялитовой составляющей), содержание которого может достигать 15 %, а также эгирин-авгит, диопсид, флогопит, амфибол, хлорит, реже микроклин и нефелин. Другие минералы карбонатитов представлены фторapatитом, магнетитом, пирротином, пиритом, баритом, стронцианитом, пироксеном, флюоритом, топазом, корундом, цирконом, рутилом, монацитом и рядом других минералов.

Комплексные массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов являются типично платформенными интрузиями и четко тяготеют к древним платформам, их краевым частям и особенно к щитам (Балтийскому, Алданскому, Канадскому, Бразильскому, Африканскому), ограничиваясь четырьмя типами структур: краевыми частями платформ, их пограничными швами, крупными региональными разломами, региональными подскладчатыми разломами геосинклиналей. Чаще всего карбонатиты слагают центральные штоки и неправильные дайки и ассоциируются с основными и ультраосновными щелочными породами, особенно ийолитами и щелочными пироксенитами.

Экспериментальные исследования последних лет и некоторые новые геологические данные выявили неожиданно большую роль CO_2 в генерировании недосыщенных SiO_2 магм в мантийных условиях. Плавление мантийного субстрата в условиях высокого парциального давления CO_2 может приводить к образованию щелочных ультраосновных магм, способных в процессе дифференциации дать всю гамму пород, наблюдаемых в комплексных карбонатитовых массивах – от ийолит-мельтейгитов до нефелиновых сиенитов и карбонатитов.

По способу формирования карбонатиты разделяются на магматические и метасоматические, последние образуют мощные метасоматические переработки вмещающих пород и жильных тел. Интенсивность метасоматических процессов, связанных с карбонатитообразованием, предопределяется: многофазностью массивообразующей интрузивной деятельности, петрохимической контрастностью последовательно формирующихся породных серий и повышенной обогащенностью дифференциатов летучими компонентами, содержанием воды во флюиде, температурой, глубиной, проницаемостью пород и т.д.

Маймеча-Котуйская провинция – это область развития щелочно-ультраосновного магматизма, в структурном плане отвечающая северо-западному крылу Анабарско-Оленекской антеклизы в зоне её сочленения с Тунгусской синеклизой и Енисей-Хатанским прогибом. Проявления пород щелочно-ультраосновного состава известны здесь как в эффузивной, так и в интрузивной формах. Интрузивные разности образуют более 20 самостоятельных массивов, некоторые из которых связаны с карбонатитами (Гулинский, Ессей, Крестовская интрузия). Интрузии являются многофазными телами центрального типа, имеющими общие структурные и петрологические признаки.

При макроскопическом изучении карбонатитов Гулинской интрузии отмечена разнообразная окраска: от серовато-белой до почти черной с различными по интенсивности зелеными оттенками. Текстура пород массивная, плотная. Минералы в породе распределены крайне неравномерно, по абсолютному размеру зерен структура карбонатитовых пород колеблется от средне- до крупнозернистой, также отмечаются порфириновые структуры, где в роли порфириновых выделений выступают такие минералы как флогопит, гранаты, магнетит.

Микроструктура пород определяется, главным образом, взаимоотношением зерен минералов. Карбонатитовые породы обладают гипидиоморфнозернистой структурой, где наивысшей степенью идиоморфизма обладают зерна минералов апатита, флогопита, диопсида, а самыми ксеноморфными являются карбонаты. Наблюдается микропайклитовая структура: крупные зерна диопсида или оливина содержат мелкие включения флогопита, которые при повороте столика микроскопа гаснут одновременно. Некоторые минералы в шлифах имеют зональное строение, это можно наблюдать на примере зерен флогопита и гранатов. Флогопит в центре имеет темно-зеленую либо коричнево-зеленую окраску, а по краям светло-желтый или светло-зеленый; зерна граната в центре темно-красно-коричневого цвета, а по краям зеленовато-желтые. В шлифах выявляются процессы микроскарнирования, например, крупные таблитчатые зерна мелилита замещаются минералами скарновой ассоциации – волластонитом, диопсидом, флогопитом.

Богатейшие месторождения благородных металлов и неметаллических полезных ископаемых связаны с интрузиями основного и щелочно-ультраосновного состава. В целом карбонатиты отличаются резко повышенным содержанием малых элементов (Ba, Sr, Nb), редкоземельных элементов и др. Это обуславливает появление многочисленных дополнительных минералов — фторапатита, фосфатов редких земель, барита, стронцианита, флюорита, перовскита и пироклора, в результате локальной концентрации – апатита, барита, пироклора или редкоземельных минералов.

Удивительной чертой структурно-тектонического размещения карбонатитовых рудных объектов является их цепочечное или кустовое распределение. Такие сближенные совокупности способствуют групповому или последовательному их промышленному освоению. Месторождения характеризуются крупными запасами минерального сырья, и разработка их возможна открытым карьерным способом с высокой производительностью горнорудных предприятий.

К ГЕОХИМИИ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Е.М. Асочакова

Научный руководитель доцент С.И. Коноваленко

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Бакчарское месторождение является одним из крупнейших месторождений железной руды в России и мире. Оно находится на территории Бакчарского района Томской области в междуречье рек Андорма и Икса и принадлежит к Западно-Сибирскому железорудному бассейну. Последний простирается с севера на юг прерывистой полосой более чем на полторы тысячи километров. Месторождение приурочено к верхнемеловым и палеогеновым отложениям, перекрытым довольно мощной толщей (160–200 м) неоген-четвертичного возраста. Оно открыто случайно при разведке на нефть в 1957 году и сразу же привлекло внимание научно-исследовательские организации. Было проведено изучение строения и условий накопления железных руд, а также рассмотрены возможности промышленного освоения. Железные руды находятся в нескольких горизонтах: нарымском, коллашевском, тымском и бакчарском. Мощность продуктивных горизонтов колеблется в пределах 2 – 40 м. Руды представлены плотными и сыпучими гидрогетитовыми разновидностями с содержанием железа 30 – 46 %. Они формировались в прибрежно-морских условиях: в лагунных вблизи речных дельт, в лиманах и в самих дельтах [1, 2].

Несмотря на значительное количество работ по геологии, литологии и генезису оолитовых руд, геохимические исследования в литературе освещены слабо. За период интенсивного изучения железорудных объектов Западной Сибири было опубликовано множество данных химического анализа оолитовых руд и пород. Для изучения геохимических особенностей оолитовых железных руд автором были использованы эти материалы.

На первом этапе для оксидов были оценены параметры распределения: среднее арифметическое, стандартное отклонение и др. (табл. 1).

Судя по химическим анализам, содержание Fe_2O_3 и FeO колеблется в значительных пределах 13,4 – 65,70 % и 2,44 – 37,5 % соответственно. Количество SiO_2 – 7,62–70,04 % также варьирует очень сильно и зависит от примеси кварца и других силикатных минералов. Присутствие TiO_2 (0,09 – 1,12 %) обычно связывают с обломочными минералами, но более высокие его концентрации характерны для тонкой фракции [2]. Содержание Al_2O_3 от 0,79 % до 13,76 % определяется глинистыми минералами и в меньшей степени составом оолитов. MgO (до 3,75 %), отчасти и MnO (до 0,70 %) могут входить в состав хлоритов. Марганец в осадочных рудах обычно связывают с железом, основная часть которого осаждается вместе с ним. Высокие содержания CaO (14,30 %) и частично MgO обусловлены наличием в рудах карбонатов – кальцита, доломита и др. Также в рудах отмечаются присутствие V до 0,56 %, H_2O до 7,03 %, P_2O_5 до 6,71 % и S до 1,68 %.

Данные химического анализов оолитовых железных руд были изучены с помощью кластерного анализа в программе STATISTICA. При кластерном анализе осуществляется непосредственная корреляция между изучаемыми химическими элементами, позволяющая устанавливать петрогенетический характер накопления.

Таблица 1

Основные статистические характеристики оолитовых железных руд

Оксиды	Кол-во анализов	Среднее	Стандарт
SiO ₂	121	23,85	12,73
TiO ₂	113	0,49	0,58
Al ₂ O ₃	117	6,20	2,22
Fe ₂ O ₃	121	40,96	19,05
FeO	94	12,43	9,46
MnO	68	0,30	0,15
MgO	121	1,15	0,51
CaO	117	2,16	2,66
V	29	0,12	0,14
Na ₂ O+K ₂ O	49	0,88	0,48
P ₂ O ₅	110	1,31	0,97
S	34	0,26	0,35
H ₂ O	42	3,57	1,78

Тип анализа иерархический, метод расчета расстояний – коэффициент корреляции Пирсона.

Использование данных кластерного анализа основных петрогенных оксидов (рис.) позволило выявить следующие закономерности:

Отчетливо обособились две главные группы компонентов: I: SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, V, Al₂O₃, Na₂O+K₂O; II: FeO, CaO, P₂O₅ и MgO. Первая группа определяет силикатную и окисленную часть оолитовых железных руд, а вторая – фосфатную.

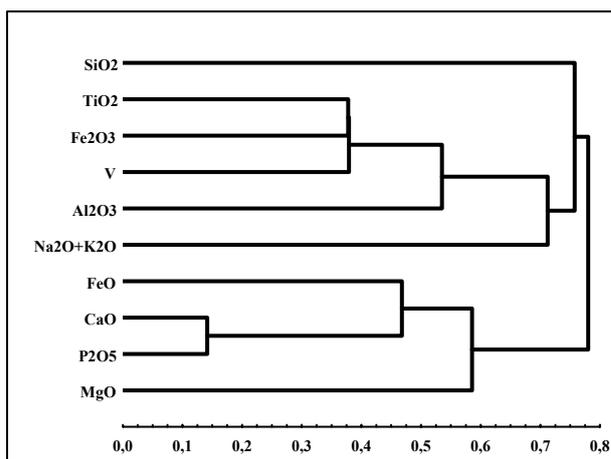


Рис. Дендрограмма кластерного анализа для основных петрогенных оксидов

1. Наиболее сильные связи в первой группе устанавливаются между Fe₂O₃, TiO₂ и V. Эта подгруппа характеризует рудный состав оолитов. Оставшиеся компоненты SiO₂, Al₂O₃ и Na₂O+K₂O указывают на терригенно-хемогенную и глинистую составляющую оолитовых руд.

2. Группа II объединяет аутигенные минеральные компоненты. Тесная связь CaO и P₂O₅ подчеркивает присутствие в рудах фосфатов группы апатита, а в комбинации с FeO и MgO – виванита, керченита, коллинсита.

3. Отрицательная корреляция между двумя группами указывает на их разную генетическую природу: одни образуются в ходе осадконакопления вместе с терригенными компонентами, а другие образовались во время диагенетического преобразования осадка.

Спектральный анализ оолитовых руд Бакчарского месторождения показал повышенные содержания Mn до 0,3 %, Ti до 0,1 %, Zr до 0,088 % (табл. 2).

Примечание: П.О. – предел обнаружения – минимальная концентрация, которую можно обнаружить данным методом; “–” – элемент не обнаружен; 5, 7 – фракция 0,25-0,5 гизингеритовые бобовины; 6 – кремнисто-бобовая компонента песчаников (без цемента); 8 – фракция <0,25 гизингеритовая с мелкими бобовинами; 9, 10 – глинистая фракция окисленной оолитовой руды; 11 – неокатанная тонкообломочная, кремнисто-гидрогеоматитовая руда, 12 – бобовая руда с сильноокисленным гизингерит-шамозитовым цементом (скв. 3, глуб. 187,7 м); 13 – глауконитовые рудные микроолиты, бобовины и обломки; 14 – песчаник олигомиктовый с оолитовой рудой (скв.18 а, глуб. 184 м); 15 – оолито-бобовая руда с крупными неокатанными обломками кварца. Спектральный анализ выполнен в лаборатории НИЛ ЭПМ ТГУ, аналитики Агапова Е.Д., Цымбалова Е.М.

Высокие содержания Mn в осадочных железных рудах согласно [3] обычно характеризуют либо окислительные мелководные обстановки, либо глубоководные, в которых марганец имеет конкреционную природу накопления. Поскольку в анализируемых пробах высокие концентрации элемента сочетаются с повышенными содержаниями Zr, Ti, Ba, по тем же данным [3] следует говорить о мелководных окислительных обстановках. Геохимической спецификой проанализированных руд является обогащенность их такими элементами группы железа как Ni и V, а также Zn, Sr, La. Указанные элементы–примеси не образуют собственных минеральных фаз и находятся, скорее всего, в адсорбированном состоянии. Содержание Co, Cr, Cd, Y, Sn меньше или на уровне кларков их в осадочных породах [3], а Yb, Bi, Tl, Be, Mo – очень низки и лежат за пределами порога обнаружения спектральным методом.

Таблица 2

Распределение микроэлементов (г/т) в оолитовых рудах и безрудных образования

элемент	V	Zn	Ni	Cr	Co	Ti	Mn	Cu	Ba	Zr	Ga	Y	Pb	Sr	La	Ag
П.О. № пр	5	30	3	10	10	3	3	3	200	30	3	5	3	100	30	0,1
5	150	150	90	26	14	1000	2570	28	-	370	5	28	9	160	120	0,7
6	230	140	22	28	11	800	790	12	223	106	8	16	8	-	70	0,1
7	60	80	25	10	10	390	3670	6	-	50	3	10	7	156	-	-
8	130	130	95	16	13	100	>3000	35	214	740	8	43	10	169	100	0,4
9	100	400	85	13	19	420	2000	70	205	357	8	26	17	215	80	0,5
10	20	130	23	10	11	250	1000	180	205	102	8	23	7	-	-	-
11	130	70	30	10	11	400	>3000	100	292	884	9	10	6	173	220	0,1
12	260	110	20	23	12	500	560	4	-	91	5	10	7	157	450	0,2
13	190	74	20	20	10	800	390	8	270	108	8	9	9	157	150	0,4
14	320	74	16	32	10	750	630	7	220	108	8	9	11	157	130	0,5
15	180	80	17	12	10	400	1230	4	-	87	5	7	7	169	600	0,4

Изучение распределения элементов–примесей в оолитовых рудах и сопутствующих им породах с одновременным рассмотрением поведения в них петрогенных оксидов способствует наиболее полному пониманию процессов осадочного минералообразования. Выводы об обстановках осадконакопления могут делаться только с учетом всей совокупности данных по распределению петрогенных и примесных элементов, поскольку многие из них могут накапливаться, как например Mn, в диаметрально противоположных обстановках, однако при корреляции их с другими элементами, возможно выбрать наиболее вероятную [3].

Проведенные автором геохимические исследования недостаточны для однозначной и полной интерпретации условий образования железных руд Бакcharского месторождения. Данная работа требует дальнейшего расширения и углубления.

Литература

1. Железорудная база России / Под ред. В. П. Орлова и др. – М.: "Геоинформмарк", 1998. – 842 с.
2. Николаева И.В. Бакcharское месторождение оолитовых железных руд. – Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1967. – 129 с.
3. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Под ред. Е.В. Складорова. - М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПЕСЧАНИКОВ

Я.Н. Блинова, Г.Г. Кравченко, Ю.М. Лопушняк

Научный руководитель научный сотрудник Е.А. Жуковская

ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК», г. Томск, Россия

На базе института «ТомскНИПИнефть» проводится комплексное исследование пород-коллекторов различными методами. В частности, для определения минерального состава пород используются традиционный ручной метод подсчета в шлифах, рентгенофазовый анализ и новый метод автоматизированного подсчета с помощью программного комплекса «Керн С7». Программный комплекс «Керн С7», разработанный компанией «SIAMS» (Екатеринбург), имеет в своем составе разнообразные инструменты для автоматического цифрового анализа изображений шлифов и изучения структурно-минералогических особенностей горных пород. Целью данной работы является сопоставление результатов измерений, полученных разными методами.

При исследовании осадочных пород петрографическим способом часто возникает проблема идентификации полевых шпатов, т.к. такая их характерная особенность как двойникование зачастую отсутствует, а для кварца характерно присутствие продуктов изменения или помутнение, особенно в мелкозернистых разностях. В связи с этим необходимо достоверно отличать полевой шпат от кварца. Для решения этой проблемы используется метод прокрашивания калиевых полевых шпатов, который позволяет отличать эти минералы и избежать возможных погрешностей при подсчете. В результате щелочные полевые шпаты окрашиваются в желтый цвет. Кварц сохраняется неокрашенным (бесцветным).

Кратко методика травления может быть представлена следующим образом. Шлиф располагается выше кислоты (шлиф крепится к крышке контейнера с плавиковой кислотой), так что он находится в парах кислоты, но не контактирует с самой кислотой. Качество травления калиевых полевых шпатов кислотой зависит от температуры. Использовалась влажная кислота над горячей ванной с водой. Температура при нагревании определялась опытным путем. Травильный раствор должен быть свежим и крепким (предпочтительно 52-55 % HF). Хорошие результаты не могут быть достигнуты с помощью кислоты, которая ослаблена испарением HF, или очень горячей, что отражается на качестве травления – поверхность зерен калиевых полевых шпатов трескается и покрывается при этом желтой пленкой только по трещинам. Этот фактор важен при дальнейшем определении содержания калиевых полевых шпатов с использованием выше означенного программного продукта. Далее

шлиф погружается в раствор нитрата кобальта, промывается в двух лабораторных стаканах с водопроводной водой. Стряхнув лишнюю воду со шлифа, он погружается в раствор $BaCl$ и после этого мгновенно промывается дистиллированной водой. При этом, окрашенные подобным образом шлифы остаются пригодными для изучения оптических свойств как полевых шпатов, так и других минералов. Далее шлиф погружается в раствор нитрата кобальта, промывается в двух лабораторных стаканах с водопроводной водой. Цветные вещества формируют только поверхностный слой на частицах минералов и не проникают в сами зерна. Они могут быть удалены абразией [1]. Впоследствии зерна калиевых полевых шпатов могут быть подсчитаны различными способами.

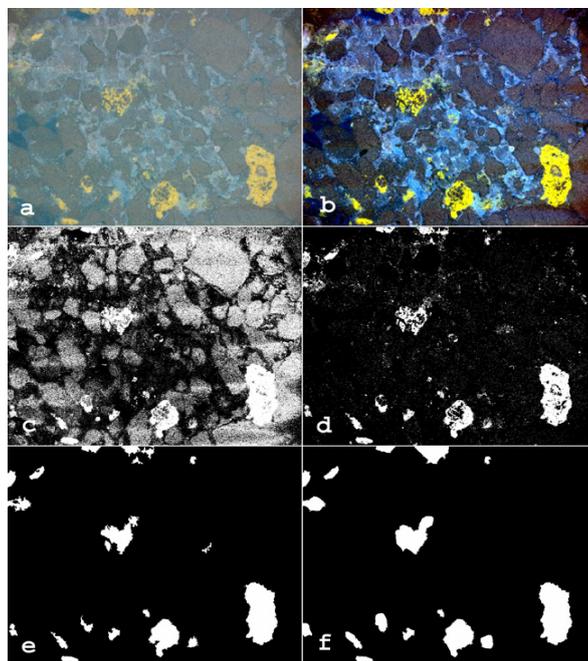


Рис. 1. Этапы обработки с помощью программы «Керн С7» снимка шлифа в отраженном свете. Пояснения в тексте

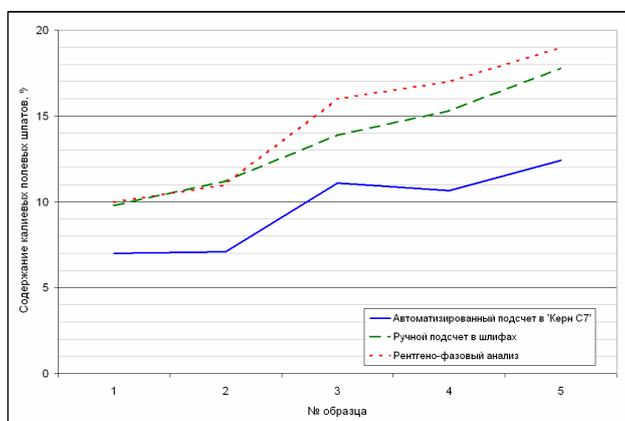


Рис. 2. Результаты измерений содержания калиевых полевых шпатов

В качестве объекта исследований были выбраны пять образцов терригенных пород одного из газовых месторождений Восточной Сибири. Породы представлены мезомиктовыми кварцевыми песчаниками, хорошо и средне сортированными. Обр. №1, 2 и 4 являются мелко-среднезернистыми песчаниками, обр. № 3 и 5 - крупнозернистыми. Цементация песчаников преимущественно контактовая, реже встречается поровый, иногда базальный кальцитовый и ангидритовый цементы. Исследуемые песчаники, предположительно, относятся к фации русловых песков меандрирующих рек и характеризуются однонаправленной косои слоистостью с толщиной слоев 2-4 мм.

Предварительно содержание калиевых полевых шпатов было подсчитано линейным методом в протравленных шлифах при длине дорожки 60-70 мм.

Для соблюдения целостности процесса апробации программного продукта «Керн С7» был проведен рентгенофазовый анализ тех же образцов с помощью многоцелевого автоматизированного рентгеновского дифрактометра GBC MMA 011 – прибора для измерения интенсивности и направления рентгеновского излучения, дифрагированного на кристаллическом объекте.

Принцип работы рентгеновского дифрактометра – дифракция рентгеновских лучей на кристаллической решётке исследуемого образца по закону Вульфа – Брэгга: $n\lambda=2d(\sin\Theta)$, где n — порядок отражения, т. е. положительное целое число; λ – длина волны рентгеновского луча; Θ – угол отражения; d – межплоскостное расстояние. Параметры исследования: мощность излучения – 1,2 кВт; угол $(2\Theta) - (3\div 65)^\circ$; анод – Cu.

Исследуемый образец представлял собой порошок, нанесенный на предметное стекло. Пробоподготовка порошковой пробы - стандартная.

Автоматизированный подсчет содержания калиевых полевых шпатов проводился с использованием программы «Керн С7». Изображения, используемые при анализе, в данном случае были получены посредством цифровой фотокамеры ProgRes C14 фирмы Jenoptik, соединенной с микроскопом высокого разрешения Olympus BX51. Съемка велась в отраженном свете при объективе 10^x с разрешением 1300×1030 пикселей. Для каждого шлифа делалось по 20 стыкующихся друг с другом снимков. Общая проанализированная площадь каждого шлифа составляла около 47 мм^2 . Использование отраженного света объясняется тем, что в нем протравленные калиевые полевые шпаты имеют наиболее хорошо различимую желтую окраску. Для подсчета содержания калиевых полевых шпатов было выбрано интегрированное в «Керн С7» специализированное решение «анализ микроструктуры пор», поскольку анализ прокрашенного порового пространства и протравленных полевых шпатов принципиально ничем не отличаются. В обоих случаях выделение границ зерен или пор основано на их резком отличии по цвету от остальной части породы. В результате для каждого шлифа кроме процентного содержания калиевых полевых шпатов рассчитываются средние размер зерна, объем и поверхность зерен, факторы формы и т.п., а также стандартные отклонения, доверительные интервалы и относительные точности для вышеупомянутых параметров. Подсчет содержания калиевых полевых шпатов с использованием программы «Керн С7» проводится в следующей последовательности. Сначала делались снимки исследуемого шлифа в отраженном свете (рис. 1, а), которые загружались в рабочую таблицу программы. После предобработки снимков (рис.1, б) выполнялось выделение желтой цветовой компоненты (рис. 1, с, d). Далее происходило выделение зерен (рис.1, е), в ходе которого вручную подбирались параметры, обеспечивающие удаление мелких зерен, являющихся с большой долей вероятности «мусором», и заполнение пустот внутри зерен, иногда возникающих при недостаточно интенсивном протравливании. На последнем этапе проводилась проверка полученных результатов и, при необходимости, их ручная корректировка (рис. 1).

Использованные методы дают результаты (рис. 2), характеризующиеся высокими (0,68-0,93) коэффициентами корреляции друг с другом. Наилучшая сходимость получена для рентгенофазового анализа и ручного подсчета в шлифах. Данные автоматизированного подсчета оказываются заниженными примерно в 1.5 раза. На данном уровне исследований видятся две возможные причины такого расхождения.

Во-первых, все исследованные песчаники обладают кривой слоистостью, что уже предопределяет неоднородности в распределении обломочных зерен, в т.ч., калиевых полевых шпатов. Кроме того, образцы №3 и 5, для которых отмечаются наибольшие расхождения результатов анализов, оказываются наиболее крупнозернистыми, что может еще больше усиливать их внутреннюю неоднородность. Здесь явное преимущество в точности будет у рентгено-фазового анализа, т.к. для его проведения используются наиболее крупные объемы породы по сравнению с объемом шлифа, а, следовательно, происходит наибольшее осреднение внутренних неоднородностей.

Во-вторых, следует отметить, что относительная точность полученных с помощью «Керн С7» значений оказалась невысока и находилась в пределах 17-42 %. Это может объясняться некоторыми неоднородностями в распределении калиевых полевых шпатов на снимках, сделанных при объективе 10^x . Теоретически более равномерные распределения могли бы быть получены при использовании снимков, сделанных при меньшем увеличении. Но в нашем случае получение качественных снимков с небольшим увеличением (и, соответственно, большой площади) оказывается невозможным из-за технических особенностей фотокамеры, дающей неприемлемо высокий перепад яркости между краями шлифа и его центром. Таким образом, наиболее подходящими для автоматизированного подсчета будут однородные песчаники, характеризующиеся максимумом во фракции 0,15-0,25 мм и обладающие хорошей сортированностью.

В ходе исследований установлено, что результаты подсчета содержания калиевых полевых шпатов рентгенофазовым анализом, ручным и автоматизированным способами в шлифах закономерно связаны друг с другом. Для количественной оценки сходимости результатов разных методов следует использовать большее число образцов, которое обеспечило бы необходимую достоверность получаемых статистических закономерностей.

Литература

1. Залищак Б.Л., Бурилина Л.В., Кипаренко Р.И. Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. – М.: Недра, 1981. – 152 с.

**МОРФОЛОГИЯ ЗОЛОТА И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ДОЛИНЫ Р. ИНДИАН (КАНАДА)****В.Н. Брюхов, А.Н. Меньшикова, И.В. Бадьянова****Научный руководитель профессор О.Б. Наумова
Пермский государственный университет, г. Пермь, Россия**

Сотрудниками Естественно-научного института при Пермском государственном университете летом 2006 года совместно с геологической службой Юкона (Канада) проводились работы на территории реки Индиан. Целью работ являлось изучение золотоносности разновозрастных отложений в долине реки Индиан (Dawson region). Нами изучен минеральный состав шлихов этих отложений и изучена морфология россыпного золота. Шлихи получены обогащением исходных отложений на винтовом шлюзе. В лабораторных условиях шлихи доводились до ультраконцентрата делением в бромформе. Минеральный состав и морфология золота исследованы под бинокуляром.

Геологическое строение территории распространения россыпей р. Индиан изучено канадскими геологами. В строении территории принимают участие палеозойские (девонские и пермские разнородные сланцы), мезозойские (меловые гравелиты и конгломераты), третичные и четвертичные рыхлые образования. В геоморфологическом отношении эта зона выделяется как Клондайкское плато, в тектоническом – как сильно дислоцированный комплекс метаморфизованных пород, представляющий собой террейн. С точки зрения геосинклинальной концепции это срединный массив палеозойских пород среди молодой альпийской складчатости.

Река Индиан, правый приток р. Юкон, протекает через плато Клондайк. Находится в семиаридной климатической зоне. Среди основных факторов, определивших историю развития золотоносности территории, обращают внимание на тектонический и ледниковый [1].

Современный рельеф представляет собой строго закономерно построенную систему, «разбитую» сеткой трещин, где отрицательные зоны представляют собой продукт физического выветривания и выноса материала по ослабленным зонам повышенной трещиноватости (разрывным нарушениям). В этой связи возрастает роль ледников и водных потоков, возникающих при их таянии, что приводило к выпахиванию рыхлых пород по разломам, способствовало выносу «мелкого» материала, формированию конусов выноса и разных террасовых уровней [2].

Исследования показали, что преобладающим минералом шлихов является гранат (30...60 %), много амфиболов (6...12 %), пироксенов (5...12 %), кианита (5...14 %), ильменита (3...12 %), магнетита (3...11 %), реже встречаются эпидот, ставролит, лимонит. Отмечены единичные знаки турмалина, циркона, рутила. Выявлены закономерности распределения минералов по размерным фракциям: в крупных классах (более 1 мм и 1,0...0,5 мм) преобладают зерна граната изометричной формы (до 60 %). В среднем размерном классе (0,5...0,25 мм) содержание рудных минералов, таких как магнетит, ильменит выравнивается с содержанием граната. Во фракции менее 0,25 мм преобладают рудные минералы. Десяти процентов достигает содержание амфиболов и пироксенов. Часто встречаются сростки кварц-ильменитовых и кварц-гематитовых агрегатов, что говорит о недалеком переносе минеральных частиц от размываемого источника. В минеральном составе ультраконцентратов резко преобладают гранат и ильменит, значительно возрастает содержание магнетита, чаще встречаются рутил, циркон.

Сопоставлен минеральный состав шлихов и ультраконцентратов современного аллювия р. Индиан, отложений террас, древних флювиальных отложений (White Channel Gravels) и ледниковых отложений приридовского возраста (Pre-Read). Установлено, что содержание граната вниз по течению реки возрастает (от 10 до 87 %), а ильменита наоборот уменьшается. Также увеличивается содержание граната и уменьшается содержание ильменита от древних отложений к молодым. В ледниковых отложениях приридовского возраста обнаружено аномально низкое для данной территории содержание граната (первые проценты) и высокое содержание магнетита (более 50 %).

Морфология золота довольно разнообразна. Встречается золото пластинчатое, таблитчатое, удлиненное, шарообразное, ветвистое, комковатое, дендритовидное, чешуйчатое, проволокообразное, неправильной и октаэдрической формы; кроме того, отмечены слипшиеся агрегаты и сростки с кварцем. Основная масса золота имеет пластинчатую и таблитчатую форму, но часто встречаются неправильные, чешуйчатые формы, комковатые агрегаты и сростки, что говорит о близком сносе от коренного источника.

Более детальные минералогические исследования этого геологического объекта в будущем, использование большего фактического материала помогут выявить источники питания золотоносного аллювия.

Литература

1. Duk-Rodkin A, Barendregt R.W., Froese D. G. Yukon and Mackenzie river systems: glacially diverted drainages resulting from the first Cordilleran glaciation and the last continental ice sheet // Placers and weathered rock deposits: facts, problems, decisions: XIII International symposium on geology of placers and weathered rock deposits. – Perm, 2005. – P. 36–37.
2. LeBarge. W. New Placer Exploration Targets on Tertiary Gravel Terraces, Yukon Territory, Canada // Placers and weathered rock deposits: facts, problems, decisions: XIII International symposium on geology of placers and weathered rock deposits. – Perm, 2005. – P. 70–71.

**ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ АЛЯСКИТ-ГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ
МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ (НА ПРИМЕРЕ ХАРХИРИНСКОГО И АЧИТНУРСКОГО
МАССИВОВ)**

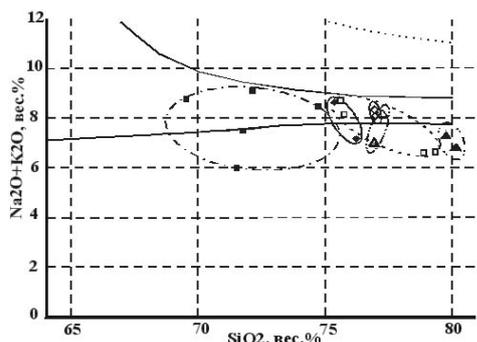
О.В. Бухарова

Научный руководитель доцент С.И. Коноваленко

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Не секрет, что при решении проблем рудообразования, связанного с кислым магматизмом, возникает много дискуссионных вопросов. В первую очередь это касается причин различия в металлогении пространственно смежных гранитоидов близких по петрохимическому составу, объединенных в одну формацию и комплекс. Автором работы были проанализированы два близких по составу и строению массива: Ачитнурский и Хархиринский, относящихся к аляскит-гранитовой формации. Исследуемые массивы расположены в пределах Хархиринской тектонической зоны Монгольского Алтая. Предполагают, что на глубине оба массива объединены в единый плутон [2]. Гранитоиды, слагающие массивы, прорывают разные по возрасту стратиграфические отложения. Вмещающими породами для гранитоидов Хархиринского массива являются сланцы венд-нижнего кембрия и вулканогенно-осадочные отложения Д₁₋₂, а для гранитоидов Ачитнурского массива - карбонатно-терригенные отложения О₃ [1,2]. В строении массивов принимают участие несколько комплексов, ведущая роль в которых отводится хархиринскому. В составе хархиринского комплекса выделяется две основные фазы и дополнительная дайковая, которая залегает преимущественно среди пород I фазы. Первая фаза хархиринского комплекса представлена розовато-серыми, розовато-белыми грубо-крупнозернистыми порфиридовидными двуполовошпатовыми гранитами и желтоватыми до кирпично-красных крупно-среднезернистыми двуполовошпатовыми лейкогранитами, переходящими в средне-мелкозернистые разновидности. Вторая фаза сложена равномернозернистыми, реже порфиридовидными, средне-мелкозернистыми розовато-серыми лейкократовыми гранитами. Границы между фазами четко картируются. Дайки представляют собой равномернозернистые, аплитовидные мелко-тонкозернистые и мелко-среднезернистые породы лейкократового облика. В пределах массивов фазы распространены неравномерно.

Анализ диаграммы кремнекислотность – щелочность показал, что породы массивов находятся в полях нормальных и умеренно-щелочных пород (рис. 1).



**Рис. 1. Положение составов
гранитоидов Хархиринского и
Ачитнурского массивов на TAS –
диаграмме.**

Условные обозначения. Залитые значки –
Хархиринский массив, белые –
Ачитнурский. Квадрат – I фаза, ромб – II

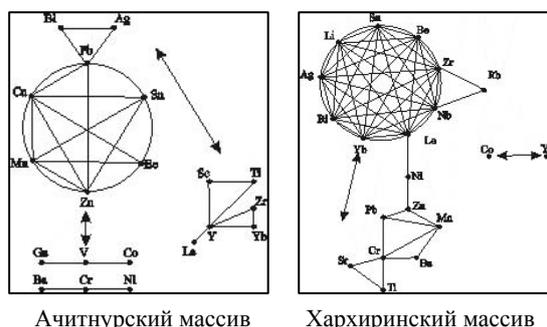
$NKCa=26$), что прерывает общую тенденцию изменения химизма пород в пределах массивов, как и в случае с кремнекислотностью.

Поскольку распределения редких и малых элементов в гранитоидах отражает общую картину магматизма, автором было уделено особое внимание геохимическим закономерностям, нашедшим отражение в составе пород хархиринского комплекса, однако, вначале следует отметить общие геохимические черты, проявившиеся в гранитоидах рассматриваемых массивов. Они сводятся к следующему. Элементы-примеси, входящие в состав изученных гранитов можно подразделить на три группы: дефицитные, кларковые и вышекларковые. В число первых входят Mn, Ti, Ba, Zr, V и Be, поскольку их концентрация ниже чем в среднем граните по Л.Н. Овчинникову (1991). К числу кларковых элементов относятся – Rb, Sr, Cu, Ga, Ge, Nb, Y. В вышекларковых содержаниях обнаружены – Bi, Pb, Ni, Cr, Co, Sn, Yb, Li. Дальнейший геохимический анализ позволил выявить индикаторные элементы несущие типоморфную нагрузку в породах массивов. Для Ачитнурского массива такими элементами являются Cu и Sr, а для Хархиринского – Sn, Li и Yb.

Изучение закономерностей распределения Rb и Sr, элементов с противоположными тенденциями поведения в гранитоидах, помогло оценить степень развития интрузивных систем. В породах Хархиринского массива в процессе кристаллизационной дифференциации происходит последовательное уменьшение содержания Sr (от 115 ± 35 г/т до $10-15$ г/т) на фоне незначительной концентрации Rb (от 145 ± 45 г/т до 235 ± 35 г/т). По уровням концентрации Sr породы хархиринского комплекса Ачитнурского массива практически не отличаются, их значения меняются от 40 г/т до 28 г/т. Поведение Rb в дифференциатах Ачитнурского массива

характеризуется как аномальное, поскольку увеличения концентрации элемента не наблюдается, скорее фиксируется его уменьшение (230 г/т, 160 г/т, 220 г/т).

Для определения геохимических особенностей исследуемых объектов, были составлены графы корреляционных связей, объединяющих парагенетические ассоциации химических элементов. Как видно из рис.2–4, корреляционные связи между редкими и рудными элементами в гранитах Ачитнурского и Хархиринского массивов заметно отличаются.



Ачитнурский массив

Хархиринский массив

Рис. 2. I фаза Хархиринского комплекса

Генетическая совокупность элементов в гранитоидах I фазы рассматриваемого комплекса представляет собой группу преимущественно литофильных элементов. При этом обращает на себя внимание тот факт, что Yb, Zr, Rb, Nb, элементы, используемые для реконструкции режимов гранитообразования, входят в генеральную группу в Хархиринском массиве, а в Ачитнурском эти тугоплавкие элементы образует собственную группу, которая выступает в качестве антипода генеральной ассоциации. Вторая фаза комплекса была проанализирована лишь для гранитоидов Хархиринского массива, поскольку была представлена более значимым количеством анализов (рис. 3). В результате было получено 3 группы элементов, объединяемых значимыми корреляционными связями.

Генеральная группа, объединяет лито- и сидерофильные элементы, указывая на слабую дифференцированность пород, что полностью подтвердилось при пересчете коэффициента дифференцированности гранитоидов.

Появление значительного количества парагенетических групп химических элементов, выделенных по результатам корреляционного анализа геохимических данных пород дайковой серии (рис. 4), указывает на геохимическую дифференцированность. Зачастую эти группы не имеют значимой отрицательной связи. Как видно из рис. 2 - 4, генеральные графы корреляционных связей редких и рудных элементов в породах Хархиринского массива во многом схожи, что может указывать на генетическую однородность.

Расчеты коэффициентов дифференциации пород массивов показали, что гранитоиды I фазы хархиринского комплекса Ачитнурского массива условно дифференцированы ($K_d = 0,9$), что фактически фиксируется наличием фациальных разновидностей гранитов в пределах фазы. Другие гранитоиды отличаются слабой дифференциацией ($K_d \ll 1$). Коэффициенты дифференциации дайковых пород в обоих исследуемых массивах > 1 . В соответствии с установленными петро- и геохимическими характеристиками гранитоиды основных фаз хархиринского комплекса попадают в группу промышленно рудоносных тел за исключением II фазы Ачитнурского массива, определенной как ограничено рудоносная. Дайковые породы по своим критериям попадают в область, так называемого, «неуверенного разделения».

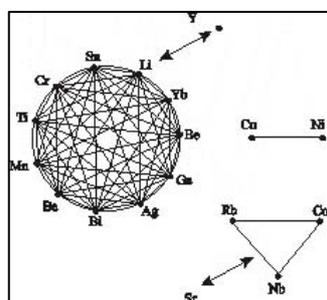
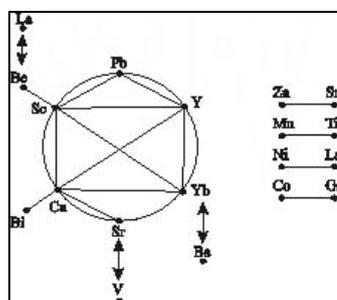
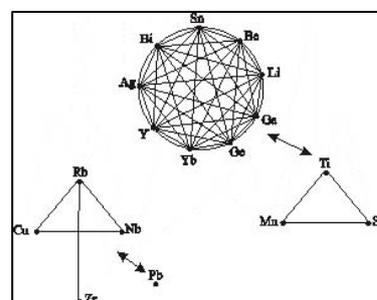


Рис. 3. II фаза Хархиринского комплекса в пределах Хархиринского массива



Ачитнурский массив



Хархиринский массив

Рис. 4. Дайковая дополнительная фаза Хархиринского комплекса

Гранитоиды массивов, судя по их геохимии, специализированы на Sn, Rb, Li, при этом ведущее положение занимает Хархиринский. Породы I фазы Хархиринского и II фазы Ачитнурского массивов фиксируют значимый дискриминант специализации на Nb. Кроме выше перечисленных рудных элементов, по имеющимся данным, возможна рудная специализация в породах I фазы Ачитнурского массива на Cs.

Таким образом, породы Ачитнурского и Хархиринского массивов, объединенные в один комплекс и формацию, существенно отличаются по геохимическим показателям. В меньшей степени, различия касаются петрохимических критериев. Вероятно, причина такой различной металлогенической специализации массивов напрямую связана с особенностями проявления гранитного магматизма в постколлизивной обстановке (вариациями состава переплавляемого субстрата, временем генерации расплавов и их внедрения).

Литература

1. Гаврилова С.П. Гранитоидные формации Западной Монголии // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. – М.: Наука, 1975. – С. 50–164.

2. Фоменко А.Е. Эволюция гранитоидного магматизма Хархиринского нагорья в Западной Монголии. Гомодромный ряд гранит-щелочногранитной формации // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1999. – №4. – С. 80–90.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНАЛЬНЫХ ГРАНАТОВ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И СКАРНОВ

А.Ф. Галлямова, А.Г. Николаев

Научный руководитель старший преподаватель Е.М. Нуриева

Казанский государственный университет им. В. И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Гранаты относятся к островным силикатам, для которых характерен обширный изо- и гетеровалентный изоморфизм между Fe^{3+} и Al^{3+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} , Fe^{2+} и Mn^{2+} , Mg^{2+} и Ca^{2+} , Al^{3+} и Cr^{3+} , и варианты сочетания $R^{2+} - R^{3+}$ -катионов, в зависимости от степени которого выделяют различные изоморфные ряды. Различные типы гранатов образуются только в определенных условиях, например, пиропы присутствуют только в кимберлитах и базальтах, альмандины – в метаморфических породах, гроссуляр и андрадит – в скарнах и других типах контактовых пород. В процессе образования гранаты могут изменять свои кристаллохимические свойства в зависимости от изменения минералообразующей среды. Изучая кристаллохимические свойства гранатов с помощью тонких физических методов, можно уверенно сказать, в каких физико-химических условиях происходило формирование и последующие вторичные изменения структуры. Составы природных гранатов варьируют в широких пределах, являясь промежуточными между составами чистых конечных членов. Однако химический состав любого граната можно условно выразить через содержание этих крайних членов или миналов, а также некоторых других, практически не встречаемых в чистом виде, например кноррингита $Mg_3Cr_2[SiO_4]_3$ или «гипотетических» миналов. Чаще всего природные гранаты имеют сложный химический состав, включающий несколько миналов. В этом случае кристаллическая разность получает название по миналу, содержание которого наибольшее. Гранаты, состав которых соответствует крайним членам изоморфных рядов или достаточно близок к ним, встречаются очень редко. Для непрерывной серии изоморфных смесей между пиропом, альмандином и спессартином употребляется термин «пиральспит», а для другой изоморфной серии (гроссуляр – андрадит – меланит – уваровит) – термин «уграндит». Существует также ряд более специальных названий гранатов различных промежуточных составов, которые употребляются значительно реже. Окраска природных гранатов изменяется в очень широких пределах, как по тональности, так и по густоте [1, 4]. По разнообразию цветов гранаты уступают, пожалуй, только корундам (рубинам и сапфирам) и значительно превосходят все другие самоцветы, тем самым, вызывая большой интерес к их изучению.

Целью данной работы было изучение кристаллохимических особенностей разновидностей граната из различных генетических типов пород с помощью метода абсорбционной оптической спектроскопии. В настоящее время этот метод является одним из эффективных методов исследования тонких структурных особенностей минералов, позволяющих установить природу оптических центров. Электронные оптические спектры поглощения содержат важную информацию о структуре минерала, являющуюся надежным генетическим критерием.

Образцы гранатов черного, темно-красного цветов из метаморфических пород размерностью зерен 2...5 мм были отобраны во время прохождения учебной практики в Ильменском заповеднике, образцы гранатов зеленоватых и желтовато-бурых цветов из скарновых месторождений Урала размерностью зерен от 1 до 3 мм взяты из учебной коллекции кафедры минералогии и петрографии КГУ. Препараты для съемки были приготовлены в виде тонких полированных шлифов толщиной 0,1...0,3 мм. Исследования были проведены в лаборатории оптической спектроскопии Казанского государственного университета. Съемка оптических спектров поглощения велась по профилю зерен в видимом и ближнеинфракрасном диапазоне волн (400 – 800 нм) при комнатной температуре с интервалом 2 нм на специализированной спектрофотометрической установке на базе микроскопа МИН-8.

По особенностям конфигурации спектров гранатов можно сказать, что в ультрафиолетовой части спектра имеется интенсивная полоса поглощения. Эта полоса связана с механизмом переноса заряда лиганд \rightarrow трехвалентное железо ($O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$), а длинноволновый край этой полосы протягивается в видимой части спектра. Трехвалентное железо в минерале занимает как октаэдрические, так и тетраэдрические позиции [5,6]. По данным оптических спектров было выявлено, что в инфракрасной области имеется широкая полоса поглощения, которая объясняется d-d переходом для ионов двухвалентного железа в кубической координации в районе 1280 нм. Коротковолновый край полосы поглощения протягивается в видимую часть спектра и позволяет судить об относительном содержании ионов двухвалентного железа. Оптические спектры гранатов темно-красного цвета из копи Казанских студентов Ильменского полигона содержат полосы поглощения, связанные с содержанием Fe^{3+}_{VI} и Fe^{2+}_{VIII} . Для оптических спектров гранатов зеленовато-бурого цвета из скарнов характерны интенсивные полосы поглощения в УФ- и ИК-областях, сходные с оптическими спектрами выше описанных гранатов. Отличие заключается в появлении нескольких слабых полос поглощения, которые объясняются спинразрешенным «переходом» в ионах Mn^{2+} в октаэдрическом окружении. Эти полосы поглощения находятся на 404, 420, 430, 472 нм соответственно. По описанным конфигурациям оптических спектров можно выделить марганецсодержащие гранаты и гранаты, не содержащие марганца. Оптические спектры гранатов черного цвета аналогичны спектрам темно-красных гранатов, но отличались только уширением полос поглощения, связанным с примесью титана.

Для выявления генетических особенностей гранатов были использованы значения D_λ - величины оптической плотности на определенных длинах волн. Были использованы следующие оптико-спектрометрические параметры: отношение D_{410}/D_{500} , характеризующее относительную концентрацию ионов Fe^{3+} , отношение D_{800}/D_{700} , характеризующее относительную концентрацию ионов Fe^{2+} , отношение D_{410}/D_{800}

($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) – индикатор окислительно-восстановительной обстановки минералообразования. Отношение D_{410}/D_{800} ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) также является индикатором цвета гранатов, так как любое изменение отношения вызывает изменение окна пропускания от красного до зеленого. Также были взяты крупные гранаты из скарнов, и была опробована съемка оптических спектров по профилю нескольких зерен. Профиль был проведен от края до края зерна для получения полного представления об общих изменениях оптико-спектроскопических параметров гранатов.

В оптических спектрах гранатов, взятых из скарнов, были обнаружены полосы поглощения марганца. Этот факт, вероятно, свидетельствует о том, что в процессе образования гранатов в скарнах марганец был активным элементом в породообразующем растворе и мог хорошо входить в структуру граната. При изучении зональности кристаллов, наблюдаемой визуально в приготовленных препаратах некоторых гранатов и выявленной в результате исследования оптических спектров, можно судить об изменениях, происходящих в минералообразующей среде с момента образования граната и в процессе его роста. Было обнаружено, что трехвалентное железо в центре наблюдаемого зерна имеет минимальную концентрацию, а к периферии его концентрация увеличивается. Аналогичная ситуация также наблюдается для двухвалентного железа. Для отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, являющегося индикатором окислительно-восстановительной обстановки минералообразования, распределение такое, что в центре зерна оно имеет более высокое значение, а к краям это значение понижается. Это может говорить о том, что образование гранатов происходило в окислительной обстановке, и в процессе роста граната обстановка с достаточно малой активностью кислорода сменялась восстановительной [2, 3]. Были построены графики зависимости содержания двухвалентного железа от индикатора окислительно-восстановительной обстановки для гранатов из различных генетических типов пород. Они показали определенную зависимость для каждого из них. График, построенный для гранатов, взятых из скарнов, отражает прямую зависимость: при повышении окислительного потенциала увеличивается количество двухвалентного железа. На графике, построенном для гранатов из метаморфических пород, наблюдается обратная зависимость и при повышении окислительного потенциала количество двухвалентного железа уменьшается. Это говорит о том, что формирование гранатов различных генетических типов происходило в различных условиях.

Полученные нами результаты исследований гранатов можно использовать в геологии, так как оптическая спектроскопия является чувствительным методом для понимания тонких кристаллохимических особенностей минерала. При дальнейшем изучении оптических спектров и более детальной их кристаллохимической интерпретации можно судить о генезисе и об особенностях формирования отдельных разновидностей граната.

Литература

1. Булах А. Г. Общая минералогия: Учебник. – 3-е изд. – СПб.: Изд-во С.–Петербургского университета, 2002. – 356 с.
2. Власов Д. К., Подлесский К. В. и др. Зональность гранатов в скарновых месторождениях // Записки Всесоюзного минералогического общества, 1984. – Ч. 113. – В. 5. – С. 560–577.
3. Кузьмин В. К. Зональность гранатов и амфиболов – критерий моно- или полихронного образования метаморфических пород // Записки Всесоюзного минералогического общества, 1984. – Ч. 113. – В. 5. – С. 578–585.
4. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2001. – 428 с.
5. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. – Киев: Наукова думка, 1976. – 264 с.
6. Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. – М.: Недра, 1984. – 195 с.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА ИЗ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

К.Б. Ерубаяев

Научный руководитель заведующий лабораторией А.Я. Пшеничкин
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В нефтесодержащих породах постоянно отмечается пирит, как в подстилающих залежь отложениях, так и в глинистых покрывках. Наибольшее его количество отмечается в зоне водно-нефтяного контакта, где нередко отмечается цементация пород пиритом. Пирит, по-видимому, является сквозным минералом, образующимся в течение всего времени формирования и разрушения нефтяной залежи, поэтому его можно рассматривать как минерал-индикатор условий и времени формирования месторождений углеводородов. В нефтесодержащих породах встречаются как первичные пириты, образующиеся на стадии диагенеза, так и вторичные, кристаллизующиеся в эпигенетических условиях.

Нами изучена кристалломорфология пирита 45 образцов, отобранных из керна скважин, пройденных при нефтепоисковых работах в пределах западной части Томской области, содержащих нефтяные залежи или нефтепроявления (табл.). Породы в разрезе скважин представлены переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками мезозойского возраста и содержат рассеянные фрагменты растений, белемнитов, радиолярий.

Изучение пиритов показало, что по своим морфологическим особенностям они подразделяются на диагенетические и эпигенетические.

Диagenетические пириты чаще всего образуют псевдоморфозы по белемнитам, радиоляриям или проявляются в виде небольших (2...5 мм) стяжений округлой изометрической формы (иногда радиально-лучистого строения). При этом, радиолярии замещаются пиритом полностью, а белемниты чаще замещаются пиритом только по периметру, а внутренняя часть белемнита заполнена, как правило, радиально шестоватым агрегатом кальцита, особенно это характерно для пирита из аргиллитов скважины Глуховской 2. Форма кристаллов диagenетических пиритов обычно кубическая или в комбинации куба со слабо развитой гранью октаэдра. По предварительным данным можно заключить, что диagenетические пириты встречаются или в подстилающих нефтегазовую залежь породах и «пустых» скважинах, или значительно выше покровышки углеводородной залежи. При формировании углеводородной залежи диagenетические пириты подвергаются, по-видимому, перекристаллизации, происходит укрупнение пиритовых стяжений и появление на их поверхности тесно сросшихся кристаллов чаще куб-октаэдрического габитуса (Трассовая 317, Хвойная 1).

Эпигенетические пириты встречаются или в виде сплошных мелкозернистых неразлично кристаллических масс, кристаллообразных стяжений размером до 1...3 см, или в виде тонких прожилков в ассоциации с карбонатами и кварцем. Кристаллы встречаются в виде кубов и октаэдров и комбинаций (100)+(111), (100)+(111)+(210), (210)+(111), (100)+(210). Хорошо образованные кристаллы редки; часто грани (100), (111) или (210) развиты неравномерно, что приводит к искажению облика кристаллов. В зависимости от присутствия граней в комбинациях и их развитости выделено 12 морфологических типов кристаллов (МТК). А в зависимости от преобладающего развития граней в комбинациях кристаллов выделены следующие габитусы: кубический, октаэдрический, куб-октаэдрический, пентагон-октаэдрический, пентагондodeкаэдрический и куб-пентагондodeкаэдрический (табл., рис).

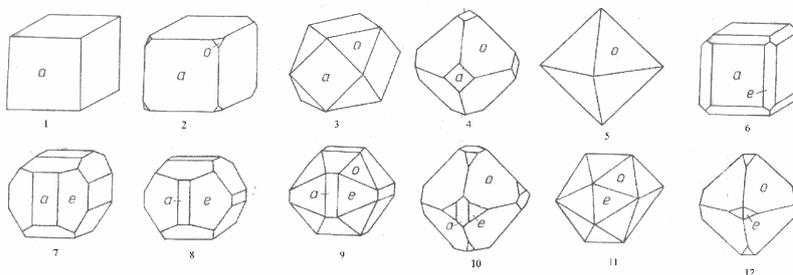


Рис. Кристаллы пирита: $a\{100\}$ -куб, $o\{111\}$ -октаэдр, $e\{210\}$ -пентагондodeкаэдр

В большинстве скважин пириты октаэдрического и куб-октаэдрического габитусов доминируют над кубическими пиритами. Пириты пентагон-октаэдрического габитуса встречаются в аргиллитах скважины Хвойная 1, а пириты пентагон-дodeкаэдрического и куб-пентагондodeкаэдрического габитусов отлагаются в породах скважин Полонская 2 и Северо-Останинская 7. Пириты преобладающего кубического габитуса отлагаются чаще всего в алевролитах (Герасимовская 5 и 9, Полонская 2), реже – в аргиллитах (Хвойная 1) (табл.).

Недостаток железа или избыток серы в системе приводят к образованию кристаллов пирита октаэдрического габитуса. В нефтесодержащих породах Томской области (аргиллитах и алевролитах, часто карбонатизированных), где происходило образование пирита, явно был недостаток железа, а избыточным источником серы могли быть сульфат-ионы пластовых вод или сера нефтей. Вероятно, это и привело к образованию кристаллов пирита октаэдрического и куб-октаэдрического габитусов.

ТИПОМОРФИЧЕСКИЕ И ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ДЕВОНА КАК ИНСТРУМЕНТ ОЦЕНКИ ТИТАН- ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ)

Г.С. Золотарева¹

Научные руководители профессор А.А. Кременецкий², профессор В.М. Ненахов¹

¹Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

²Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва, Россия

Территория ВКМ (Воронежская антиклизма) представляет значительный интерес для расширения минерально-сырьевой базы (МСБ) относительно Ti и Zr, так как в осадочном чехле известны ряд россыпных месторождений, относящихся пока к категории забалансовых. Zr и Ti относятся к стратегическим металлам, играющим важнейшую роль в металлургической промышленности и современных технологиях. Россия после развала СССР уже в настоящее время испытывает острый дефицит в указанных видах сырья. По разным оценкам потребление цирконового концентрата в России к 2015 г. составит от 40 до 100 тыс. т. в год. На территории России известны промышленные россыпи на Северном Кавказе, на юге Западной Сибири, а так же в центре Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Многие месторождения относятся к числу забалансовых из-за относительно низких технико-экономических показателей и недостаточной технологической изученности. В этой связи переоценка известных Ti-Zr россыпных месторождений является первоочередной задачей, влияющей на экономику страны.

Важнейшее значение при оценке резервного фонда месторождений центральной части ВЕП, согласно разработанной методике [4], принадлежит установлению баланса долей циркона в системе коренной источник –

россыпь. В указанной системе особая роль отводится промежуточным коллекторам – связующему звену между коренным источником и россыпью. Установлено, что формирование месторождений россыпного типа тесным образом связано с процессами корообразования. На территории ВКМ выделяется 18 эпох корообразования [6]. Промышленные россыпи связаны с формированием осадочного чехла в меловое и палеогеновое время. В домеловое время площадь выходов кристаллического основания в пределах Воронежской антиклизы составляла первые проценты, отсюда устоялось мнение, что источниками россыпей являлись кристаллические породы, находящиеся далеко за пределами территории ВКМ [1]. Такое мнение снижает перспективы расширения МСБ региона относительно Ti и Zr. В додевонское время значительные площади (~70%) кристаллического фундамента были выведены на поверхность и подвергались интенсивным корообразующим процессам [6], за счет чего в девоне могли сформироваться большие объемы Ti - Zr россыпей (промежуточных коллекторов). Наиболее продуктивными промежуточными коллекторами являются отложения ястребовского и петинского горизонтов верхнедевонского возраста, и рифейские отложения, развитые в окружающих ВКМ авлакогенах, сформированные в прибрежно-морских условиях. Наличие промежуточных коллекторов в совокупности с проявлением мощного корообразования позволяет предположить, что продуктивные толщи мела-палеогена формировались в значительной степени за счет «местных источников» территории ВКМ.

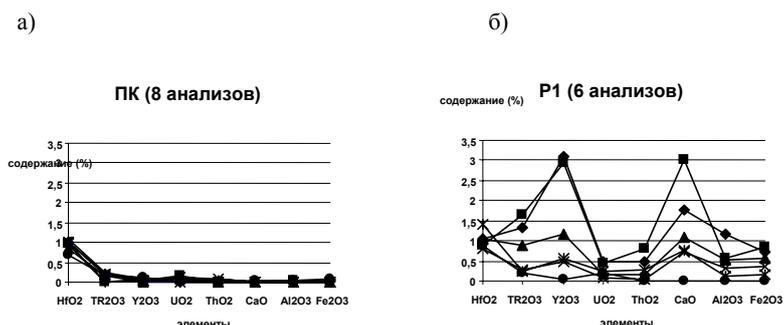


Рис. 1. Графики содержания элементов-примесей в цирконах по данным микрозондового анализа: а) цирконы из гранитоидов павловского комплекса, б) цирконы из коры выветривания по павловским гранитоидам

Для более строгого доказательства этого вывода был проведен сравнительный анализ типоморфизма и типохимизма цирконов из гранитоидов Павловского выступа. Статистически изучались (выборки по 100 зерен из каждой пробы) типоморфные особенности цирконов (зональность, габитус, цвет, блеск, трещиноватость и т.д.), затем доминирующие разновидности исследовались с помощью микрозонда (Camebax Microbeam, ИМГРЭ). Изучение цирконов на микрозонде показало, что в коре выветривания происходят значительные изменения химического состава цирконов (рис. 1.), выраженные, прежде всего, в циртолизации, при которой повышаются содержания REE, Th, U, Ca и снижается уровень Zr и SiO₂ [5]. Циртолиты обладают заметными визуальными отличиями и легко распознаются как в промежуточных коллекторах девона, мела, так и, в меньшей степени, в россыпях. Циртолиты менее устойчивы к механическому воздействию, чем нормальный циркон, и их наличие подтверждает идею местного источника сноса.

Часть зерен подверглась U-Pb датированию на спектрометре SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). Предварительные определения абсолютного возраста (рис. 2) показали, что цирконы из коры выветривания по гранитоидам имеют заниженный возраст (2067 ± 27 млн лет, пересечение дискордии с конкордией) по сравнению с цирконами из неизмененных гранитоидов (2086 ± 6 млн лет). Что касается возраста цирконов из ястребовского горизонта, то он по данным точечных определений характеризуется значительным разбросом от 1384 ± 31 до 2696 ± 40 млн лет, что отражает значительное влияние дополнительных источников сноса за счет разных СВК. Таким образом, полученные предварительные данные позволяют предполагать местные источники сноса, что делает прогноз и перспективы расширения МСБ более оптимистичными.

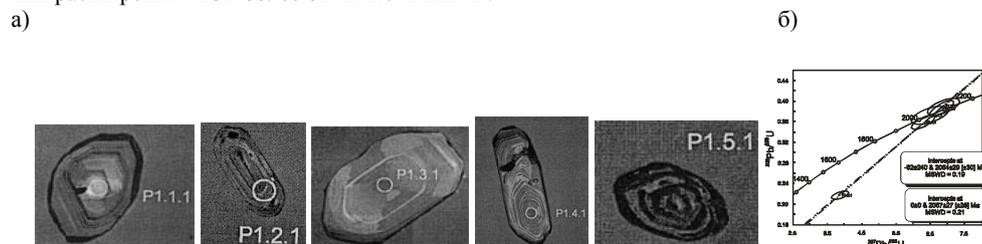


Рис. 2. Катодолуминесцентные изображения цирконов (точки SHRIMP-датирования цирконов коры выветривания) (а), график конкордии и дискордии (б)

Как уже отмечалось, в додевонское время около 70 % площади кристаллического основания (~36 тыс. км²) подвергались процессу корообразования и последующему размытию. Учитывая площадное распространение кристаллических пород фундамента, можно дать предварительную оценку вклада каждого из комплексов в

балансе Ti-Zr россыпей Воронежской антиклизы. По оценке Р.С. Красовицкой и В.И. Павловского [3], в додевонское время процессам корообразования и последующей денудации подвергся верхний слой консолидированной коры мощностью около 1,5 км. По данным В.В. Ильша [2], содержание циркона в наиболее распространенных разновидностях (амфибол-биотитовых гнейсах) раннеархейской обоянской серии составляет от 220 до 458 г/т (в среднем ~ 340 г/т). Подсчет площади выходов обоянской серии на поверхность показывает, что на ее долю приходится ~ 60 %. Следующей по распространенности является воронцовская серия раннего протерозоя, на долю которой приходится ~ 12 %, а средние содержания циркона оцениваются на уровне 100 г/т. Значительный вклад в баланс должны были внести гранитоиды, завершающие архейский цикл развития (атамановский, салтыковский комплексы) ~10 %, и раннепротерозойские гранитоиды усманского и павловского комплексов (~10 %), содержащие циркон в среднем на уровне 150 г/т. Элементарные расчеты, с учетом площадей распространения, оценочных параметров мощности разложенных пород и средних содержаний циркона в ведущих вещественных комплексах показывают, что за счет обоянской серии могло образоваться ~80 млн т рассыпного циркона, за счет воронцовской ~ 5 млн т, за счет гранитоидов архея ~ 15 млн т, за счет гранитоидов протерозоя ~15 млн т. Таким образом, суммарное количество циркона, выделившегося при разрушении раннедокембрийских пород, составляет более 100 млн т, что более чем на порядок превышает суммарные запасы известных россыпей.

Указанные цифры позволяют оптимистично подойти к переоценке известных россыпей и к возможности перевода части их из забалансовых в балансовые, для чего необходимо учесть влияние на перераспределение осадков сопряженных с ВКМ авлакогенов и более точно оценить роль рифейского этапа на процессы и масштабы корообразования.

Литература

1. Беляев В.И., Иванов Д.А. Продуктивные титан-циркониевые формации фанерозоя Воронежской антеклизы (факторы, прогноз) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2000. – № 3 (9). – С. 138–151.
2. Ильш В.В. Сравнительная характеристика комплексов акцессорных минералов разновозрастных литологических формаций докембрия КМА // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977. – С. 30–48.
3. Красовицкая Р.С., Павловский В.И. Тектоническое строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. – М., 1970. – Вып. 6. – С. 285–290.
4. Кременецкий А.А., Веремеева Л.И., Архипова Н.А., Громалова Н.А. Экономическая модель рационального недропользования на примере Ставропольского Ti-Zr рассыпного района // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 9–10. – С. 13–26.
5. Ненахов В.М., Золотарева Г.С. Изменение типоморфических и типохимических свойств цирконов акцессорных минеральных ассоциаций в ряду: коренной источник – кора выветривания – россыпь // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2006. – № 2 – С. 141–148.
6. Савко А.Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. – 120 с.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И МИНЕРАЛОГО – ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ УГЛЕВОДОРОДОВ ЭФФУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАМСКО – КИНЕЛЬСКОГО РИФТА (ВОЛГО – УРАЛЬСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

П.В. Изотов

Научный руководитель доцент Л.М. Ситдикова

Казанский государственный университет им. В. И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

В настоящее время все большее внимание исследователей привлекают месторождения углеводородов, локализованные в нетрадиционных геологических условиях и, в частности, в толщах магматических образований. Широкую известность имеют месторождения в районе Зондского шельфа, локализованные в гранитах [1], известны месторождения углеводородов в эффузивных толщах. По данным Н.С. Бескровного [2], суммарные извлекаемые запасы таких месторождений составляют более 8,5 млрд. т. нефти и 4,7 трлн. м³ газа без учета запасов России. Имеется более 60 нефтегазоносных бассейнов мира, которые содержат залежи нефти и газа в вулканогенных комплексах, – в Австралии, Австралазии, Северной и Южной Америке. В России известны месторождения такого типа в районах Восточной Сибири, Западной Сибири, Тимано – Печорской провинции [3]. В настоящее время получены результаты, позволяющие отнести к перспективной нахождение углеводородов в эффузивных толщах и Волго – Уральскую провинцию. В пределах этой провинции эффузивные породы широко развиты по данным глубокого бурения в пределах окраинных зон Татарского свода, к которому приурочено одно из крупнейших в мире Ромашкинское месторождение нефти. Эффузивный магматизм этого региона связан с известными палеорифтовыми зонами рифейского и среднепалеозойского возрастов – Камско-Бельский авлакоген, Камско-Кинельская впадина, которые окаймляют структуру Татарского свода. Эффузивные породы этого региона были вскрыты еще в 50 – х годах, но описывались они как дайки, не имеющие прямого отношения к нефтеносности. В последнее время [4] эта точка зрения была пересмотрена на основе анализа сейсмического профилирования и детальных петрографических исследований. Было установлено, что эффузивные комплексы этих регионов представляют покровные тела, согласные с осадочным комплексом, и могут быть отнесены к трапповой формации. Проведенные исследования пород из этих образований позволяют сделать вывод о сложной природе становления этих тел, сопровождавшегося магматической дифференциацией, в результате которой магматические тела приобрели стратифицированный характер, причём

каждый из горизонтов несет породы с определенными физико – механическими свойствами, определяющими специфику трещиноватости.

В качестве примера такого магматического тела рассмотрим разрез, вскрытый скважиной 279 (Первомайской), пробуренной в пределах Камской зоны Камско – Кинельской впадины, разделяющей в этом регионе Северный и Южный куполы Татарского свода. Вскрытое скважиной тело магматических пород в интервале 1700,0 – 2160,0 м в объеме 460 м залегает в основании живетского комплекса отложений и представлено габбро – диабазами и диабазами различной степени изменений и наложенной трещиноватости.

По результатам петрографических исследований автора в пределах вскрытого тела выделяются пять горизонтов пород, представленных пироксен – роговообманковыми габбро – диабазами, диабазами, кварц – содержащими диабазами. При этом габбро – диабазы слагают верхний и нижний горизонты тела, являются массивными, относительно слабо трещиноватыми породами. Кварцевые диабазы слагают центральную часть магматического тела, характеризуются повышенной гидротермальной проработкой и соответственно повышенной трещиноватостью. Именно эти горизонты по результатам скважинных испытаний (КИИ – 146) дали притоки водо – нефтяного флюида.

На основании кернового материала автором был изучен характер трещиноватости этих пород, так как в условиях плотных магматических тел пустотное пространство, определяющее фильтрационно-емкостные свойства пород, является трещинным. Проведенные исследования позволили выделить следующие типы трещиноватости и их распределение в разрезе тела.

1. Вертикальные трещины с раскрытостью до 1,5 – 2,0 мм, которые рассматриваются как трещины разрыва, связанные с процессами латерального растяжения. Трещины такого типа заполнены глинистым веществом, участками с пятнами кальцита.

2. Наклонные трещины с углами падения 15 – 20° и 35 – 50° к оси керна. Структура поверхности таких трещин позволяет классифицировать их как трещины скольжения. Эти трещины характеризуются наличием зеркал скольжения и малой раскрытостью (доли мм). Поверхность таких трещин ровная с характерной штриховкой, декорирована хлоритовой пленкой.

3. Субгоризонтальные трещины или трещины декомпрессии – они относительно редки, часто секут первые два типа трещин, но характеризуются высокой раскрытостью до 3–4 мм.

4. Комбинированные системы трещиноватости характерны для третьего и четвертого горизонтов, представленных кварцевыми диабазами. Комбинированные системы представлены трещинами перечисленных типов, но в пределах одного куска керна. Наличие сближенных систем трещин приводит к дроблению и брекчированию породы и, соответственно, к появлению зон разуплотнения в таких участках магматического тела. Именно эти зоны разуплотнения и представляют собой зоны повышенных значений фильтрационно – емкостных свойств и могут рассматриваться как потенциальный коллектор углеводородных флюидов. Изучая особенности распределения различных типов трещин в разрезе магматического тела с измерением углов их падения и структуры поверхности трещин, можно восстановить тип и ориентировку эллипсоида деформаций в отдельных частях магматического тела, что в свою очередь позволяет прогнозировать развитие трещиноватости в латеральном и вертикальном направлениях.

Важнейшим элементом трещинного каркаса магматических пород, вскрытых скважиной 279, является глинистое вещество или глинистая составляющая. Глинистая составляющая в этих породах появляется как продукт изменения магматической матрицы пород под воздействием мигрирующих по трещинам гидротермальных вод. Как показали проведенные исследования глинистого вещества различных типов трещин с применением рентгеновской дифрактометрии, это вещество отличается спецификой для различных типов трещин. Это объясняется фактором зависимости структурных типов глинистых минералов не только от химического состава субстрата, температуры флюидов, мигрирующих по трещинам, но и от давления в этих трещинных зонах.

Так, трещинные зоны вертикального типа – трещины растяжения – заполнены железо-магнезиальным хлоритом и тонкодисперсным кальцитом. Своеобразным типом глинистого вещества характеризуются трещины скольжения наклонного типа, которые выполнены упорядоченным смешаннослойным минералом хлорит – монтмориллонит с закономерным чередованием хлоритовых и монтмориллонитовых слоев, что соответствует корренситу. Учитывая особенности локализации корренсита в трещинах скольжения, формирующихся в условиях повышенного давления – деформации сжатия, можно считать, что он является стресс – минералом или индикатором давления (по А. Харкеру). Наиболее сложный комплекс глинистых минералов характеризует сильно дислоцированные и брекчированные горизонты конго – диабазов, в которых трещинное вещество представлено ассоциацией хлорита, гидрохлорита и частично корренсита, что фиксируется по полимодальным рефлексам первого, второго порядка на дифрактограммах.

Вторым важнейшим элементом трещинных зон являются их рассеянная рудная минерализация. В верхних и нижних горизонтах магматического тела она представлена окисным типом – чешуйки гематита и тонкая сыпь магнетита в глинистой массе. В средней части магматического тела рудная минерализация представлена сульфидной вкрапленностью в глинистой массе, выполняющей трещины, – отдельными кристалликами и линзовидными скоплениями пирита, реже пирротина. Это свидетельствует об окислительно-восстановительном режиме флюидов, мигрирующих по трещинному каркасу. В частности, в зонах интенсивной деструкции преобладает сульфидная вкрапленность, что свидетельствует о существовании в этих зонах резко восстановительных условий, благоприятных для устойчивости углеводородных систем.

Проведенный комплексный структурно-петрографический и минералогический анализ магматических пород Камско-Кинельского рифта позволяет сделать вывод о том, что эти породы могут являться прекрасными коллекторами углеводородных систем, так как их отдельные горизонты обладают высокими фильтрационно-емкостными свойствами и локализованы в толще пород с низкой проницаемостью – флюидоупоров. Породы

такого типа вполне сопоставимы с комплексами магматических пород других нефтегазоносных провинций, перспективность которых на углеводородное сырье установлена практически.

Литература

1. Арешев Е.Г. Нефтегазоносные бассейны Тихоокеанского подвижного пояса. – М.: Аванти, 2004. – 288 с.
2. Бескровный Н.С. Рациональные пути освоения традиционных и нетрадиционных ресурсов углеводородного сырья. – СПб., 1993 – 244 с.
3. Дмитриевский Д.Н. Вулканогенные природные резервуары Якутии. – М.: ПК ГЕОС, 2002.
4. Ситдикова Л.М., Изотов В.Г. Геодинамические условия формирования деструкционных резервуаров углеводородов глубоких горизонтов земной коры // Георесурсы. – М., 2003. – № 4. – С. 17–22.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ АЛЬМАНДИНА Г. КРУГЛАЯ, ЗАПАДНЫЕ КЕЙВЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

М.С. Макаров, Д.Г. Степенчиков

Научный руководитель профессор Ю.Л. Войтеховский

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Россия

Месторождения абразивного граната были открыты в Западных Кейвах в 20-х – 30-х годах прошлого века. Геологическое строение района характеризуется широким развитием щелочных гранитов, внедрившихся в биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы лебяжинской свиты и залегающие на них кристаллические сланцы свиты Кейв. Горные породы согласно смяты в линейные складки меняющегося простирания. Месторождения граната приурочены к самой нижней пачке кристаллических сланцев, обнажающихся в виде узких длинных полос в ядрах синклиналей и чередующихся с гнейсами, находящимися в антиклиналях. Ширина полос гранатовых сланцев составляет первые десятки при длине в первые сотни метров. Обогащенные гранатом зоны имеют ширину в первые метры и длину в первые десятки метров. По химическому составу гранат относится к альмандину с содержанием соответствующего минерала до 80 %. Ведущим механизмом образования месторождений была собирательная перекристаллизация, приведшая к зонам обогащения гранатом (до 40 об. %) и гранатитом (до 80 об. %) при его замечательно крупных идиобластах – в среднем 2...4 и до 25 см в поперечнике. В то же время интенсивный метасоматоз приводил к замещению граната кварцем и слюдой, понижая качество сырья. На дневной поверхности кристаллические сланцы легко выветриваются, а кристаллы граната накапливаются у подножий обрывов [2].

Нами исследуются кристаллы гранатов из коллекции (около 1500 образцов), собранной во время полевой экспедиции 2006 года на г. Круглая. Значительную часть коллекции представляют кристаллы со сколами, отпечатками других кристаллов и двойники. Для исследования брались только одиночные кристаллы с четко выраженными гладкими и плоскими гранями (рис. 1).



Рис. 1. Кристаллы альмандина г. Круглая

Форма исследуемых кристаллов исключительно ромбододекаэдрическая, со слабо выраженными узкими гранями тетрагонтриоктаэдра на ребрах ромбододекаэдра, не учитываемыми в дальнейшем. Таким образом, при равномерном развитии всех граней альмандин реализует одну кристаллографическую простую форму. В анизотропных условиях скорость роста граней становится различной, приводя к искаженным ромбододекаэдрическим формам при сохранении угловых характеристик. Геометрически это выражается в появлении дополнительных ребер на месте схождения четырех граней кристалла и изменении его комбинаторной формы. Такие формы получили название реальных кристаллографических; более строгое определение дано в [1]. Обоснованность исследования реальных кристаллографических форм заключается как раз в том, что при малых геометрических деформациях кристалла слабая анизотропность среды может быть выявлена на качественном уровне. Интерпретация реальных форм производится в соответствии с принципом диссимметрии Кюри по вложению конкретной реальной формы в минимальную предельную группу симметрии (группу Кюри).

Все исследуемые нами кристаллы – полногранные, что является характерным для граната и легко объясняется с точки зрения геометрии. Исчезновение одной грани ромбододекаэдра при равном развитии остальных достигается при удалении ее от центра кристалла на удвоенное расстояние, для чего необходимы исключительно анизотропные условия роста, по-видимому, невозможные в природе.

Ранее были выведены 625 теоретически возможных реальных форм для ромбододекаэдра [1], из которых всего 34 – полногранные (рис. 2). Такое немногочисленное разнообразие делает возможным детальную интерпретацию каждой формы, отображающую характерный результат воздействия среды на кристалл.

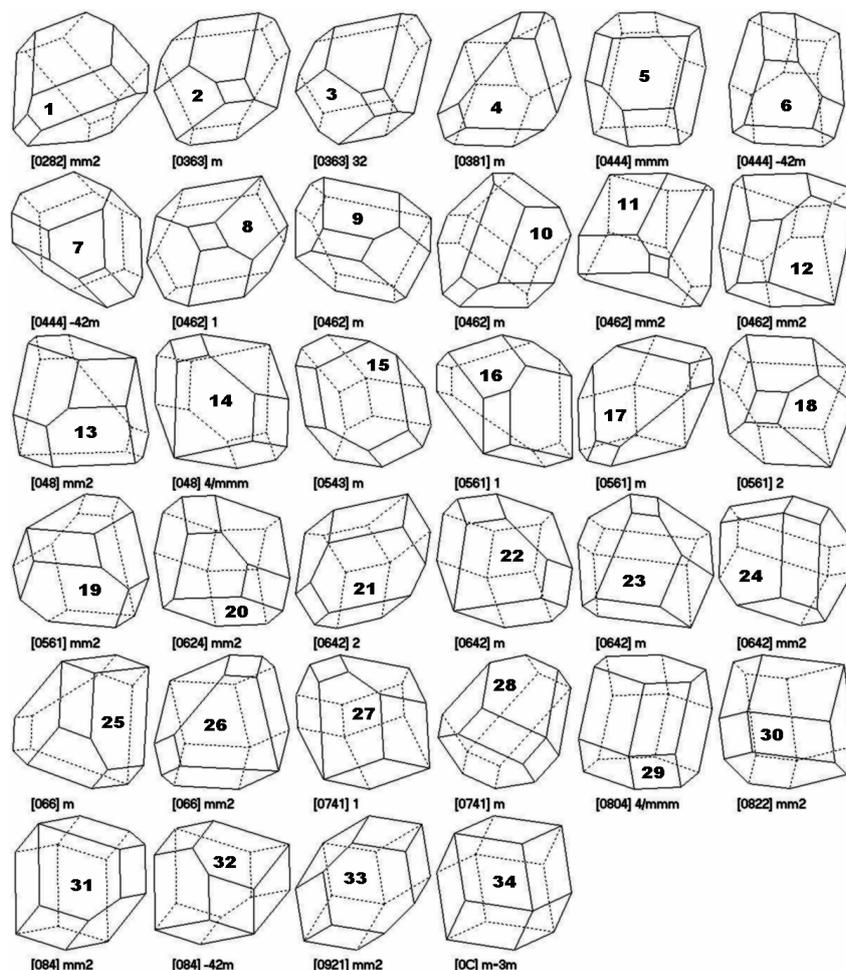


Рис. 2. Полногранные реальные ромбододекаэдры (с указанием гранного символа и симметрии)

Текущий анализ пригодных для исследования кристаллов выявил 21 реальную форму из 34. Это дает основания ожидать в дальнейшем полное покрытие морфологического разнообразия реальными индивидами. Установлено, что наиболее характерными реальными формами кейвских гранатов являются идеальный ромбододекаэдр (№ 34) и форма, получаемая его вытягиванием вдоль оси четвертого порядка с образованием пояса из четырех шестиугольных граней (№ 29). Согласно принципу Кюри, это говорит об изотропных и моноградиентных условиях образования кристаллов (симметрия сферы и цилиндра соответственно). Остальные формы наблюдаются реже и характер воздействия на них среды сложнее.

Переход от идеальной кристаллографической формы ромбододекаэдра к реальной приводит к понижению симметрии последней, вплоть до тривиальной. Наиболее интересны формы, не имеющие плоскостей симметрии. Их всего пять (№№ 3, 8, 16, 18, 21 и 27). Согласно принципу Кюри, отсутствие плоскостей симметрии должно указывать на вращательный характер воздействия внешней среды или на вращение самого кристалла во время роста. На данный момент нами обнаружено пять комбинаторно асимметричных кристаллов альмандина № 27 ([0741] 1), представляющих обе энантиоморфные разновидности. Исследование коллекции не закончено.

При наличии всех других методов определения условий образования кристаллов изучение реальных кристаллографических форм может иметь как вспомогательное, так и основополагающее значение. Последнее особенно важно при слабой изометричности исследуемых форм кристаллов. Некоторые гранаты из имеющейся коллекции имеют явно выраженный удлинённый или уплощенный характер при сохранении комбинаторики идеального ромбододекаэдра. В этом случае следует говорить уже не о комбинаторной, а о геометрической симметрии. С другой стороны, не всегда комбинаторная диссимметрия может указывать на соответствующую диссимметрию среды – в любом случае вывод следует делать либо по четко выраженным признакам единичных кристаллов, либо по положительной статистике слабо выраженных форм. Учет ориентировки кристаллов по отношению к среде и друг к другу позволяет выявить возможные противоречия. Так, наличие близкорасположенных правых и левых разновидностей кристаллов не может указывать на единый вращательный характер среды. Скорее всего, их комбинаторика вызвана влиянием локальных процессов. Наоборот, при разной

ориентировке кристаллов в одних и тех же условиях могут проявляться различные реальные кристаллографические формы.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. Войтеховский Ю.Л., Степенчиков Д.Г. Морфология кристаллов альмандин месторождения Макзапах // Матер. XV научн. конф. памяти К.О. Кратца. – СПб: Изд-во СПбГУ, 2004. – С. 35–37.
2. Войтеховский Ю.Л., Степенчиков Д.Г. Реальные ромбододекаэдры: теория и приложение к гранатам г. Макзапах, Западные Кейвы, Кольский полуостров // Записки Российского минералогического общества. – СПб: Наука, 2005. – Ч. СXXXIV. – № 1. – С. 9–103.

СОСТАВ И РУДОНОСНОСТЬ МЕЛИЛИТОВЫХ ПОРОД КРЕСТОВСКОЙ ИНТРУЗИИ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

И.П. Мацкевич

Научный руководитель профессор А.М. Сазонов

Институт цветных металлов и золота ФГОУ ВПО СФУ, г. Красноярск, Россия

Мелилитовые породы представляют собой одну из наиболее специфических серий щелочных пород. Они встречаются в ассоциации с карбонатитами в сложных дифференцированных плутонах центрального типа и имеют крайне неравномерное распространение [3]. Породы распространены локально на континентах и в океанических областях. На континентах они располагаются в тектонически устойчивых геоструктурах (на платформах и реже в срединных массивах), тяготея к зонам глубинных, преимущественно трансструктурных разломов и к рифтам. Извержения щелочных ультрабазитов обусловлены исключительно глубинными разломами. На платформах и кристаллических щитах комплексы ультраосновных щелочных пород образуют зонально-кольцевые (или полукольцевые) тела центрального типа [4]. Ядро таких интрузий сложено штокообразными телами ультраосновных пород, вокруг которых по периферии размещаются щелочные породы. Главными первично-магматическими минералами мелилитовых пород являются клинопироксен (диопсид, авгит), нефелин, магнезиальный оливин и титаномагнетит. Другие минеральные компоненты (флогопит, меланит, перовскит, монтичеллит, роговая обманка, везувиан, волластонит, кальцит, гаюин, содалит и др.) принадлежат к продуктам постмагматического изменения первичных минералов. По минеральному составу выделяют следующие главные виды (первичные минеральные парагенезисы) [1]: мелилитолит (почти мономинеральная мелилитовая порода), ункомпагрит (пироксен-мелилитовая порода), окаит (нефелин-мелилитовая порода), турьяит (нефелин-пироксен-мелилитовая порода) и кугдит (оливин-мелилитовая порода).

При макроскопическом изучении мелилитовых пород отмечена характерная желтовато-бурая (для разновидностей, бедных нефелином) или темная зеленовато-серая с бурым оттенком (для разновидностей, богатых нефелином) окраска выветрелой поверхности. Обычно породы имеют выдержанную средне- или крупнозернистую структуру и плотную массивную текстуру. По относительному размеру зерен структура равномернозернистая. Микроструктурный облик мелилитовых пород определяется главным образом взаимоотношениями оливина, мелилита, пироксена и нефелина. Эти взаимоотношения примерно одинаковы в различных мелилитовых породах из разных интрузий Маймеча-Котуйского района. Мелилитовые породы обладают гипидиоморфнозернистой структурой и кристаллизовались в последовательности: оливин → пироксен → мелилит. Кристаллизация почти всегда сопровождалась частичной коррозией ранних минералов поздними (оливин – пироксеном, оливин и пироксена – мелилитом). Индивиды пироксена характеризуются удлинено-призматическим габитусом. Мелилит представлен таблитчатыми или короткопризматическими зернами, по отношению к оливину и пироксену он всегда ксеноморфен. Грани кристаллов оливина и пироксена в контактах с мелилитом преимущественно ровные. Титаномагнетит обычно равномерно рассеян в породе в виде мелких хорошо ограненных кристаллов. Большая часть их образует пойкилитовые включения в пироксене и мелилите. Поскольку по отношению к первичному пироксену рудный минерал нередко бывает частично ксеноморфным, можно прийти к заключению, что главная масса титаномагнетита выделялась из расплава почти одновременно с пироксеном (до начала кристаллизации мелилита). Перовскит представлен идиоморфными и неправильными зернами, обрастает рудный минерал в виде сплошной каймы, либо образует включения идиоморфных или неправильных зерен в краевых частях его кристаллов. Гранат (меланит) и монтичеллит в мелилитовых породах Маймеча-Котуйского района псевдоморфно замещают мелилит и пироксен. Монтичеллит развивается и по оливину, а меланит – по титаномагнетиту и перовскиту. Наблюдается метасоматический диопсид, он отличается от первичного пироксена бесцветностью, обрастает кристаллы мелилита или проникает в них по трещинам в виде мелкозернистого агрегата неправильных зерен. Флогопит образует реакционные каймы вокруг зерен оливина и титаномагнетита, иногда представлен пойкилобластическими выделениями.

С ультраосновными щелочными породами связаны месторождения различных полезных ископаемых. Из них наибольшее значение имеют месторождения флогопита и вермикулита, месторождения ниобия. Среди мелилитовых пород Крестовской интрузии зафиксированы значимые концентрации платины, приуроченной к скарнированным мелилитолитам, рудным клинопироксенитам [5]. Ореолы платины тяготеют к участкам распространения ореолов золота. Особенностью Крестовского массива является железо-титановая специализация, выразившаяся в высоком содержании в породах титаномагнетита и перовскита. Титаномагнетит является главным рудным минералом во всех породах интрузии Крестовского рудопроявления. Перовскит – парагенетический минерал титаномагнетита, проявляющийся в агрегатах, прожилках и единичных включениях среди оливина и мелилита. Территория интересна с точки зрения апатитоносности (массивы Браас, Маган, Ессей

и их одноименные апатитовые месторождения) [2]. Апатитоносность связана с апатит-магнетитовыми и форстерит-apatит-магнетитовыми рудами, залегающими среди нефелин-пироксеновых пород и ийолитов.

Литература

1. Богатиков О.А., Гоньшакова В. И., Ефремова С. В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие. – М.: Недра, 1981. – 160 с.
2. Богадица В.П., Брагина В.И. Апатитовые месторождения Маймеча-Котуйской провинции и их геолого-экономическая оценка. – Новосибирск: Наука, 1983.
3. Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. – М.: Недра, 1969. – 248 с.
4. Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. – М.: Наука, 1974.
5. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. – Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001. – 510 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ МОЧИЩЕНСКОГО МАССИВА

О.М. Минина

Научный руководитель доцент К.Л. Новоселов

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Мочищенский гранитоидный массив расположен в северо-западной части крупного Новосибирского гранитного плутона, который большинством исследователей рассматривается в составе приобского гранит-граносениит-гранодиоритового комплекса пермо-триасового возраста. Вмещающие массив породы представлены позднедевонско-раннекаменноугольными отложениями юргинской и пачинской свит [1].

Детальными петрографическими исследованиями выявлено, что в строении массива принимают участие породы существенно лейкократового облика: граниты, субщелочные двуполевошпатовые граниты, аляскиты и лейкограниты.

В составе гранитоидов установлен широкий спектр примесных элементов, которые в соответствии с геохимической классификацией В.М. Гольдшмидта [3] объединены в три группы: 1) *сидерофильные* элементы – Ni, Co, Sc, Mo, Cr, V; 2) *халькофильные* элементы – Cu, Pb, Ag, Au, Zn, Sn, Ga; 3) *литофильные* элементы – Ti, Mn, Ba, Sr, Zr, Nb, Be, B, P, Li, Y, Yb, Ce, La. Для оценки содержаний примесных элементов использовалось отношение их концентраций к массовому кларку в кислых породах по А.П. Виноградову [3]. В публикациях последних лет приводятся обновленные данные по среднему содержанию элементов в земной коре (Тейлор, Ведеполь и др.), но как отмечает А.А. Ярошевский [4], эти результаты практически подтверждают оценки распространенности главных элементов в верхней части континентальной коры тем цифрам, которые получены в классической работе А.П. Виноградова. Сравнительный анализ новых данных с кларками А.П. Виноградова, проведенный А.А. Ярошевским, показывает близость значений, поэтому в работе использованы кларки А.П. Виноградова. По величине кратности кларковому содержанию элементы-примеси разделены на 3 группы: избыточные – превышающие величину кларка, дефицитные – ниже кларка и нормальной распространенности – в пределах кларка.

1. *Сидерофильные* элементы – Ni, Co, Cr, V, Sc обладают близостью размеров ионных радиусов с Fe^{2+} и Fe^{3+} , содержатся в магнетите, пирите. В отличие от типичных сидерофилов Mo не обладает геохимическим сродством с Fe^{2+} и Fe^{3+} и его присутствие в гранитоидах объясняется наличием в них молибденита и вхождением его в кристаллическую решетку полевых шпатов. Распределение сидерофильных элементов в гранитоидах характеризуется неравномерностью, что отражается в разбросе минимальных и максимальных содержаний, в высоких значениях дисперсии и коэффициента вариации. Равномерностью распределения отличаются кобальт и скандий.

Среди сидерофильных элементов избыточные концентрации образуют Mo и Sc. Mo накапливается преимущественно в граните и субщелочном двуполевошпатовом граните, остальные элементы данной группы образуют дефицитные концентрации во всех разновидностях пород, исключение представляет V, который в граните ниже кларка в 1,5 раза (рис.).

2. *Халькофильные* элементы – Cu, Pb, Zn, Sn, Ga обладают кристаллохимическим сродством к сере. Cu, Pb, Zn охотно образуют сульфиды, а также в форме структурной примеси входят в решетки железосодержащих сульфидов, магнетита, силикатов, изоморфно замещая Fe^{2+} и Fe^{3+} . Свинец, кроме того, входит в кристаллическую решетку плагиоклазов, изоморфно замещая Ca^{2+} . Минералами концентраторами олова являются полевые шпаты, биотит и сфен. Серебро в качестве структурной и неструктурной примеси входит в состав практически всех породообразующих минералов. Среди халькофильных элементов в гранитоидах преобладают примеси Pb, Sn, Ag, содержание которых в сравнении с другими халькофилами выше кларка (рис.). При этом Pb накапливается преимущественно в граните, Sn в граните и аляските, Ag в аляските. Распределение халькофилов подчиняется нормальному закону, за исключением меди и золота, у которых наблюдается логнормальный закон распределения.

Свинец. Содержания свинца во всех разновидностях пород превышает кларк, самые высокие значения отмечены в граните, меньшие концентрации – в субщелочном двуполевошпатовом граните. Распределение свинца в породах достаточно равномерное, с невысокими значениями дисперсии и коэффициента вариации. Кристаллохимически Pb связан с K и образует структурную примесь в калишпате, выделяется в форме акцессорного галенита, в состоянии рассеяния находится в других минералах.

Олово. Наиболее высокие содержания Sn установлены в граните и аляските, распределение его в породах равномерное, с низкими значениями дисперсии и коэффициента вариации, закон распределения – нормальный. Sn образует структурную примесь в решетках Kfш и плагиоклаза, за счет чего отличается равномерностью и стабильностью содержания.

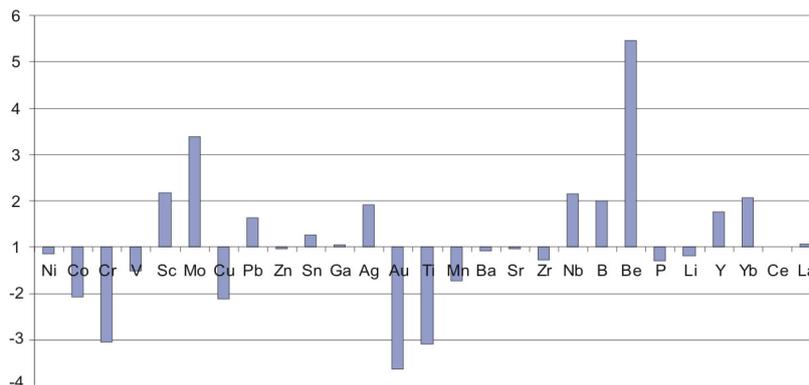


Рис. Диаграмма распределения средних содержаний элементов-примесей (по отношению к кларку) в породах Мочищенского массива. Примечание: По вертикальной оси – выше кларка (избыточные элементы) и ниже кларка (дефицитные элементы); горизонтальная линия (1) соответствует содержанию элементов в пределах кларка

3. **Литофильные** элементы обладают сродством к кислороду, легко образуют кислородные соединения. В гранитоидах установлены Ti, Mn, Ba, Sr, Zr, Nb, Be, B, P, Li, среди которых Ti, Mn образуют изоморфную примесь в магнетите, титан, кроме того, концентрируется в ильмените гранитоидов. Ba и Sr являются структурной примесью в решетке плагиоклаза, где они замещают Ca [2]. Другие элементы-примеси - Zr, Nb, Be, B в гранитоидах находятся в форме неструктурного рассеяния. Фосфор образует фосфатные соединения, главным образом апатит, а также, по данным Е.С. Макарова [2], не исключается изоморфное вхождение P в решетки силикатов ($P^{6+} \leftrightarrow Si^{4+}$). В распределении литофильных элементов проявляются общие закономерности: значительный разброс содержаний, высокие величины дисперсии, коэффициента вариации. Примесные элементы подчиняются нормальному закону, за исключением Li, распределение которого логнормальное. Более чем в 5 раз превышает значение кларка Be, который сравнительно равномерно распределен во всех породах. Из летучих постоянно в повышенных количествах отмечается B, а P в отличие от него образует пониженные концентрации. Редкоземельные элементы Y, Yb, Ce, La, Nb во всех породах образуют избыточные концентрации (рис.).

4. **Благородные** металлы. Особого внимания заслуживает распределение в породах Au и Ag. Рассматриваемые элементы ведут себя противоположно, серебро образует избыточные концентрации в породах массива, содержание же золота в два раза ниже кларка во всех породах (рис.). Распределение золота подчиняется логнормальному закону, у серебра наблюдается нормальный закон распределения. Золото имеет стабильно низкие значения коэффициента вариации и дисперсии, в статистических характеристиках серебра – обратная ситуация.

Выводы:

1. Последовательно проявившиеся метасоматические процессы оказали влияние на распределение примесных элементов в породах. С процессами щелочного и пневматолито-гидротермального метасоматоза, где существенную роль в минералообразовании играли флюиды и щелочи, связаны повышенные содержания летучих – В, Р, редкоземельных элементов, а также бериллия, молибдена, олова, свинца

2. Повышенными концентрациями серебра, видимо, изначально характеризовался магматический расплав. В качестве структурной или неструктурной примеси этот элемент устанавливается микрозондовым анализом практически во всех породообразующих минералах и аксессуориях

3. Распределение в гранитоидах Mo, Cu, Au, Li по логнормальному закону свидетельствует, что содержания этих элементов определяются не изначальным присутствием их в магматическом расплаве, а перераспределением в ходе поздних метасоматических, пневматолито-гидротермальных, гидротермальных процессов.

4. Повышенные содержания редких элементов позволяют сделать вывод о геохимической специализации гранитоидов массива на такие редкие элементы как молибден, бериллий, серебро, бор, а также свинец.

Литература

1. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Геологическое строение / МПР РФ. ОАО «Новосибирскгеология», СО РАН ОИГГМ. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – Т.1. – 228 с.
2. Макаров Е.С. Изоморфизм атомов в кристаллах. – М.: Атомиздат, 1973. – 288 с.
3. Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников, В.Г. Прохоров. – М.: Недра, 1990. – 480 с.
4. Ярошевский А.А. Распространенность химических элементов в земной коре // Геохимия. – М., 2006. – № 1. – С. 54–64.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ МОЧИЩЕНСКОГО МАССИВА

О.М. Минина

Научный руководитель доцент К.Л. Новоселов

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Мочищенский гранитоидный массив расположен в северо-западной части крупного Новосибирского гранитного плутона, который большинством исследователей рассматривается в составе приобского гранит-граносиенит-гранодиоритового комплекса пермо-триасового возраста. Вмещающие массив породы представлены позднедевонско-раннекаменноугольными отложениями юргинской и пачинской свит [1].

Детальными петрографическими исследованиями выявлено, что в строении массива принимают участие граниты, субщелочные двуполевошпатовые граниты, аляскиты и лейкограниты. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит.

В качестве критериев для определения последовательности появления минералов использовались наблюдения степени их идиоморфизма, характера границ между ними, взаимоотношения и форм развития отдельных зерен, включений одних минералов в других, а также особенности химизма. Диаграмма последовательности образования минералов представлена на рисунке. Формирование массива проходило в три этапа – магматический, автотетасоматический и постмагматический. Каждому этапу формирования предшествовал в различной степени катаклиз пород. Этапы подразделяются на последовательно проявившиеся стадии кристаллизации.

В *раннемагматическую стадию* из расплава кристаллизовались минералы ранней генерации – плагиоклаз 1, по составу отвечающий андезин-олигоклазу (1. $(\text{Na}_{0,798} \text{Ca}_{0,136} \text{K}_{0,015})[\text{Al}_{1,152} \text{Si}_{2,861} \text{O}_8]$, 2. $(\text{Na}_{0,808} \text{Ca}_{0,092} \text{K}_{0,025})[\text{Al}_{1,127} \text{Si}_{2,894} \text{O}_8]$). Близко во времени с ним выделился кварц 1, идиоморфные зерна которого часто имеют шестиугольные очертания, близкие к симметрии высокотемпературного β -кварца. В эту же стадию выделяется высокотемпературная генерация калиевого полевого шпата, по химическому составу соответствующая анортклазу ($(\text{K}_{0,35} \text{Na}_{0,598})[\text{Al}_{1,012} \text{Si}_{2,996} \text{O}_8]$). Из аксессуарных минералов на магматическом этапе обособляются глобулы феррита, ильменит, циркон, гранат.

Следовательно, на *магматическом* этапе кристаллизации, главным образом, в раннемагматическую стадию расплав характеризовался обедненностью водой, летучими компонентами. Появление самородного феррита, ильменита указывает на низкий окислительный потенциал силикатного расплава, что обусловлено низкой щелочностью кислой магмы, а также наличием в породах субстрата восстановителей, например, графита, органических остатков. Сформировавшаяся на магматическом этапе порода отвечала лейкограниту.

К началу *автотетасоматического этапа* в магматической камере накапливались летучие, главным образом F^- , OH^- , Cl^- , возрастала щелочность магматического расплава. Автотетасоматический этап протекал в три стадии: магнезиально-железистую, щелочную и кремниевую.

Стадии *магнезиально-железистого* метасоматоза предшествовал катаклиз сформировавшегося лейкогранита. В результате этого метасоматоза в породе появился биотит, выполняющий трещины в породе, формируя в ней цепочковидный агрегат чешуек. Отсутствие магнетита компенсируется высокой железистостью биотита, по составу близкого к лепидомелану ($(\text{K}_{0,885} \text{Na}_{0,03} \text{Fe}_{1,950} \text{Mg}_{0,657} \text{Mn}_{0,051} \text{Ba}_{0,006})_{2,664} [\text{Si}_{2,801} \text{Al}_{1,2} \text{Ti}_{0,238} \text{O}_{10}]_{14,239} (\text{OH}_{1,738} \text{F}_{0,262})_2$). Избыток железа, не вошедшего в кристаллическую решетку биотита, сбрасывался в виде магнетита, зерна которого находятся в непосредственной близости к чешуйкам биотита или включены в них. Физико-химическая обстановка была вполне благоприятной для кристаллизации магнетита – появление в расплаве K^+ повысило щелочность расплава. В эту же стадию появилась основная масса аксессуарных – циркон, сфен, апатит, возможно, незначительные количества флюорита, топаза.

Магнезиально-железистый автотетасоматоз носил локальный характер, что и привело к формированию гранита с содержанием биотита до 3-5 объемн. % и лейкократовых пород, практически лишенных этого минерала.

Стадия *щелочного автотетасоматоза* имела площадное развитие, протекала в условиях меняющихся режима температуры и кислотности-щелочности растворов.

В начальную стадию щелочного метасоматоза растворы носили характер существенно калиевых, что благоприятствовало микроклинизации пород, которая наиболее интенсивно протекала в гранитах и обусловила им порфириовидную структуру. Микроклин (1. $(\text{K}_{0,815} \text{Na}_{0,157})[\text{Al}_{1,009} \text{Si}_{2,996} \text{O}_8]$, 2. $(\text{K}_{0,936} \text{Na}_{0,038})[\text{Al}_{1,014} \text{Si}_{2,993} \text{O}_8]$,

3. $(\text{K}_{0,799} \text{Na}_{0,167})[\text{Al}_{1,027} \text{Si}_{2,981} \text{O}_8]$, 4. $(\text{K}_{0,943} \text{Na}_{0,023})[\text{Al}_{1,025} \text{Si}_{2,987} \text{O}_8]$) достаточно обогащен натриевой молекулой, что проявилось в наличии структур распада, в которых тонкие нитевидные обособления альбита, занимают до 80 % площади кристалла микроклина.

К концу щелочного метасоматоза в условиях понижающейся температуры имело место увеличение кислотности растворов, и в них главную роль играет натриевая составляющая. В результате существенно натриевого метасоматоза в породах появился поздний плагиоклаз 2, по составу отвечающий альбиту (1. $(\text{Na}_{0,943} \text{K}_{0,016})[\text{Al}_{1,045} \text{Si}_{2,972} \text{O}_8]$, 2. $(\text{Na}_{0,966} \text{K}_{0,007})[\text{Al}_{1,022} \text{Si}_{2,987} \text{O}_8]$). Наиболее активно процесс альбитизации прошел в лейкограните, аляските.

В стадию щелочного автотетасоматоза накапливаются летучие и редкоземельные элементы, главным образом легкие лантаноиды, что привело к образованию в породах таких аксессуарных минералов как ксенотим, апатит, монацит, ортит. Возможно, в эту же стадию появился в породах аксессуарный молибденит.

Третья, *кремниевая* стадия, по сути, заканчивает процесс становления гранитоидов. В эту стадию появляется поздний кварц, замещающий все ранее образованные минералы.

Постмагматический этап минералообразования, включающий пневматолито-гидротермальную и собственно гидротермальную стадии, в пределах Мочищенского массива проявился достаточно широко. Этому этапу предшествовало образование глубинных разломов и опережающих их трещин.

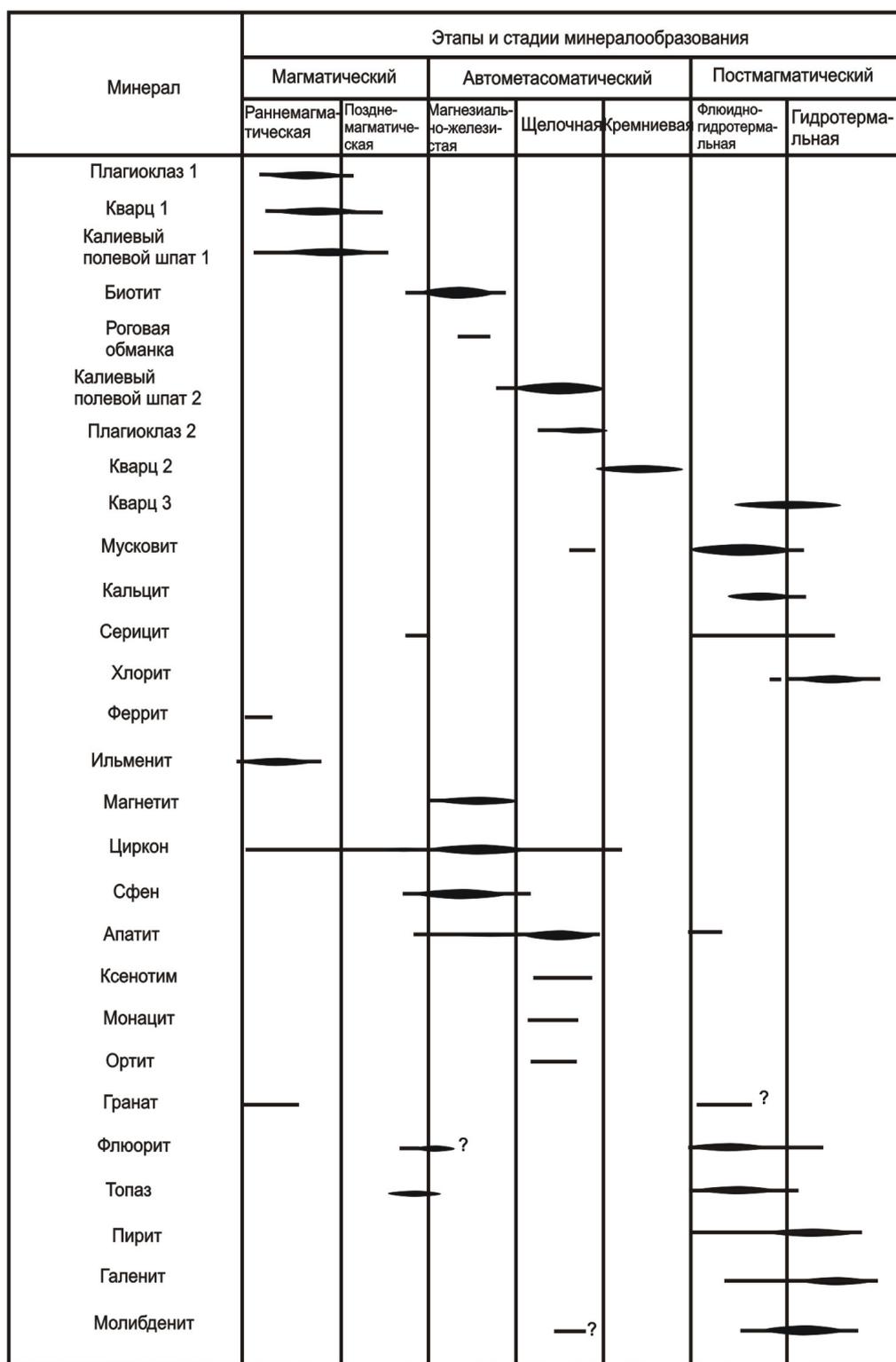


Рис. Диаграмма последовательности кристаллизации минералов

На флюидно-гидротермальной стадии в эволюционирующих постмагматических растворах, источником которых служил остаточный силикатный расплав, активную роль играли анионы $[\text{CO}_3]^{2-}$, F^- , Cl^- , $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{MoO}_4]^{2-}$, $(\text{OH})^-$, S^{2-} и другие. Анионы, вступая в химические реакции с породообразующими минералами, изменяют их, формируя новые минералы. Так, плагиоклазы интенсивно замещаются серицитом, мусковитом, по калишпату развивается пелитизация. В породах появляются кальциевые минералы – кальцит, флюорит, апатит, а также гранат, топаз, турмалин, сульфиды – молибденит, пирит, галенит. Однако основная масса сульфидов отложилась в кварцевых жилах в низкотемпературную гидротермальную стадию постмагматического этапа.

Литература

1. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Геологическое строение / МПР РФ. ОАО «Новосибирскгеология», СО РАН ОИГГМ. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – Т.1. – 228 с.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ СУХАРИНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**Е.М. Михайлова, О.П. Селин**

Научный руководитель заведующий лабораторией А.Я. Пшеничкин

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Сухаринское рудное поле расположено в западной части Тельбесского железорудного района Горной Шории. В его пределах разведаны и частично эксплуатировались следующие скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления: Северный и Южный Аргыш-Таг, Правобережная и Левобережная Сухаринка, Кедровское II и III, Самарское (участки I-II, III-IV, V-VI). Эксплуатационные работы ведутся карьерами и отрабатываются верхние горизонты окисленных магнетитовых руд.

Рудное поле сложено отложениями самарской, сухаринской, мрасской и усинской свит (Г.И. Кузьмин, 1974). Наиболее древние отложения (самарская свита верхнего протерозоя) представлены черными орогенными известняками и метаморфическими сланцами, развивающимся по вулканогенным породам. Выше залегает мощная (более 2000 м) сухаринская свита (верхний протерозой – нижний кембрий) карбонатно-вулканогенного состава, включающая известняки, доломиты, порфириды, туфы среднего и кислого состава, туфоалевролиты, кремнистые породы. Сухаринская свита перекрыта терригенными отложениями мрасской свиты нижнего кембрия, нижняя часть разреза которой сложена переслаивающимися граувакковыми вулканомитовыми среднезернистыми песчаниками и редкими прослоями порфиридов основного состава, верхняя – темно-серыми слоистыми известняками. Над мрасской свитой согласно с постепенными переходами залегают светло-серые пелитоморфные известняки усинской свиты нижнего кембрия. Наиболее молодыми породами рудного поля являются вулканогенно-осадочные образования нижнего и среднего девона.

Интрузивные породы представлены двумя магматическими комплексами. Наиболее широко представлен Тельбесский магматический комплекс (силур), в составе которого преобладают кварцевые диориты, диориты, гранодиориты, граниты, реже – сиенито-диориты, монзониты. Кварцевые диориты Тельбесской интрузии занимают секущее положение по отношению к рудным залежам и метаморфизуют вмещающие породы и руды. К девонскому магматическому комплексу отнесены габброиды Калбайского массива.

В тектоническом отношении район представляет горст-антиклинальную структуру, ядро которой сложено протерозойскими, а крылья – ниже- и среднекембрийскими отложениями. Субширотные тектонические нарушения имеют значительную амплитуду вертикального перемещения (до 700 м).

В Сухаринском рудном поле на скарново-железородное оруденение накладывается золото-сульфидная минерализация с пиритом, пирротинизм, реже отмечаются арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, а также базовисмутин, тетрадимит, молибденит.

Для выявления возможной зональности рудного поля были изучены кристалломорфология и термо-эдс пирита из разных минеральных ассоциаций ряда рудоносных участков (с северо-запада на юго-восток): Аргыш-Таг Южный, Сухаринка Левобережная, Кедровка III, Романовский. Изучению кристалломорфологии пирита проводилось под бинокулярным микроскопом МБС-10 из фракции 0,5...0,25 мм, так как эта фракция наиболее полно характеризует морфологические особенности минерала (Пшеничкин, 1985, 1989). Для количественной оценки распространенности выделяемых морфологических типов кристаллов (МТК) производился подсчет кристаллов методом дорожки под бинокулярным микроскопом. В каждой пробе фракции 0,5...0,25 мм набиралось до 50 кристаллов, производился подсчет встречаемости граней в комбинациях и определялся габитус кристаллов. Изучено 37 проб с пиритом.

Изучение кристалломорфологии пирита показало следующее. На кристаллах пирита установлены грани $a\{100\}$ куба, $e\{210\}$ пентагондодекаэдра, $o\{111\}$ октаэдра. Грань $\{210\}$ в комбинациях кристаллов слабо развита, чаще всего встречаемость ее в комбинациях от 17 до 100 %, и только у пиритов Аргыш-Таг Южного она становится габитусной. Встречаемость грани $\{111\}$ в комбинациях кристаллов от 2 до 66 %, она слабо развита и часто в комбинации присутствуют не все грани. В зависимости от развитости граней и их присутствия на кристаллах выделено 12 МТК (табл. 1). Преобладают МТК №№ 1, 4, затем типы 4 и 2. Все они кубического габитуса. Встречаемость других МТК незначительна, за исключением 9 и 12 типов пентагондодекаэдрического габитуса в основном в рудах участка Аргыш-Таг Южный.

В рудных телах рудного поля и разных минеральных ассоциациях резко преобладают пириты кубического габитуса (табл. 1). И только в рудах участка Аргыш-Таг Южный от 25 до 53 % кристаллов пирита имеют пентагондодекаэдрический габитус. Особенно это характерно для пиритов полисульфидной ассоциации. Количество МТК в минеральных ассоциациях уменьшается в юго-западном направлении от Аргыш-Таг Южный (11 МТК) к участку Романовский (2 МТК). Штриховка на гранях чаще всего комбинационная незакономерная, реже – послонная роста обычно там, где в комбинациях встречается слабо развитая грань $\{111\}$.

Изучение термо-эдс пиритов проводилось на установке, смонтированной на бинокулярном микроскопе МБС-10 в лаборатории геологии золота ТПУ, приспособленной для измерения термо-эдс минералов с размером зерен 0,1...1,0 мм. Электроды латунные, измерение проводилось при постоянной разности температур между холодным и горячим электродами в 150 °С. Калибровка прибора проводилась по галениту, который имеет только дырочный тип проводимости. Время одного замера 15...20 сек. В каждой пробе проводилось 20...30 замеров зерен пирита. Всего выполнен 431 замер термо-эдс пирита (табл. 2).

Таблица 1
Кристалломорфологические особенности пиритов рудопроявлений Сухаринского магнетитового рудного поля

Минеральная ассоциация	n	МТК, %										Граны, %			Габусы, %									
		1	2	3	6	7	8	9	10	13	14	15	17	100	210	111	{100}	{210}	{100}{210}	{100}{111}	{210}{111}			
Аргенто-Фосфорит Редкий пирит из дайк с редким магнетитом	1	50			50													100	50	-	100	-	-	-
Редкий пирит из дайк измененной с редким магнетитом	1				34	33	33											100	100	66	67	-	37	-
Ожариванные вмещающие породы с пиритом и магнетитом	2	20	10		40	20			10									100	70	30	90	10	-	-
Магнетитовая руда с редким пиритом в карбонате	3	4	3		47	3			19	1	1	22	78	93	8			100	78	8	57	42	-	1
Спиритовый пирит с редким пиритом, арсенопиритом	2	14			59	2			11			14	86	86	2			100	86	2	75	25	-	-
Вкрапленность пирита, арсенопирита, малеикита в известняках	4				8	39			15			38	62	100	39			100	62	39	47	53	-	-
Пирит крупнокристаллический в кварцево-роговообманковой жиле	1	56	6		35			6	12	6			100	59	18			100	59	18	76	6	-	18
Сухаринский Лесобережский Пирит из кварцево-карбонатного прожилка в черных сланцах	1	60	40										100		40			100		40	100	-	-	-
Магнетитовая руда с редким пиритом, пирротинном	3	79	11		9				1				100	10	11			100	10	11	99	1	-	-
Пирит-пирротин с редким арсенопиритом в карбонате	4	65	10		21	1			1		2	97	25	11				100	25	11	97	3	-	-
Пирит с редким пирротинном в карбонате	3	76	17	1	6								100	6	18			100	6	18	99	-	1	-
Редкий пирит в спирином пирротине, в карбонате	1	33			33	34							100	67	34			100	67	34	100	-	-	-
Магнетитовая руда с пирротином, пирротинном, арсенопиритом, пирротинном, кварцем	2	40			60								100	60				100	60		200	-	-	-
Пирит мелкозернистый спирином с единичным пирротинном	1	23			77								10	77				10	77		100	-	-	-
Пирит, арсенопирит в кварцево-карбонатной жиле	3	29			52	4			5			10	90	71	4			100	90	4	85	15	-	-
Романовский Магнетит с редким арсенопиритом, пирит в кварце	1	64			36								100	36				100	36		100	-	-	-
Кольевый Лесобережский Пирит мелкозернистый в кварцево-прожилке в дайке	2	16			48	3	4		18			11	89	84	3			100	89	84	67	29	-	4
Пирит мелкозернистый в карбонате	1	83			17								100	17				100	17		100	-	-	-
Магнетит околлотный с редким пирротинном	1	10	0										100					100			100			

Таблица 2

Термо-эдс пиритов рудопроявлений Сухаринского железорудного поля

№№ п/п	Участок	Минеральная ассоциация	+(p)				-(n)				Доля (n) проводимости, %
			n	от	до	x _{ср}	n	от	до	x _{ср}	
1	Аргыш-Таг Южный	Магнетитовая руда с редким пиритом в карбонате	41	15	60	37					
		Сплошной пирротин с редким пиритом, арсенопиритом	42	10	60	35					
		Вкрапленность пирита, арсенопирита, магнетита в известняках	9	25	30	29					
		Пирит крупнокристаллический с кварцем и роговой обманкой	21	40	55	49					
2	Сухаринка Левобережная	Пирит из кварцево-карбонатного прожилка в черных сланцах	21	20	70	50					
		Магнетитовая руда с редким пиритом, пирротином	34	10	60	36	21	5	20	25	39
		Пирит-пирротин с редким арсенопиритом в карбонате	63	20	60	45					
		Пирит с редким пирротинном в карбонате	47	10	60	37	21	15	25	19	31
		Редкий пирит в сплошном пирротине, в карбонате	21	30	55	49	8	10	25	17	28
3	Кедровка III	Магнетитовая руда с единичным пиритом, пирротинном, кварцем	21	10	45	32					
		Пирит мелкозернистый сплошной с единичным пирротинном	3	30	55	43	21	10	30	25	88
		Пирит, арсенопирит в кварцево-карбонатной жиле	42	15	60	37					
4	Романовский	Магнетит с редким арсенопиритом, пирит в кварце	3	40	55	48					
5	Карьер Известковый	Пирит мелкозернистый в измененной дайке	42	15	50	37					
		Пирит мелкозернистый в карбонате	21	15	40	30					
		ВСЕГО: n = 431									

Работами А.Я. Пшеничкина и других исследователей было установлено, что термо-эдс закономерно изменяется от пиритов с дырочной проводимостью из низкотемпературных минеральных ассоциаций и верхней части рудных тел и пиритов с электронно-дырочной проводимостью из среднетемпературных ассоциаций и средних частей рудных тел к пиритам с электронной проводимостью высокотемпературных минеральных ассоциаций и прикорневых частей рудных тел.

Проведенные исследования термо-эдс пиритов из разных минеральных ассоциаций и рудных тел Сухаринского рудного поля показали следующее.

Пириты имеют как дырочную, так и электронно-дырочную проводимость. При этом электронно-дырочный тип проводимости характерен для пиритов в ассоциации с пирротинном в рудах участков Сухаринка Левобережная и Кедровка III, а пириты из рудных тел участков Аргыш-Таг Южный, Романовского и из минеральных ассоциаций, где встречается арсенопирит (Сухаринка Левобережная, Кедровка III), имеют только дырочный тип проводимости.

Выводы.

1. Пириты рудных тел Сухаринского рудного поля из разных минеральных ассоциаций имеют резко преобладающий кубический габитус кристаллов (90...100 %). И только пириты участка Аргыш-Таг Южный наряду с кубическим габитусом (47...90 %) имеют кристаллы пентагондодекаэдрического габитуса (25...53 %).

2. Штриховка на гранях комбинационная незакономерная. Грани {210}, {111} в комбинациях кристаллов развиты слабо.

3. Пириты имеют чаще всего дырочный тип проводимости и только в рудных телах участков Сухаринка Левобережная и Кедровка III пириты в ассоциации с пирротинном имеют электронно-дырочную проводимость.

4. Исходя из того, что пирит имеет в основном кубический габитус кристаллов, незначительное количество морфологических типов и преобладающий дырочный тип проводимости, можно предположить, что золотая минерализация в Сухаринском рудном поле формировалась при средних температурах, рудные тела имеют небольшой эрозионный срез, который, вероятно, увеличивается в юго-западном направлении от участка Аргыш-Таг Южный к Романовскому.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТУФОВ ВМЕЩАЮЩИХ КОРБАЛИХИНСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Н.А. Надточева

Научный руководитель профессор А.И. Чернышов
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Предметом настоящего исследования являются туфы и дайковые образования из вмещающих пород Корбалихинского месторождения, которое расположено в Змеиногорском районе Рудного Алтая. В структурном плане это месторождение приурочено к усложненному пластическими деформациями юго-западному крылу Быструшинского синклиория и локализовано в его центральной части. Вмещающие породы в обрамлении месторождения сложены вулканогенно-осадочными образованиями шипуновской и давидовской свит, имеющих возраст среднего девона. Они представлены битуминозными известковистыми аргиллитами, туффитовыми алевролитами, туфопесчаниками и туфами основного и кислого состава [1]. Среди вулканогенно-осадочных пород пользуются значительным распространением дайки основного и кислого состава. Первые из них представлены, главным образом, диабазами и габбро-диабазами, а вторые – риолитовыми и риолит-дацитовыми порфирами.

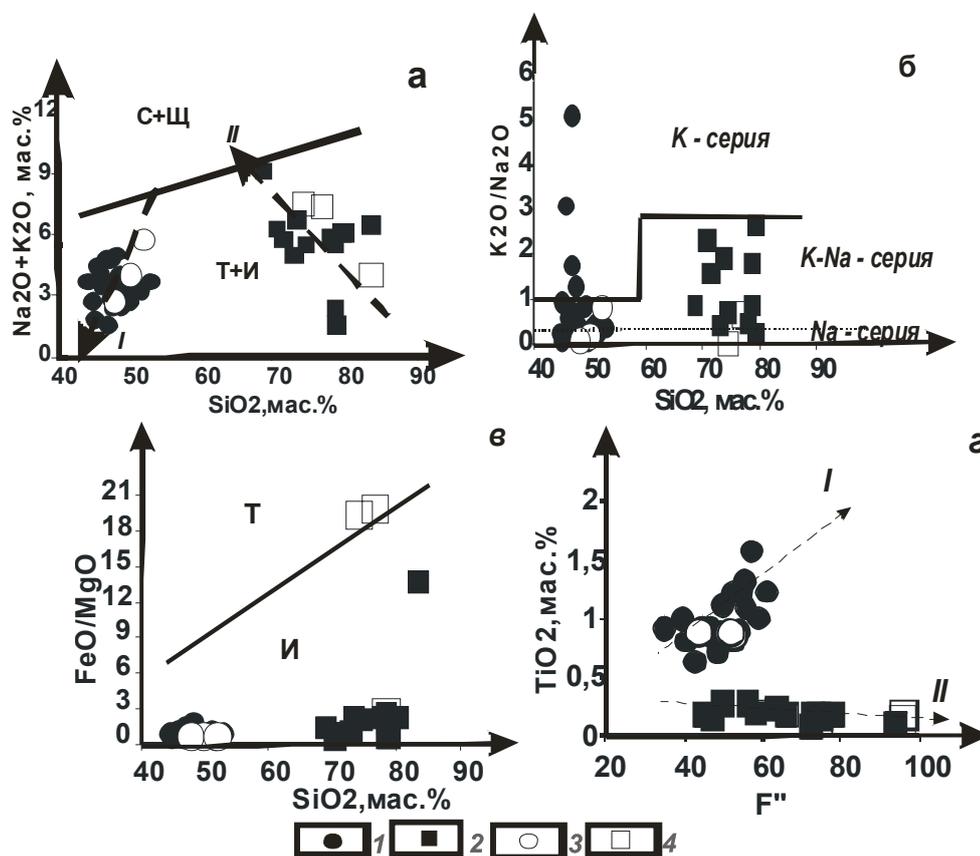


Рис. Бинарные диаграммы: « $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ »(а), « $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ »(б), « $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ »(в) и « $\text{TiO}_2 - F''$ », $F'' = (\text{FeO}^{**}/(\text{FeO}^{**} + \text{MgO}) \times 100)$ (г), отражающие состав вмещающих вулканогенных пород Корбалихинского месторождения. 1 – туфы основного состава, 2 – туфы кислого состава, 3 – дайки основного состава, 4 – дайки кислого состава. Эталонные серии: Т – толеитовая, И – известково-щелочная, С – субщелочная, Щ – щелочная. Эволюционные тренды пород: I – основного, II – кислого составов

Для изучения петрохимических особенностей вмещающих туфов и ассоциирующих с ними дайковых пород Корбалихинского месторождения были использованы результаты силикатного анализа. Наибольшие по объему выборки включали анализы туфов основного (35) и кислого (14) состава при ограниченном количестве дайковых пород основного (3) и кислого (3) состава.

Анализ формационной принадлежности пород базируется на изучении распределения фигуративных точек составов исследуемых пород на дискриминантных диаграммах « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ », « $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ », « $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ », и « $\text{TiO}_2 - \text{F}$ » (рис. 1).

На диаграмме « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ » (рис. 1, а) отчетливо устанавливается разделение фигуративных точек изучаемых пород по основности на две обособленные группы: основные ($\text{SiO}_2 \approx 45-55\%$) и кислые ($\text{SiO}_2 \approx 73-85\%$), которые находятся в поле толеитовой и известково-щелочной серий. Для каждой из групп устанавливаются эволюционные тренды, которые имеют разную направленность. В основных породах отмечается прямая зависимость между кислотностью и щелочностью, т.е. с уменьшением кислотности пород происходит понижение суммарного содержания щелочей. Тогда как в кислых породах устанавливается обратная зависимость между этими компонентами: с уменьшением кислотности отмечается возрастание суммы щелочей.

На диаграмме « $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ » (рис. 1, б) фигуративные точки туфов и их дайковых аналогов попадают, главным образом, в поле калинатровой серии, меньшая их часть располагается в поле натровой серии. Следует отметить, что небольшая часть фигуративных точек основных туфов находится в поле калиевой серии.

На диаграмме « $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ » (рис. 1, в) основные породы, как туфы, так и дайковые образования, – находятся в поле известково-щелочной серии. В поле этой же серии попадают только туфы кислого состава, тогда как дайковые породы располагаются как в поле известково-щелочной серии, так и толеитовой.

На диаграмме « $\text{TiO}_2 - \text{F}$ » (рис. 1, г) распределение фигуративных точек обнаруживает линейное расположение, отражающее два эволюционных тренда изученных пород. Первый тренд (I) выражен слабо и устанавливается для основных пород, обогащенных титаном. Для этого тренда отмечается тенденция возрастания количественной роли TiO_2 с увеличением железистости пород. Второй тренд (II) характерен для низкотитанистых кислых пород, в которых отмечается обратная корреляция между железистостью и содержанием титана. При значительном увеличении железистости отмечается незначительное понижение содержания TiO_2 .

Таким образом, из анализа петрохимических данных следует, что туфогенные породы основного и кислого составов, вмещающие Корболихинское полиметаллическое месторождение, относятся, преимущественно, к калинатровой серии. При этом основные и кислые породы представляют собой дискретные и контрастные по химическому составу вулканогенные образования, которые отличаются направленностью трендов эволюции их вещественного состава. Образование основных и кислых туфогенных пород, очевидно, произошло во времени, а их специфичность обусловлена сменой характера вулканизма.

Литература

1. Чекалин В.М. Геолого-генетическая модель Корболихинского месторождения полиметаллических и колчеданных руд на Рудном Алтае // Геология и геофизика, 1985. – № 8. – С. 78-91.

ОСОБЕННОСТИ ТИТАНОГАЛАКСИТА В ШЛАКЕ ТИТАНО-МАРГАНЦЕВЫХ ЛИГАТУР

А.А. Назарова, И.С. Архипова

Научный руководитель профессор А.А. Пермяков

Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия

Титано-марганцевые лигатуры получали алюмотермическим способом из шихты, в состав которой входили Николаевские ильменитовые концентраты и Джездинские марганцевые руды второго и третьего сорта. При этом, были получены шлаки, в состав которых входят: металл (сплав марганца и титана) – 1 %, мангантитанозит ($(\text{Ti}, \text{Mn})\text{O}$) – 15 %, титаногалаксит ($(\text{Mn}(\text{Al}, \text{Ti})_2\text{O}_4)$) – 37,5 %, корунд ($(\text{Al}, \text{Ti})_2\text{O}_3$) – 11,2 %, пирофанит (MnTiO_3) – 13,3 %, кнебелит ($(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$) – 8,5 %, силикатное стекло – 10,5 %. Шлак крупнокристаллический, скелетно-дендритный.

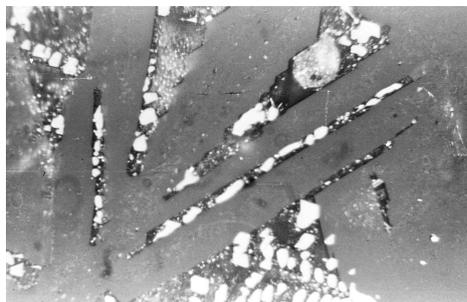


Рис. 1. Массивно-скелетный титаногалаксит с включениями титанозита и стекла между субиндивидами скелета. Шлак ТМ-2,3, отраженный свет, иммерсия, увел. 570

Титаногалаксит образует крупные массивноскелетные кристаллы в форме комбинации гексаэдричного пучка и ромбодекаэдричного каркаса (рис. 1). Субиндивиды этих кристаллов удлиненные, линейно выдержанные. Вершины кристаллов острые, полиэдрические.

Пирофанит и корунд образуют преимущественно пластинчатые кристаллы, которые иногда распадаются на пластинчатые массивно-скелетные ромбоэдрические субиндивиды.

Манганитанозит образует глобулярно-скелетные кристаллы в форме членисто-разорванного гексареберного пучка и ромбододекареберного каркаса. Скелетные кристаллы разорваны на многочисленные изометричные глобулярно антискелетные субиндивиды. Форма субиндивидов кривогранная или кубоктаэдрическая.

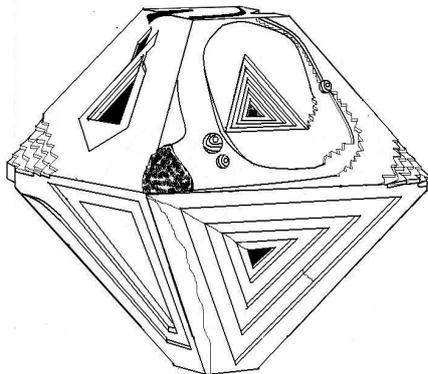


Рис. 2. Внешняя форма и скульптура граней галаксита из шлака ТМ-2,3

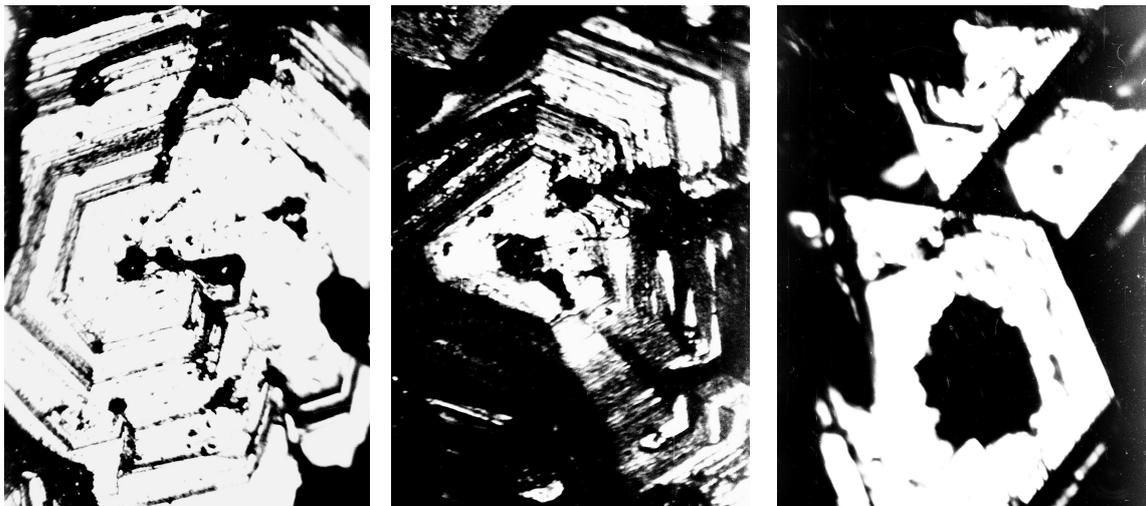
Титаногалаксит и пирофанит образуют скелетно-дендритный каркас шлака. В интерстициях скелетных кристаллов пирофанита и титаногалаксита располагаются скелетные кристаллы манганитанозита, тефроита и силикатное стекло.

Титаногалаксит $Mn(Al,Ti)_2O_4$ имеет структуру нормальной шпинели, которую можно представить двумя подрешетками: АО типа алмаза с Федоровской группой $Fd\bar{3}m$ и V_2O_3 типа курнакита $(Mn, Fe, Ti)_2O_3$ с пространственной группой $Ia\bar{3}$. Обе подрешетки динамически изменяются в процессе изодиморфных замещений вследствие высокотемпературной диффузии анионных и катионных составляющих.

а)

б)

в)



**Рис. 3 а) Псевдогексагональная неглубокая кристаллическая воронка на октаэдрической грани сдвойникового кристалла;
б) глубокая псевдогексагональная кристаллическая воронка с ямкой на нижней грани
в) ассиметричная ямка в центре октаэдрической грани.
Шлак ТМ-2,3. Отраженный свет, увел. 50**

Металлический алюминий, сгорая в алюмотермическом процессе, образует Al_2O_3 двух полиморфных модификаций: корунда $\alpha-Al_2O_3$ со структурой $R\bar{3}c$ и $\gamma-Al_2O_3$ со структурой шпинели, но тетрагональной симметрии $R4_1$. При высокой температуре алюмотермического процесса в шлаках существуют обе структурные модификации. Структура корунда устойчива в данных термодинамических условиях. Структура оксикорунда $\gamma-Al_2O_3$ в шлаке стабилизирована изодиморфными примесями Mn^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} . Химическую формулу оксикорунда можно представить как $(Mn, Mg, Fe, \square)_{1-x}(Al, Ti, Mn, Fe)_{2+2x/3}O_4$. При наличии заселенных тетраэдрических позиций тетрагональный или псевдокубический оксикорунд превращается в кубическую шпинелевую структуру с дефектами – вакансиями в тетраэдрических позициях, или, как предполагает Бляссе [1], эта тетраэдрическая позиция занята катионами водорода. Вакансии в тетраэдрических позициях нарушают алмазную подрешетку, понижая ее симметрию до тетрагональной.

Монокристаллы шпинели в титано-марганцевых шлаках представляют собой комбинацию октаэдра с менее развитыми гранями гексаэдра, притупляющими октаэдрические вершины (рис. 1). Как правило, не все вершины октаэдра притуплены гранями гексаэдра, вследствие чего кристаллы понижают видимую симметрию до тетрагональной. Наиболее развитыми формами являются тетрагональные дипирамиды и менее развитые пинакоиды. Грани тетрагональной дипирамиды (рис. 2) имеют форму кристаллических воронок. Эти кристаллические воронки иногда очень мелкие и плоские (рис. 3, а), но чаще глубокие (рис. 3, б), переходящие в обрывистые (рис. 3, в). На рисунке 3 б дитригональная симметрия кристаллической воронки указывает на то, что с октаэдрической (тетрагональной дипирамидальной) формой комбинируется гексаэдрическая (пинакоидальная).

Морфотропное превращение корунда со структурой $R\bar{3}c$ в шпинелевую структуру титаногалаксита $Fd\bar{3}m$ обусловлено вхождением в В-подрешетку катионов марганца и титана с пространственной группой $Im\bar{3}$. В структуре курнакита заселенные октаэдрические позиции MnO_6 повернуты таким образом, что оси L_4 гомологически превращаются в оси L_4 . Оси L_3 при такой ориентировке октаэдров также располагаются перпендикулярно граням. Поворот октаэдрических позиций, заселенных марганцем, снижает общую симметрию решетки с $Fd\bar{3}m$ до $Im\bar{3}$. Таким образом, изоморфное вхождение марганца в структуру оксикорунда стабилизирует его шпинелевую структуру.

В природном курнаките кроме изоморфной примеси железа присутствуют титан и алюминий. Содержание титана и алюминия, как правило, одинаково. В шлаке ТМ-2,3 в кристаллах пирофанита встречаются блоковые включения изотропных кубических кристаллов титаногалаксита или биксбиита (рис. 3).

Изоморфная примесь Ti в титаногалаксите выполняет стабилизирующую роль. Титан присутствует в форме катионов Ti^{+3} , Ti^{+4} . Благодаря наличию четырехвалентного титана образуется компенсация зарядов в форме вакансий в тетраэдрических позициях. Очевидно, что тетраэдрические позиции частично вакантны. О наличии вакансий в структуре титаногалаксита свидетельствуют пониженные параметры кристаллической решетки. Параметры ячейки стехиометрического галаксита 8,17 Å, в стехиометрической шпинели 8,08 Å, стехиометрического герценита – 8,11 Å, чистого оксикорунда – 7,96 Å, титаногалаксита данного шлака – 8,05 Å.

Исходя из представленных параметров, можно предположить состав титаногалаксита: $(Mn, Mg, Fe, \square)_{0,5}(Al, Ti, Mn, Fe)_{2,33}O_4$. Переменный состав галаксита свидетельствует о неравновесных процессах кристаллизации в различных микрообъемах шлака.

Литература

1. Бляссе Ж. Кристаллохимия феррошпинелей / Под ред. Б.Е. Левина. Перев. с англ. – М.: Металлургия, 1968. – 184 с.
2. Минералы. Справочник. – М.: Наука, 1967. – Т. 2. – Вып. 2. – 367 с.

ТИТАНОЗИТ В ШЛАКАХ ТИТАНО-МАРГАНЦЕВЫХ ЛИГАТУР

А.А. Назарова, Н.И. Кувшинникова

Научный руководитель профессор А.А. Пермяков

Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия

В настоящее время остро стоит проблема выбора оптимального состава флюсующей обмазки сварочных электродов. Обычно в качестве обмазки используют дорогостоящие рутиловые концентраты и ферромарганец, поэтому актуально заменить их более дешевым ильменитовым концентратом.

В СибГИУ под руководством профессора Н.Ф. Якушевича [2] были синтезированы лигатуры. Синтез осуществлялся в лабораторной установке, собранной из двух графитовых тиглей емкостью 10 л. Верхний тигель служил реактором, нижний – приемником жидкого металла, вытекающего из верхнего тигля через отверстие диаметром 9 мм. Синтез лигатуры проходил при температуре 1650 – 1910 °С в течение 5 мин. Это позволило обеспечить полное восстановление и хорошую отсадку металла. В результате плавки получены лигатуры в виде слитков и корольков (4,165 кг) и шлак (12,863 кг).

В Лаборатории экологии и комплексного исследования минеральных отходов СибГИУ были проведены технологико-минералогические исследования исходного минерального сырья и синтезированных продуктов. В процессе исследования были детально изучены минералы шлаков, редко встречаемых в геологических условиях. Минеральный состав шлаков следующий: металл (Fe, Mn, Ti), титанозит (TiO), титановый корунд ($[Al, Ti]_2O_3$), шпинель ($[Mg, Fe, Mn]_{1-x}[Al, Ti, Fe]_{2-2/3x}O_4$), алюмопсевдобрукит ($[Al, Ti, Fe]_2TiO_5$), рутил (TiO₂), титанит (CaTiSiO₅), кнебелит ($[Mn, Fe]_2SiO_4$), силикатное стекло, карбид титана (TiC).

Одним из таких минералов является монооксид титана TiO. TiO – самый низший из всего ряда оксид титана. Впервые описание TiO было выполнено академиком Д.С. Белянкиным в 1949 г [1], более поздние исследования добавили к этому описанию немного. В литературе название этого минерала отсутствует, так как в природных минеральных ассоциациях он не встречается, поэтому мы предлагаем назвать его «титанозит». Название означает: «титан» – по главному металлу, «о» – класс оксидов, «з» – закисный оксид, «ит» от «литос» – камень, минерал.

Кристаллизуется титанозит в кубической системе $Fm\bar{3}m$ с периодом решетки $a_0 = 4,24$ Å. Для стехиометрического соединения TiO параметр элементарной ячейки $a_0 = 4,1766 \pm 1,0001$ Å, уд. вес 4,917 г/см³. В исследованных шлаках период решетки колеблется от 4,14 до 4,412 Å. Отклонение параметра решетки обусловлено ее дефектностью и присутствием изоморфной примеси.

Титанозит в неограниченном количестве может изоморфно растворять Fe, Mg, Cr, V. С MnO и CaO титанозит образует несовершенную изоморфную смесь. Содержание Mn и других изоморфных примесей в титанозите пропорционально содержанию его в шлаке. Рентгеноструктурные исследования подтверждают наш кристаллохимический пересчет формул титанозита. Там, где изоморфные примеси марганца в титанозите

присутствуют в большем количестве (Ti-1 и Ti-3), межплоскостные расстояния увеличены по сравнению с таковыми Ti-2.

Кристаллохимическая формула титанозита с учетом химического состава шлаков из различных плавок имеет следующий вид: $(\text{Ti}_{0.75}\text{Fe}_{0.11}\text{Mg}_{0.06}\text{Mn}_{0.08})\text{O}$ – из шлака Ti-1; $(\text{Ti}_{0.81}\text{Fe}_{0.12}\text{Mg}_{0.06}\text{Mn}_{0.01})\text{O}$ – из шлака Ti-2; $(\text{Ti}_{0.72}\text{Fe}_{0.15}\text{Mg}_{0.09}\text{Mn}_{0.03})\text{O}$ – из шлака Ti-3.

Кроме изоморфных примесей титанозит содержит пойкилитовые включения TiN и TiC.

Форма кристалла титанозита – кубоктаэдр с неравномерным развитием граней гексаэдра и октаэдра. Кристаллы чаще всего кривогранные, антискелетные. Изменения относительных энергий разных граней титанозита в процессе их развития показывают, что они всегда шероховатые, следовательно, новые слои зарождаются в центре грани, т. е. нормальный рост преобладает над тангенциальным. Близкие значения энтропии кристаллизации граней {111} и {100} обуславливают кубоктаэдрический габитус кристаллов вюститита. Скелетные кристаллы титанозита на основании полученного расчета должны иметь форму ромбододекаэдрического реберного пучка, каждый луч которого состоит из кубоктаэдрических субиндивидов, что полностью соответствует данным наших кристалломорфологических исследований. Реальная форма скелетного титанозита представлена на рис. 1.



Рис. 1. Глобулярно-скелетная форма титанозита (белое), прорастающего в пиропаните (серое) (а); кривогранно полиэдрическая форма субиндивидов скелетного титанозита (б)

Титанозит образует сростания с корундом ($\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$), шпинелью (MgAl_2O_4), алюмопсевдобрукитом (Al_2TiO_5). Сростаясь с идиоморфным корундом, титанозит образует ксеноморфные формы, свидетельствующие о его более поздней кристаллизации. Двойники и спайность отсутствуют. Иногда образует оторочки и различного рода прорастания. Также имеет способность образовывать эвтектические радиально-лучистые сростания со шпинелью и алюмопсевдобрукитом.

Парагенетические ассоциации титанозита в шлаке весьма разнообразны. Металлические включения, как правило, со всех сторон окаймлены кристаллами титанозита. Иногда мелкие металлические включения видны непосредственно в кристалле титанозита, однако и в этом случае они, бесспорно, являются пойкилитовыми реликтовыми включениями, на которые нарастает более поздний титанозит. Шпинель содержит синтаксиальные и эксклюзионные включения титанозита. В процессе кристаллизации шпинели изоструктурные компоненты титанозита накапливаются в кристаллизационном дворике растущего кристалла шпинели. При достижении критической концентрации они эпитаксиально нарастают на поверхности кристалла шпинели, образуя типичные эвтектические прорастания (рис. 2, а). Титанозит в этом случае образует упорядоченный рой глобулярных вращаний в кристалле шпинели.

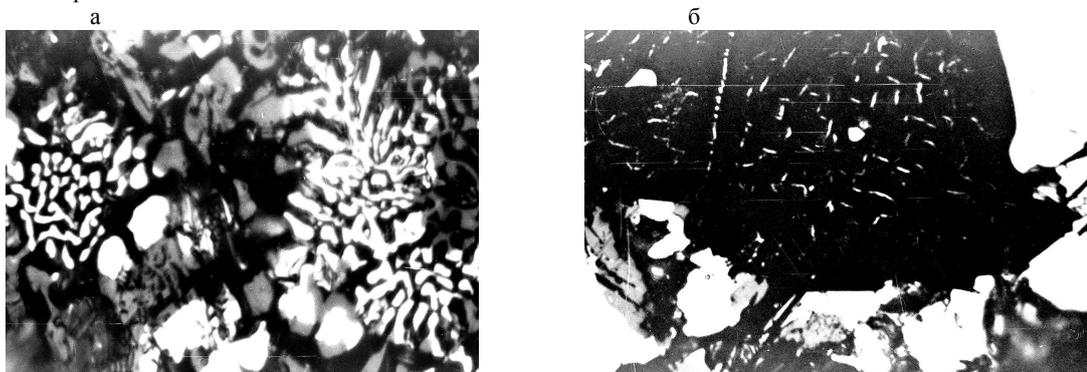


Рис. 2. Эвтектическая (а) и эксклюзионная (б) структуры прорастания титанозита в шпинели. Отраженный свет, иммерсия, увел. 750

Часть компонентов титанозита изоморфно растворяется в растущем кристалле шпинели, образуя высокоокисную титаносодержащую шпинель, гомогенную только при высокой температуре. С понижением температуры происходит эксклюзионный распад с выпадением пластинчатых выделений титанозита и корунда,

ориентированных параллельно гексаэдрическим плоскостям (рисунок 2, б). После завершения кристаллизации шпинели в межзеренных интерстициях накапливается тонкокристаллическая сыпь титанозита, очень четко подчеркивающая контуры кристаллов шпинели. После завершения кристаллизации титанозита образуется алюмопсевдобрукит. Он захватывает пойкилитовые включения титанозита и шпинели или зонально обрастает кристаллы титанозита.

Физические свойства. Непрозрачен, оптически изотропен, макроскопический цвет черный. Высокая отражательная способность. В отраженном свете золотисто - желтый, в темном поле непрозрачен. В поляризованном свете эффект анизотропии отсутствует. У твердых растворов TiO – TiN золотисто-желтая окраска приобретает оранжевый оттенок, а у TiO – TiC – розоватый. Плотность 4,93, твердость 1600 HV. Непластичен, полируется хорошо.

Понижение параметров кристаллической решетки, несмотря на наличие изоморфной примеси крупных катионов марганца, указывает на частичную растворимость шпинелидных компонентов в структуре титанозита. Наличие эксклюзионных включений титанозита в шпинели так же свидетельствует о частичной растворимости титанозита в шпинели. Это, в свою очередь, наталкивает на мысль о том, что в шпинели присутствует изоморфная примесь титана, который понижает параметры ее решетки.

В проходящем свете отличить титанозит от других непрозрачных минералов трудно. В отраженном свете на шлифах распознается легко по весьма характерному золотисто-желтому цвету, округлой форме кристаллов и травимости разбавленной серной кислотой.

Титанозитсодержащие шлаки титано-марганцевых лигатур состоят из очень твердых минералов: корунда с твердостью 2055-2191 HV, шпинели – 1378-1505 HV, титанозита – 1550-1682 HV, поэтому могут использоваться в качестве абразивных материалов. Также могут использоваться как огнеупорные материалы, так как температура плавления шпинели 2135 °С, титанозита – 1750-2020 °С, титалита – 1890 °С.

Литература

1. Белянкин Д.С. Низшие окислы титана в шлаках алюминотермического процесса // ДАН СССР. – М., 1949. – Т. 65. – № 5.
2. Якушевич Н.Ф. Получение титанмарганцевых лигатур из ильменитовых и марганцеворудных концентратов // Известия вузов. Черная металлургия. – М, 2004. – № 4. – С. 20-22.

ПЕТРОГЕНЕЗИС И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ БАЗАЛЬТОВ ХРЕБТА КАРАКАН (КУЗБАСС)

А.В. Наставко

Научный руководитель доцент К.Л. Новоселов

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В строении Караканского хребта базальты представлены двумя покровными телами, согласно залегающими среди терригенных пород нижнего триаса. Разделяются покровы друг от друга маломощным пластом вулканогенно-осадочных пород, что свидетельствует о неоднократном и достаточно сближенном во времени излиянии лавы. Общая мощность покровов отличается выдержанностью и составляет 95–115 м, простираение их ССВ 13–18° с пологими углами падения 20–30° на юго-восток. Характерной особенностью базальтов является их миндалекаменная текстура, которая особенно типична и ярко выражена в прикровлевых участках с широкими вариациями размеров миндалин – от первых мм до 50–35 мм. Крупные миндалины выполнены минералами группы кремнезема, среди которых доминирует халцедон, слагающий зоны агата или оникса, а также кварц.

Изученные минералого-петрографические, петрохимические, геохимические особенности базальтовых покровов хребта Каракан позволяют сделать однозначный вывод о существовании в пермо-триасовое время единой промежуточной магматической камеры, достаточно длительно эволюционирующей с последовательными, разделенными во времени двумя фазами излияний магматического расплава на земную поверхность. Основное петрографическое отличие двух базальтовых покровов – присутствие повышенного количества оливина (> 5 %) в базальтах первой фазы излияния, что обусловило образование оливиновых разностей пород, а также их миндалекаменная текстура с крупными миндалинами (до 10×15 см). Отличия в количественном содержании оливина, а также в текстурных особенностях базальтов первой фазы излияния, видимо, следует объяснять быстрым подъемом к земной поверхности слабо дифференцированного расплава, обогащенного летучими компонентами. Наличие в плагиоклазах базальтов I фазы во включениях флюидной фазы является свидетельством кристаллизации их в кинетическом режиме.

Характерной особенностью химизма базитового расплава является его высокая железистость и низкая магнезиальность (коэффициент отношения FeO/MgO = 4,2...6,8), обогащенность кремнеземом (SiO₂ = 54,7...56,5 %), что указывает на толеитовый тип базальтоидного расплава.

Следует заметить, повышенная железистость в целом свойственна траппам Кузбасса, и как отмечает В.А.Кутюлин, обогащенностью железом в сравнении с магнием характеризовалась исходная магма еще до подъема ее в промежуточную камеру. Высокие содержания кремнезема, не свойственные для базитовых магм, несколько повышенная щелочность, существенно с натриевой направленностью, видимо, обязаны специфике химизма изначального глубинного расплава, хотя не исключается и процесс контаминации поднимающимся расплавом вмещающих осадочных толщ [2].

Изначальный химизм базитового расплава, процессы кристаллизационной и эманационной дифференциации в промежуточной магматической камере нашли свое отражение и на минералого-петрографическом составе базальтовых пород, и на особенностях распределения в них аксессуарных минералов и элементов-примесей.

Кристаллизационная дифференциация магматического расплава является неизбежным процессом в промежуточной камере, в результате которого происходит фракционирование с разделением твердых и жидких фаз. Коэффициент фракционирования ($f = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MnO} \cdot 100 \text{ мас. \%}$) составляет 75,25...80 %, что указывает на достаточно высокую степень кристаллизационной дифференциации расплава.

По мере понижения температуры в промежуточной камере последовательно выделялись минеральные фазы, относящиеся к стадии протокристаллизации. Первым из расплава выделился оливин, по составу отвечает практически чистому фаялиту (Fe_{94}) с примесью Cr_2O_3 (до 2,5 % мас. %). Затем обособились фенокристы плагиоклаза, состав которых в базальтах I фазы соответствует андезин-лабрадору (An_{45-60}), а в базальтах II фазы излияния основность его увеличивается до лабрадора-битовнита (An_{58-78}). Сближено во времени или несколько позже фенокристов плагиоклаза выделился клинопироксен. При этом пироксен базальтов I фазы содержит больше геденбергитовой молекулы ($CaFe[Si_2O_6]=52,5 \%$) и соответствует ферросалиту, в составе пироксена базальтов последующей фазы доминирующим является диопсидовый минал ($CaMg[Si_2O_6]=74,8 \%$), что отвечает салиту, содержащему примесь щелочей ($Na_2O=0,27 \%$). Отмеченные особенности изменения химизма интрателлурических выделений плагиоклаза, клинопироксена в базальтовых покровах различных фаз указывают на длительную эволюцию магматического расплава в промежуточной камере в сторону увеличения его основности, щелочности и уменьшения железистости.

Среди аксессуарных минералов весовые количества в базальтовых покровах образуют лишь пирит, присутствующий в двух генерациях, и магнетит. Другие аксессуарии, в том числе самородные феррит, золото, пирротин, халькопирит, халькозин, циркон, апатит, ильменит фиксируются в единичных зернах. Низкие содержания аксессуарных минералов и прежде всего таких типоморфных для базитовых магм, как пирротин, халькопирит, пентландит, ильменит, титаномагнетит, видимо, объясняется их гравитационным погружением в придонные части промежуточной камеры или недостаточно высоким потенциалом серы.

Следствием отделения от расплава минералов-концентраторов рудных элементов явились низкие содержания (рис.) в базальтовых покровах таких типичных для базитовых магм рудных элементов как Cr, Ni, Co, Cu, Ti, которые частично вошли в кристаллические решетки минералов стадии протокристаллизации – оливина, клинопироксена, а также рассеялись в решетках пирита.

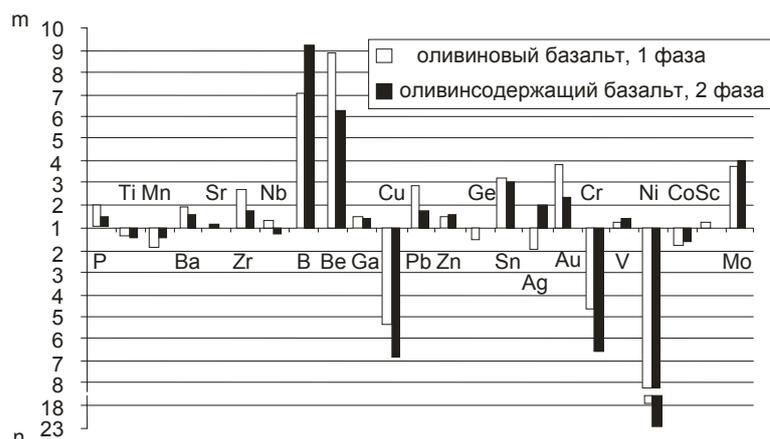


Рис. Диаграмма распределения элементов-примесей в базальтах по отношению к массовому кларку. По вертикальной оси: выше кларка в т раз (избыточные элементы) и ниже кларка в п раз (дефицитные элементы); горизонтальная линия (1) соответствует содержанию элементов в пределах кларка

Повышенные концентрации в базальтах Mo, Sn, Pb, Zn, Au, Ag и особенно Be, B, P объясняется накоплением их в процессе эманационной дифференциации, имевшем место в магматическом расплаве. В промежуточную камеру из области ее отделения от исходного субстрата поступал поток глубинного мантийного флюида, транспортировавшего H, S, B, P, Na, K и различные рудообразующие элементы, в числе которых Au, Ag, Pb, Sn, Mo, Zn и другие. В результате взаимодействия поступающего флюида с магматическим расплавом в условиях восстановительной физико-химической обстановки происходило обособление самородных металлических фаз золота, каплевидных глобулей железа, концентрирующего в себе примеси Cu, Au, Ag, Te и других элементов, а также кристаллизовались сульфиды – пирит, пирротин и другие.

Легкоподвижные элементы Mo, Sn, Be, Pb, Zn, а также Au, Ag вместе с летучими – B, P, S, H_2O и др. накапливались в апикальной части камеры и выносились поднимающимися порциями магмы к поверхности земли, образуя избыточные концентрации в базальтовых покровах.

Среди элементов, образующих избыточные, в сравнении с массовым кларком, концентрации в базальтовых покровах, особого внимания заслуживает золото, содержание которого на один - два порядка превышает значение кларка в основных породах. Изученные базальты характеризуются высоким коэффициентом накопления золота - $K_{\text{к}}^{\text{Au}}=2,35-3,95$, при этом наибольшим значением $K_{\text{к}}^{\text{Au}}$ обладают базальты первой фазы излияния. По $K_{\text{к}}^{\text{Au}}$ в эффузивных породах Сибири среди выделенных А.Ф.Коробейниковым [1] трех групп базальтоидов каранские базальты отвечают группе основных вулканитов с повышенными значениями $K_{\text{к}}^{\text{Au}}$ равными 1,1...5,8. Как показали наши исследования, золото в базальтах образует интерметаллид (Au, Ag) с содержанием Au – 62,19 %, Ag – 37,81 %, концентрируется в глобулях феррита (сотые доли мас. %) и в пирите,

где вместе с Au фиксируются примеси Ag, Te, Sb, As. На возможность образования золота, как и других металлов, в самородном виде на самом раннем этапе эволюции базальтовых магм при воздействии на них восстановительного флюида указывает Б.В. Олейников в работе, посвященной трапповому магматизму Сибирской платформы [3]. Нахождение золота в глобулах феррита, в пирите указывает на его сидерофильные свойства на ранних этапах кристаллизации расплава в промежуточной камере.

Однако, как указывается в работах А.Ф.Коробейникова и других исследователей, золото наряду с сидерофильными свойствами проявляет и сильные халькофильные свойства, поэтому его поведение в процессе эволюции расплавов основного состава неотделимо от поведения серы [1]. Следовательно, концентрации золота в магме будут находиться в прямой зависимости от содержания в ней серы, режим которой определяет поведение сидерофильных элементов, в том числе Au, на всех стадиях эволюции основных магм, начиная от выплавки их из мантии. Постоянное присутствие золота в пирите – главном минерале-носителе и концентраторе этого металла в базальтовых покровах указывает на определенную роль серы в концентрировании золота в магматической камере.

Таким образом, в результате изучения петрографии базальтовых покровов, химического состава пород, акцессорной минерализации и закономерностей распределения элементов-примесей, в том числе Au, Ag, Mo, Sn, Pb, Zn можно заключить, что имеются косвенные предпосылки для формирования золото-серебряной полиметаллической рудной минерализации. На это же указывают и достаточно активно прошедшие постмагматические процессы – цеолитизация, хлоритизация, карбонатизация базальтов. О поздней гидротермальной деятельности свидетельствует наличие кварцевых жил, секущих базальтовые покровы и несущих вкрапленность пирита, галенита. Благоприятное геолого-структурное положение Кузнецкого бассейна на сочленении Колывань-Томской складчатой зоны, Салаира, Кузнецкого Алатау и Горной Шории также не исключает золото-полиметаллического рудопроявления, возможно, расположенного на больших глубинах.

Литература

1. Коробейников А.Ф., Миронов А.Г. Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. – Новосибирск: ВО «Наука», Сибирская издательская фирма, 1992. – 217 с.
2. Кутолин В.А. Трапповая формация Кузбасса. – Новосибирск: СО АН СССР, 1963. – 117с.
3. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука, СО, 1979. – 263 с.

ОСОБЕННОСТИ ПЛАТИНОНОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ ВАЛЕРЬЯНОВСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Е.С. Олейник

Научный руководитель профессор А.К. Мазуров
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В Казахстане находки платиноидов известны с начала прошлого столетия. К настоящему времени в результате разноплановых работ на широкий спектр полезных ископаемых накоплены обширные, но нередко противоречивые и слабо систематизированные материалы по платиноносности. Общей проблемой для всех регионов Республики является недостаточная изученность типовых объектов и отсутствие сведений по предполагаемым рудоносным металлогеническим формациям. Таким образом, становится очевидной проблема прогноза и поиска проявлений металлов платиновой группы (МПГ).

В данной работе исследованы массивы ультраосновных (серпентинитовых) пород, приуроченные к тектоническим нарушениям Валерьяновской островной дуги. Они представляют интерес в связи с повышенными (по сравнению с вмещающими породами) концентрациями элементов платиновой группы (ЭПГ), полученными в результате пробирно-атомно-эмиссионного анализа.

Целью настоящего исследования является установление возможности накопления ЭПГ в серпентинитовой породе при данных геолого-структурных и петрографических условиях. Основные задачи по достижению цели следующие.

1. Выявление особенностей размещения и структурного контроля изучаемых массивов в пределах Валерьяновской островной дуги.
2. Исследование петро-геохимических характеристик горных пород конкретных массивов.

Валерьяновская энсалическая островная дуга расположена вдоль меридионального западного борта Тургайского прогиба (территория республики Казахстан). Островодужная зона ограничена глубинными разломами: на западе – Ливановским, на востоке – Апановским. Восточная граница определена условно вследствие невозможности детального изучения глубинных пород из-за большой мощности мезозойско-кайнозойских отложений. Протяженность зоны составляет около 500...600 км, ширина от 50 до 100 км. С Валерьяновской островной дугой связан одноименный карбонатовый металлогенический комплекс. С этим комплексом связаны весьма крупные (уникальные) месторождения богатых железных руд и крупные скопления богатых существенно цинковых руд [3].

Главное место в строении зоны занимают осадочно-вулканогенные образования нижнего карбона, собранные в серию брахискладчатых структур, вытянутых согласно с общим простиранием зоны в субмеридиональном направлении. На отдельных участках складчатые структуры осложнены разрывными нарушениями. Осадочно-вулканогенные образования нижнего карбона без видимого несогласия залегают на фаменских отложениях, представленных песчаниками, аргиллитами и известняками мощностью более 500 м. На фаменских отложениях согласно залегают карбонатная толща нижнего турне мощностью 300 м, перекрывающаяся терригенной толщей верхнего турне – нижнего визе (1000...1200 м). Начиная со среднего визе

до нижнего намюра включительно выделяется мощная (4500...5000 м) вулканогенно-осадочная Валерьяновская серия с доминирующим значением в составе пород вулканогенного, преимущественно туфового материала.

В составе комплекса прослежен пояс серпентинитовых массивов, простирающийся в северо-восточном направлении на 120 км при средней ширине 6...10 км. На уровень палеозойского фундамента выходят 38 массивов ультраосновных пород (серпентинитов), основная часть их приурочена к тектоническим нарушениям. Самый крупный массив – Уркашский. Он приурочен к одноименному разлому, имеет северо-восточное простирание, его размеры 18 км в длину, до 3 км в ширину. Массив перекрыт рыхлыми отложениями мезокайнозой мощностью 45...90 м. Выходов на дневную поверхность он не имеет, как и прочие массивы пояса. По форме Уркашский массив представляет собой пластовую интрузию с юго-восточным падением под углом около 40°. Мощность пластовой интрузии серпентинитов на юге района составляет около 3 км. Она постепенно уменьшается к северо-востоку [1]. В серпентинитах вскрыт прослой карбонатно-хлоритовой породы, имеющей местами слоистую текстуру и включения углистого вещества.

По материалам отчетов геологоразведочных партий (листы Карты полезных ископаемых Казахстана М-41-18-А и В (Ладнер и др., 1969 г.), породы данных интрузивных массивов представлены аперидотитовыми, реже аподунитовыми серпентинитами, среди которых преобладают хризотил-антигоритовые разности. Время внедрения интрузий определено как нижний-средний карбон.

Пробирно-атомно-эмиссионным методом были исследованы как сами серпентиниты, так и коры выветривания по ним, а также карбонатно-хлоритизированная порода, образующая прослой в серпентините (всего 63 пробы из 11 скважин). Максимальные содержания элементов (до 0,0080 г/т Pt и 0,015 г/т Pd) обнаружались в пробах серпентинита, отобранных из керна скважин 111, 142 и 149 (на различных глубинах, в интервале 110...151,5 м). Серпентинизированные породы вскрываются скважиной № 111 на глубине 109,8 м, скважиной № 142 – на глубине 101,9 м, № 149 – на глубине 131,3 м.

Мног был проведен анализ проб серпентинита, отобранных из керна скважин 111, 142 и 149, методом ИСР-масс-спектрометрии (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) на весь спектр элементов. Исследование проводилось в лаборатории аналитического центра «Плазма» г. Томска. Возможности данного метода позволяют определить содержания лишь трех ЭПГ – Pt, Pd и Ru. Значимые результаты получены только по Pt для пород скважины № 111: 0,025 г/т в интервале 117,2...119,0 м; 0,046 г/т в интервале 119,0...121,4 м. Пределы определения для платины – до 0,02 г/т, для палладия – до 0,05 г/т, для рутения – до 0,03 г/т [2].

Таблица

Результаты исследования пород методом ИВА

№ скв.	№ проб	Содержание элемента, г/т					
		Au	Pt	Pd	Os	Ir	Rh
111	1	0,0285	0,0097	0,0220	0,0370	< 0,1000	1,5500
	2	0,0390	0,1405	0,0243	0,0760	0,3500	0,0240
142	3	0,0225	0,0582	0,0280	0,0890	0,7700	0,1900
	4	0,0059	0,0029	< 0,0010	0,0070	0,6500	< 0,0100
	5	0,0078	0,1454	0,0430	0,0100	0,2400	< 0,0100
	6	0,0160	0,0069	0,0355	0,0110	0,1200	< 0,0100
	7	0,0175	0,0288	0,0075	0,0190	0,2700	0,0530
	8	0,0079	0,0015	0,0950	0,0053	0,0500	0,0645
149	9	0,0125	0,0135	0,0245	0,0051	0,3500	0,2300
	10	0,0047	0,0267	0,0053	0,0046	0,1300	0,4950
	11	0,0197	0,0247	0,0014	0,0150	0,3200	1,6900
	12	0,0230	0,0588	< 0,0010	0,0130	0,4200	0,4300

Породы скважины № 111, пройденной в одном из северных массивов пояса, по результатам данного анализа заметно отличаются от других. Содержание таких элементов, как Li, V, Zr, Nb, In, La-ноиды, Hf, Ta в них на порядок выше, U и Th – в 1000 раз больше, чем в породах других скважин. Кроме того, содержания этих элементов значительно превышают средние значения для ультраосновных горных пород.

Минеральный состав пород идентичен во всех скважинах: антигорит, хризотил, карбонаты, практически повсеместно развит хлорит, в виде знаков хромит, магнетит, гематит, сульфиды. Серпентиниты, вскрытые 111 скважиной, наиболее хлоритизированы (до 20 % хлорита в шлифах), породы 142 скважины отличаются наиболее ярко выраженной петлячатой текстурой и повышенным содержанием рудных компонентов.

Позднее был проведен анализ пород скважин №№ 111, 142 и 149 методом инверсионной вольтамперометрии (ИВА), в результате которого получены следующие, для некоторых проб средние по результатам двух опытов, содержания Pt, Pd, Rh, Os, Ir и Au (таблица).

Для выявления формы вхождения платиноидов в породу было проведено исследование на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск). Процесс пробоподготовки заключался в следующем: из измельченной в пудру пробы путем промывки получен искусственный шлик тяжелой фракции; из полученного концентрата изготовлен препарат, который и был исследован на сканирующем микроскопе. Далее, по характеристическим энергодисперсионным спектрам был определен состав минералов, проведена их диагностика. Для анализа были отобраны 5 проб с максимальными по

результатам проведенных ранее исследований концентрациями ЭПГ: пробы №№ 1, 2, 3, 5 и 7. Для проб из скважины №111 характерно наличие сростков галенита с халькопиритом, для проб скважины №142 – наличие минеральных фаз NiAsS и SnSbPb. В целом в исследованных пробах отмечается наличие победита и других техногенных минералов.

Ни в одной из проб зерен минералов, содержащих платиноиды, обнаружено не было. С одной стороны, такой результат показывает, что платиноиды не образуют в данной породе самостоятельных минералов и не являются примесными для минералов тяжелой фракции. С другой стороны, полученные результаты не исключают возможности локализации ЭПГ в тяжелой магнитной либо в легкой фракциях, которые данным методом не исследовались.

Таким образом, результаты трех проведенных анализов можно подытожить следующим образом: в данных массивах не обнаружено собственных минералов платины и металлов платиновой группы. Вероятнее всего, платиноиды находятся в виде примеси в других минералах.

Литература

1. Геология СССР. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 2 / Под ред. А. М. Захарова, К. П. Удриса. – М.: Недра, 1971. – Т. 34. – 312 с.
2. Геохимия платиновых элементов: Учебное пособие / Под ред. В.Г. Лазаренкова, А.Г. Марченкова, И.В. Таловиной. – СПб: Изд-во Санкт-Петербургского горного института, 1996. – 93 с.
3. Мазуров А.К. Металлогения и оценка рудоносности металлогенических комплексов островных дуг // Геология и охрана недр. – 2002. – № 3 (4). – С. 2–10.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА КАЙМЫСОВСКОГО СВОДА (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В.Л. Попов

Научный руководитель научный сотрудник Е.А. Жуковская
ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК», г. Томск, Россия

В рамках проведения научно-исследовательских работ в ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК» по теме «Анализ геолого-геофизических особенностей низкоомных коллекторов Катильгинского лицензионного участка» для ряда скважин был выполнен литолого-фациальный анализ пород и определен химический состав 58 проб пород-коллекторов. По результатам литофациального анализа выделено три типа фаций: фации внутреннего шельфа, фации подводных ложбин и фации пляжа. С использованием данных химического состава были рассчитаны и проанализированы шесть основных литохимических модулей, а также исследована их взаимосвязь, как между собой, так и в соответствии с фацией образования. Использованные модули рассчитывались по весовым процентам следующим образом: гидролизатный модуль (ГМ) = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + MnO) / SiO_2$; фемический модуль (ФМ) = $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$; модуль нормированной щелочности (НKM) = $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; щелочной модуль (ЩМ) = $K_2O / (K_2O + Na_2O)$; титановый модуль (ТМ) = TiO_2 / Al_2O_3 ; железный модуль (ЖМ) = $(Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$ [3]. Для оценки величин модулей использована классификация, предложенная Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [3]. Для статистических исследований литохимических модулей доверительный интервал принимался равным 0,05.

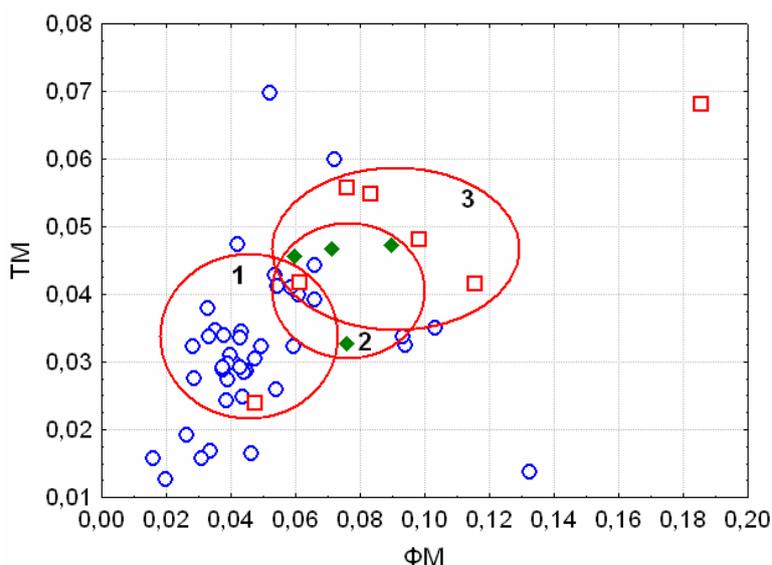


Рис. 1. Модульная диаграмма ФМ-ТМ для верхнеюрских терригенных пород севера каймысовского свода. Фации: 1 - внутреннего шельфа, 2 – подводных ложбин, 3 – пляжей

Породы всех трёх фаций по величине ГМ относятся к гипсиаллическому хемотипу. Аномально низкие значения гидролизатного модуля фиксируются для пород фаций внутреннего шельфа (среднее 0,23), для остальных фаций характерен нормальный ГМ, равный 0,33, 0,32 соответственно для фаций подводных ложбин и фаций пляжа. Однако дисперсия гидролизатного модуля достаточно высока, что не позволяет использовать ГМ в качестве критерия фациальной принадлежности пород.

Усредненный показатель нормированной щелочности для исследованных пород составляет 0,44, 0,38 и 0,41 соответственно для фаций внутреннего шельфа, подводных ложбин и пляжей. Этот модуль включает в себя типично аллотигенные элементы, характеризующие исключительно терригенную составляющую осадочных пород, и определяется соотношением содержания мусковита, плагиоклазов и калишпатов. Низкие значения НКМ свидетельствуют о преобладании слюд, а высокие – о преобладании полевых шпатов [3]. По используемой классификации породы относятся к нормощелочному хемотипу. При исследовании связи НКМ с другими независимыми модулями значимых корреляционных связей не обнаружено.

Щелочной модуль – важная характеристика, отличающая глинистые породы ($\text{Na}_2\text{O} \ll \text{K}_2\text{O}$) от обломочных [1]. Усредненное значение этого модуля для всех фаций оказалось довольно близким и составило около 1,1, что соответствует промежуточному значению между нормо- и супернатровыми хемотипами.

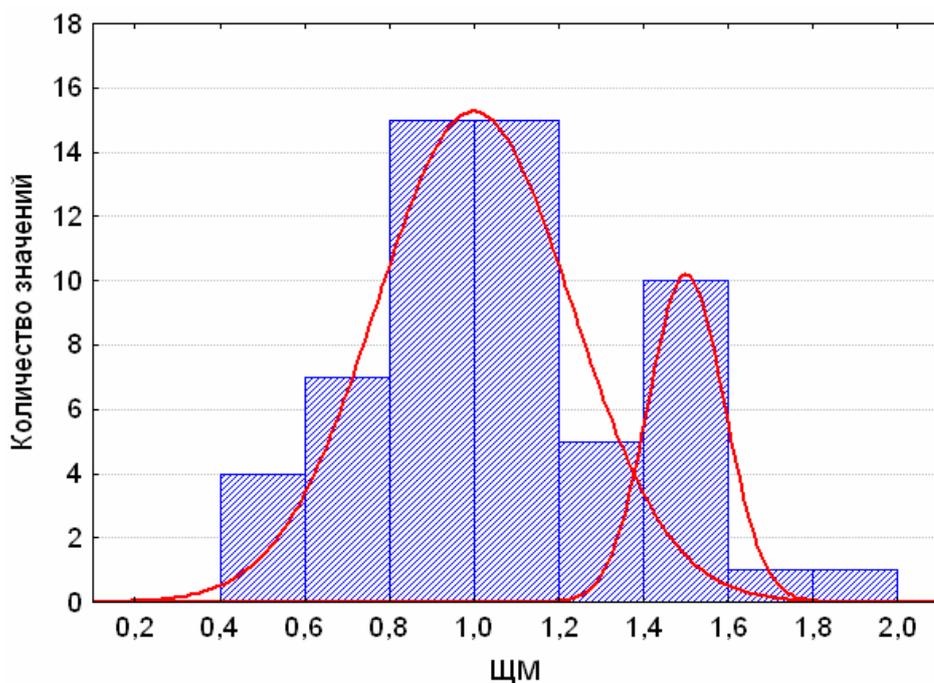


Рис. 2. Распределение величины ЩМ в среднеюрских терригенных породах севера каймысовского свода

Исследование статистических характеристик показало, что распределение ЩМ имеет довольно четкий бимодальный вид с более значительным максимумом в диапазоне значений около 1,0 (нормонатровый хемотип) и второстепенным максимумом ЩМ около 1,5 (супернатровый хемотип) (рис. 2). Природа такого распределения не ясна, но исходя из того, что супернатровые породы встречаются во всех фациальных обстановках, можно заключить, что это не связано с условиями осадконакопления или литогенетическими преобразованиями, а показывает вариации состава терригенной составляющей. Возможной причиной такого распределения могло являться существование локально распространенных супер- или даже гипернатровых источников сноса (например, магматогенных тел базитового состава или натриевых альбититовых метасоматитов). Исследование корреляционных связей с другими независимыми модулями выявило нечеткие, но все же значимые положительные связи с ФМ и ЖМ (коэффициенты корреляции 0,33 и 0,26 соответственно), природа которых требует уточнения.

Значение титанового модуля как геохимической константы очень важно для исследования осадочных пород. ТМ отчетливо ниже для глинистых пород (0,030-0,060), чем для песчаных (0,050-0,075). Кроме того, величина титанового модуля ТМ выше в гумидных отложениях, чем в аридных, и выше в мелководных, чем в глубоководных. Эта эмпирическая закономерность названа закономерностью Мигдисова [3]. Для исследованных пород величина ТМ вполне согласуется с вышеуказанной закономерностью (если считать климатический фактор незначимым). Усредненная величина ТМ фации внутреннего шельфа составляет 0,03 (промежуточное положение между гипо- и нормотитановым хемотипами). Такое низкое значение, по-видимому, связано, с одной стороны, с повышением глиноземистости пород за счёт увеличения глинистой составляющей и, с другой стороны, с уменьшением титанистого материала за счёт его латеральной гравитационной дифференциации. Для фаций подводных ложбин и пляжей усредненная величина ТМ составила 0,5, что соответствует нормотитановому хемотипу и вполне соответствует закономерности Мигдисова. Основными причинами, приведшими к общей заниженной величине ТМ, могут быть: низкий титановый потенциал петрофонта или(и) высокая степень

рециклизации пород. Последнее наиболее предпочтительно, так как закономерности распределения ЦМ свидетельствуют о наличии в петрофонде пород, относительно обогащенных TiO_2 (базитов или альбититов), развитых, по видимому, локально, что должно было проявиться также и в графике распределения ТМ, но в действительности не наблюдается.

Железный модуль выражает соотношение между железистыми и глиноземистыми продуктами гидролиза [3] и для исследованных пород составил 0,22 для фации внутреннего шельфа, 0,32 для фации подводных ложбин и 0,57 для фации пляжей. Несмотря на довольно большое различие усредненных величин ЖМ, большая дисперсия, к сожалению, делает его ненадежным параметром для выявления литохимических закономерностей.

Выводы

В пределах района исследований среди верхнеюрских отложений распространены терригенные породы в большей или меньшей степени соответствующие принятому сиаллитовому стандарту. Все породы по результатам фациального анализа были разделены на 3 группы, отвечающие фациям внутреннего шельфа, подводных ложбин и пляжей, что проявилось только для титанового модуля. Для него подтвердилась эмпирическая закономерность Мигдисова, в соответствии с которой более мелководные фации характеризуются повышенной величиной ТМ. Остальные модули оказались непригодными для установления точной фациальной принадлежности вследствие значительного наложения полей, отвечающих разным фациям. Но, тем не менее, для всех модулей крайние положения занимают породы, отвечающие фациям внутреннего шельфа и пляжей, а фация подводных ложбин занимает промежуточное положение. Исследование модульной диаграммы ФМ-ТМ выявило различие условий седиментогенеза для различных фаций, график частотного распределения ЦМ показал наличие второстепенных контрастных супер- или гипернатриевых источников сноса, а общее заниженное значение ТМ свидетельствует о значительной рециклизации пород. Процессы вторичного преобразования пород также отражаются на значениях литохимических модулей и установление закономерностей влияния литогенеза на поведение литохимических характеристик пород является целью дальнейших исследований.

Литература

1. Беус А.А. Геохимия литосферы. Изд. 2. – М.: Недра, 1981. – 335 с.
2. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД КОХОШСКОЙ И КАРАТОШСКОЙ СВИТ АКСУГСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО САЯНА

Н.И. Потапова

Научный руководитель доцент О.В. Бетхер

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Объектом исследований являются метаморфизованные породы кохошской и каратошской свит, входящие в состав терригенной субфлишевой формации [3].

Для изучения петрографии и петрохимии пород кохошской и каратошской свит было отобрано 66 шлифов и соответственно 66 силикатных химических анализов. Обработав имеющиеся данные с помощью методов математической статистики – построения кластерной дендрограммы, можно сделать вывод, что выборки анализов по свитам оказались довольно близкими по своим характеристикам, а кластеры на дендрограмме – смешанными по составу, за исключением одного, представленного преимущественно сланцами каратошской свиты (рис. 1). Поэтому в дальнейшем петрография и петрохимия пород свит будет рассматриваться вместе.

При изучении петрографических особенностей пород в шлифах было выделено два литотипа.

- Метапесчаники крупно-среднезернистые преимущественно полевошпат-кварцевые, значительно реже до полимиктовых. Окатанность и сортировка довольно слабые. В образцах широко проявлено динамометаморфическое воздействие – обломки, как правило, катаклазированы. В некоторых породах хорошо проявлен рекристаллизационно-грануляционный бластез. Цемент базальный, реже новообразованный порового типа, представлен агрегатом кварца, серицита, хлорита, эпидота и кальцита в различных сочетаниях; также значительное распространение имеет цементация с образованием конформных и инкорпорационных структур зерновых контактов.
- Кварц-серицитовые сланцы с гранолепидобластовой структурой, состоящие в основном из слюдястых минералов и изометричных зерен кварца с зубчатыми очертаниями.

Применение при исследовании терригенных пород системы литохимических модулей дает возможность более точно проводить их классификацию, реконструировать состав и особенности преобразования пород в источниках сноса, расшифровать физико-химические и геодинамические особенности обстановок осадконакопления.

Петрохимические исследования включали классификацию и типизацию пород по составу согласно методов и диаграмм, предложенных А.А. Предовским, Я.Э. Юдовичем, А.Н. Нееловым, а также определение геодинамической обстановки их формирования (по М. Бхатия) [2].

По вещественным характеристикам породы обеих свит (в пределах имеющейся выборки) оказываются довольно близкими. Доказательством этому могут служить смешанные по составу таксоны на кластерной дендрограмме (рис. 1).

Помимо модульных характеристик пород кохошской и каратошской свит, использовались диаграммы М. Бхатия (рис. 2), Дж. Мейнарда и др., позволяющие провести корреляцию между особенностями химического состава и тектоническими режимами бассейнов их седиментации.

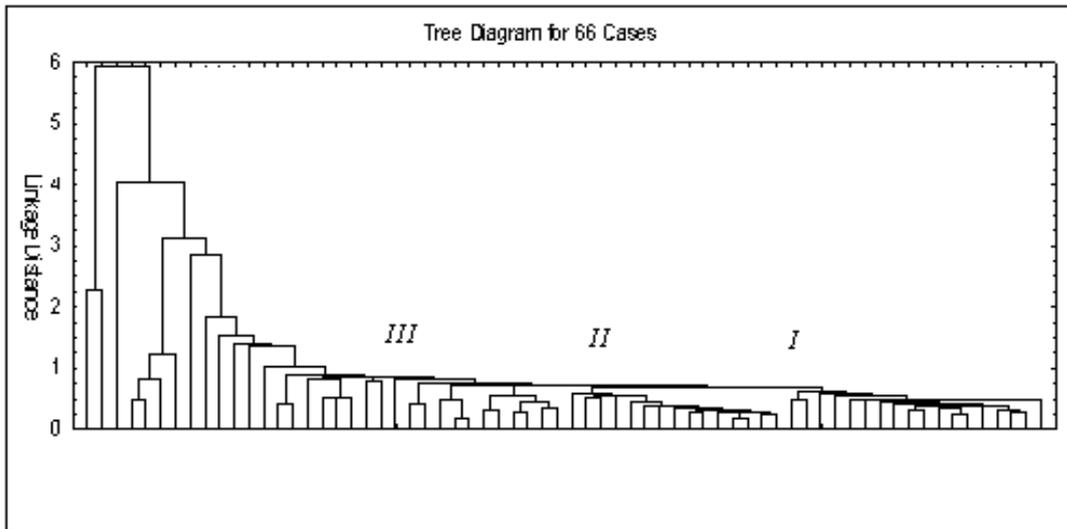


Рис. 1. Кластерная дендрограмма, построенная по данным химических анализов пород кохошской и каратошской свит Аксугской зоны Западного Саяна. I, II, III-номера кластеров

В диаграммах М. Бхатия использованы следующие параметры: Al_2O_3 / SiO_2 , K_2O / Na_2O , $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O)$ и $Fe_2O_3 + MgO$. На данных диаграммах отчетливо выражена тенденция изменения химических составов песчаников в ряду от песчаников океанических островных дуг к песчаникам зрелых островных дуг, породам активных и пассивных континентальных окраин.

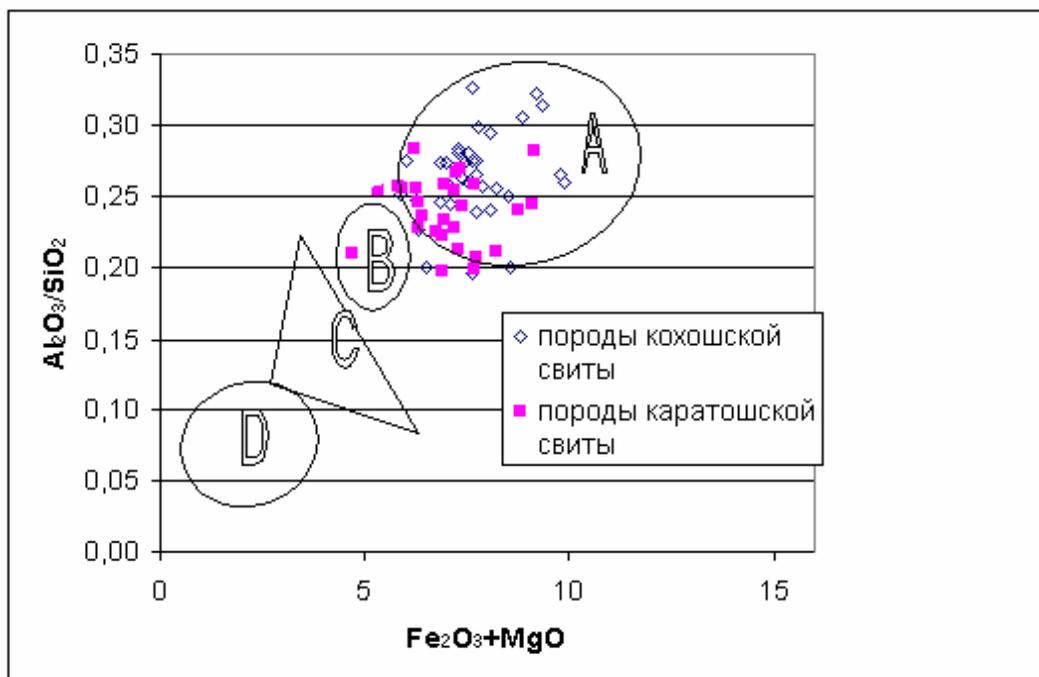


Рис. 2. Диаграмма М. Бхатия для реконструкции тектонических обстановок формирования песчаников по основным окислам. Поля на диаграмме: А – песчаники островных дуг; В – песчаники континентальных островных дуг; С – песчаники активных континентальных окраин; D – песчаники пассивных окраин

На диаграммах М. Бхатия фигуративные точки составов попадают в поля пород, сформировавшихся в седиментационных бассейнах, прилегающих к океаническим островным дугам и частично сопряженных с континентальными островными дугами (рис.2) [4].

На диаграмме Дж. Мейнарда и др. песчаники преимущественно приурочены к области преддуговых бассейнов океанических дуг и частично задуговых бассейнов океанических дуг. Песчаники океанических островных дуг характеризуются высокими значениями $Fe_2O_3 + MgO$ (8-14 %), TiO_2 (0,8-1,4 %), Al_2O_3/SiO_2 (0,24-0,33). Пониженные значения K_2O/Na_2O (0,2-0,4) и $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (<2) наблюдаются преимущественно в песчаниках кохошской свиты, а в каратошской они повышаются: K_2O/Na_2O (1,0-4,0), $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (0,8-1,0), что свидетельствует, по-видимому о появлении в разрезах свиты осадочного материала, сходного с отложениями, формировавшимися на континентальных островных дугах.

Проведенные исследования показали, что исходный состав пород отвечал полевошпат-кварцевым, реже полимиктовым песчаникам и глинистым алевролитам, формировавшимся в условиях преддуговых и частично задуговых бассейнов океанических дуг.

Литература

1. Беус А.А. Геохимия литосферы. Изд. 2. – М.: Недра, 1981. – 335 с.
2. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.
3. Махлаев М.Л. Геология гранитоидных образований Шапшальско - Аксугского сегмента Западного Саяна: Автореф.дис.канд.геол.-минерал. наук. – Томск, 2001. – 22 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

СТРОЕНИЕ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ ВАСИЛЬЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Т.М. Привалихина, Н.А. Александрова, И.Ю. Соколов

Научные руководители профессор А.М. Сазонов, профессор С.И. Леонтьев

Институт цветных металлов и золота ФГОУ ВПО СФУ, г. Красноярск, Россия

Расширение золотодобычи на Васильевском месторождении возможно за счет ввода в эксплуатацию новых рудных тел. Наиболее перспективными в этом отношении являются рудные тела Центральной кварцево-жильной зоны. Центральная группа жил приурочена к осевой плоскости юго-западного центриклинального замыкания Васильевско-Удереиской брахиформной синклинали.

Эксплуатационная разведка проведена в юго-западной половине Центральной рудной зоны, там, где жилы вскрыты эрозией. Разведочными выработками изучены жилы II, II-бис, IX, а также жилы, их сопровождающие, не имеющие собственных названий.

В пределах участка нами выделены три стратифицированных пачки. Нижняя пачка представлена глинисто-алевритовыми сланцами. Средняя пачка сложена плотными глинистыми сланцами, верхняя – венчает разрез на участке пачка пористых глинистых сланцев. Мощность сланцевой толщи, вскрытой буровыми скважинами, составляет около 220 м. С целью выяснения приуроченности кварцевых жил и связанного с ними золотого оруденения к определенному типу пород проведена статистическая обработка данных по распространенности кварцевых жил и кварц-карбонатных нитевидных прожилков в выделенных пачках по следующей методике. По документации скважин для каждого типа пород оценивалось количество подсечений кварцевых жил и прожилков, а также кварц-карбонатных нитевидных прожилков. Далее полученные значения нормировались на мощность изучаемых пачек, подсеченных скважинами, и для перевода в % умножались на 100. Рассчитывалось три коэффициента.

$K_1 = n_1/\ell \cdot 100$ %, где K_1 – удельная частота встречаемости кварцевого прожилкования в %/м; n_1 – количество кварцевых подсечений; ℓ – мощность изучаемой пачки в м.

$K_2 = n_2/\ell \cdot 100$ %, где K_2 – удельная частота встречаемости кварц-карбонатного прожилкования в %/м; n_2 – количество подсечений кварц-карбонатных прожилков; ℓ – мощность изучаемой пачки в м.

$K_3 = n_1+n_2/\ell$, где K_3 – удельная частота встречаемости кварцевых и кварц-карбонатных подсечений в %/м; n_1 – количество подсечений кварцевых жил и прожилков; n_2 – количество подсечений кварц-карбонатного прожилкования; ℓ – мощность изучаемой пачки в м.

Полученные данные показывают, что максимальной кварцевой проработкой характеризуются алеврито-глинистые сланцы (значение K_1 на Р.л.3 достигает 9 %/м), наименьшей – пористые глинистые сланцы (минимальное значение K_1 для них по Р.л. 6 равно 1,4 %/м).

Значения удельной частоты встречаемости проявления в породах кварц-карбонатного прожилкования (K_2) меняются от 5,5 %/м в алеврито-глинистых до 29,3 %/м в глинистых сланцах. В целом же интенсивность гидротермальной проработки вмещающих пород отражает коэффициент K_3 , анализ значений которого по разновидностям пород показывает, что наиболее продуктивными являются глинистые сланцы (значения K_3 колеблются от 17,3 до 35,8 %/м).

Кроме того, были рассчитаны значения коэффициентов удельной частоты встречаемости гидротермальных образований (K_1, K_2, K_3) в породах для Центральной рудной зоны в целом. Результаты расчетов показали, что наиболее продуктивной пачкой является толща глинистых сланцев ($K_3 = 25,9$ %/м), наименее – пористых сланцев ($K_3 = 16,5$ %/м).

Для количественной характеристики интенсивности кварцевой гидротермальной проработки вмещающих пород рассчитан коэффициент удельной кварценосности, который равен отношению суммарной

мощности кварцевых жил в изучаемых разновидностях пород (ℓ_1) к суммарной мощности пород по разведочным линиям в % ($K_4 = \ell_1/\ell \cdot 100$ %).

Значения коэффициента удельной кварценоности колеблется от 1 % в пористых сланцах до 7,2 % в глинистых сланцах. В целом, повышенной удельной кварценоностью характеризуются алевроито-глинистые и глинистые разновидности сланцев, пониженной - пористые сланцы. Предварительный анализ результатов опробования скважин на золото по данным пробирного анализа показал, что повышенной золотоносностью (содержание более 0,5 г/т) характеризуются кварцевые жилы, развитые в плотных глинистых сланцах, а также жилы, расположенные на контакте алевроито-глинистых и глинистых сланцев.

Продуктивная золотоносность рудных тел Центральной зоны возрастает с юга на север, но в этом направлении отмечается погружение рудных тел. Большая часть рудных тел на участке экранируется пачкой пористых глинистых сланцев, мощность которых иногда достигает 50 и более метров. Причем, в приповерхностной зоне месторождения (до глубины 50-70 м от современной поверхности) руды нарушены дезинтеграцией и окислением.

Руды Центральной зоны, видимо, не пригодны для их разработки открытым способом и подачи на ЗИФ без предварительного обогащения. Большая часть золотоносных кварцевых жил не выходит на поверхность, поэтому при открытой добыче необходим большой объем вскрышных работ.

ТИПОХИМИЗМ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ АМФИБОЛОВ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ РУД КОММУНАРА Ф.С. Прокопьев

Научный руководитель научный сотрудник Ю.Е. Зыков
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Коммунар или центральная часть Знаменитинско-Коммунар-Балахчинской рудной зоны, включая собственно Коммунарское рудное поле, расположен в горно-таёжной области Хакасии к западу от посёлка Шира.

Изучением состава гидротермальных амфиболов золото-кварцевых руд Коммунара занимались многие исследователи, в том числе А. Ф. Коробейников и Б. Д. Васильев. Эти определения выполнялись в разное время, в различных лабораториях, обычно с использованием оптических методов и соответствующих диаграмм. Позже, с целью сопоставления амфибол-содержащих гидротермалитов, обнаруженных за пределами рудного поля, с золото-кварцевыми рудами собственно Коммунарских месторождений, а также с целью изучения возможного проявления рудной зональности на примере конкретного минерала было предпринято исследование химического состава данных амфиболов методом рентгеноспектрального анализа.

Таблица

Формульные коэффициенты амфиболов из зон околорудных альбититов (номера анализов соответствуют номерам точек на диаграмме)

№ анализа	16	10	11	12	13	14	15
Вмещающие породы	туфы кислых эффузивов	Измененные габбро-диабазы	Измененные габбро-диориты	Кремнисто-глинистые сланцы	Рассланцованные кислые эффузивы	Щелочнополевошпатовые сиениты	Измененные габбро-сиенитового комплекса
Si	7,627	7,136	7,301	7,572	7,529	6,234	6,745
[Al] ⁴	0,373	0,864	0,699	0,428	0,471	0,1766	1,255
Al ³	0,265	0,254	0,262	0,228	0,328	0,53	0,433
Ti	0,017	0,027	0,028	0,015	0,032	0,027	0,088
Fe ³	Н.О.	0,581	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Cr	-	-	0,006	0,002	-	-	0,009
Mg	2,641	1,907	2,104	2,4	3,023	1,994	2,56
Fe ²	2,076	2,218	2,684	2,385	1,657	2,556	1,993
Mn	0,068	0,067	0,059	0,067	0,048	0,097	0,038
Ca	1,9	1,8	1,893	1,93	1,88	1,964	1,921
Na	0,104	0,201	0,257	0,1	0,133	0,498	0,414
K	0,037	0,06	0,042	0,015	0,011	0,348	0,136
Группа амфиболов	Актинолит	Рог. Обм.	Рог. Обм.	Актинолит	Рог. Обм.	Рог. Обм.	Актинолит

Район рудного поля Коммунар характеризуется сложным геологическим строением. Стратифицированные образования представлены преимущественно отложениями коммунаровской (нижней) и полуденной (верхней) свит верхнерифейского возраста. Первая из них сложена эффузивами основного состава, вторая – переслаивающимися вулканогенно-осадочными породами: кератофирами, фельзитами, углесто-кремнистыми сланцами, туфами кислого и среднего состава, известняками. Среди магматических образований выделяются габбро-диориты и габбро-диабазы коммунаровского комплекса (предположительно верхнепротерозойского возраста), нижнепалеозойские диорит-гранодиоритовые интрузии и отдельные тела габбро-сиенитового комплекса нижнедевонского (?) возраста. Вмещающие толщи и интрузии прорваны дайками преимущественно основного и средне-основного состава. Породы разбиты многочисленными разрывными

нарушениями различного масштаба и ориентировки. Наиболее крупным в рудном поле является Сактычул-Федоровский разлом близмеридионального простирания и субвертикального падения. Он делит рудное поле на две части, причем практически все месторождения Коммунарковского рудного поля сосредоточены в западном его блоке. В восточном блоке разрыва проявлена та же рудная, но гораздо более убогая, минерализация.

В настоящее время основным источником золотых руд в рудном поле являются месторождения штокверкового типа. Они локализируются в дайках и силлообразных телах основного и средне-основного состава, реже в породах коммунарковской и полуденной свит и представлены участками обильного кварцевого прожилкования. Кроме кварца, слагающего 80...90 % объема прожилков, в них содержится золото, пирит, пирротин, амфибол, хлорит, кальцит, иногда эпидот и кислый плагиоклаз. Золото мелкое, свободное; содержание сульфидов, в среднем, не превышает 1 %. Амфибол локализуется в кварце вдоль зальбандов жилков или образует гнездообразные скопления внутри прожилков. Реже он образует рассеянную вкрапленность мелких игольчатых кристаллов, окрашивая кварц в бутылочно-зеленый цвет.

Околорудные изменения в золото-кварцевых штокверках представлены зонками альбит-амфиболовых метасоматитов, в которых амфибол образует шнуры, просечки, реже гнезда овальной или неправильной формы.

За пределами рудного поля подобные гидротермалиты, внешне ничем не отличающиеся от золото-кварцевых амфибол – содержащих образований Коммунара, встречены в левом борту р. Королевская Сья, на водоразделе и восточном склоне г. Черемных, на северном склоне г. Унгур, на участке Таисинском, в правом борту р. Изекиул.

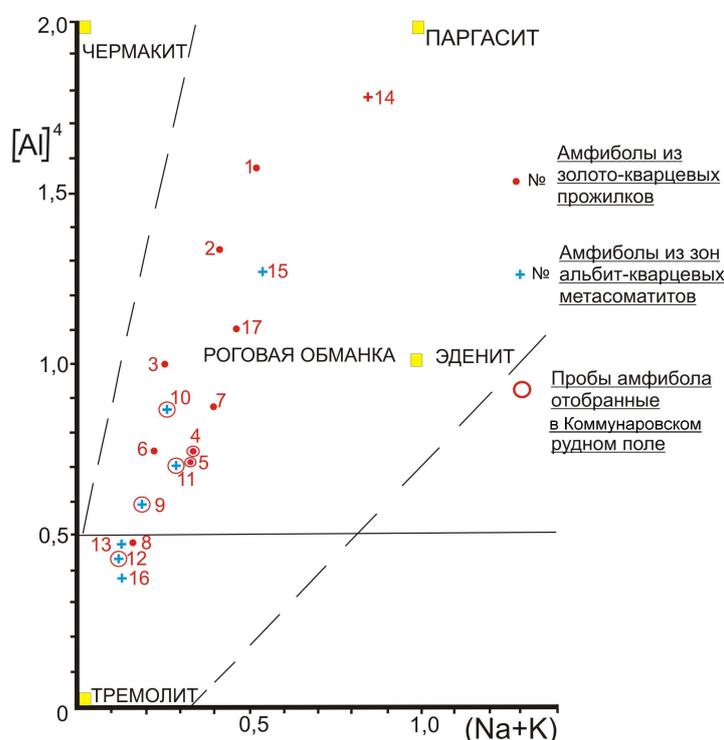


Рис. Диаграмма колебания химических составов гидротермальных амфиболов Коммунара

Изучение химического состава минерала включало в себя выделение из штучек мономинеральных зерен амфибола, запрессовку их в «шашку» и анализ на рентгеновском анализаторе «САМЕВАХ» с определением Ti, Si, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K. Данным методом было проанализировано 16 зерен амфибола и выполнен один его химический анализ из навески 3 г. Результаты анализов пересчитаны по кислородному методу на 23 атома кислорода [1] с использованием оригинальной программы. В результате исследований установлено, что гидротермальные амфиболы Коммунарковского района принадлежат как серии тремолита-ферроактинолита, так и серии роговой обманки. При этом был использован критерий разграничения тех и других, в соответствии с которым к группе актинолита относятся амфиболы, где замещение Si на Al не превышает 0,5 атома [2]. Учитывая специфику рентгеноспектрального метода, заключающуюся в суммарном определении содержания железа в форме FeO, для графического представления результатов была использована диаграмма колебания химического состава кальциевых амфиболов, выраженных в количествах атомов (Na+K) и [Al]⁴, замещающих Si [2].

Из анализа диаграммы следует, что гидротермальные амфиболы района, включая рудное поле, образуют единый ряд, варьируя от актинолита до роговой обманки, приближаясь к паргаситу (рис.). Это относится к амфиболу как из зон альбитизации, так и из кварцевых прожилков, что лишнее раз подчеркивает их генетическое родство. Установлена зависимость состава гидротермальных амфиболов от характера рудовмещающих пород. Гидротермалиты, локализованные среди основных эффузивов коммунарковской свиты,

габброидов коммунаровского комплекса и интрузивных пород габбро-сиенитового комплекса, содержат роговую обманку. В аналогичных образованиях из вулканогенных и осадочных пород полуденной свиты присутствует актинолит (табл.).

Актинолиты в сравнении с соответствующими роговыми обманками обогащены Si и Mg, обеднены Al, Fe и щелочами (прежде всего Na). Роговые обманки из кварцевых прожилков в среднем более железисты, чем из зон альбитизации. Намечаются определенные тенденции в изменении состава гидротермальных амфиболов по простиранию центральной части Знаменитинско-Коммунар-Балахчинской рудной зоны. Так, с северо-запада на юго-восток в роговых обманках снижается содержание Fe и, соответственно, возрастает концентрация Mg. Эта тенденция, по-видимому, отражает проявление горизонтальной рудной зональности золото-кварцевых образований.

Приведенные данные позволяют предположить, что за пределами Коммунарского рудного поля имеются убогие проявления золото-кварцевой минерализации штокверкового типа, близкие тем, что отмечаются в восточном блоке Сактычул-Федоровского разрыва.

Литература

1. Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. – М.: Недра, 1967. – 144 с.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. – М.: Мир, 1965. – Т. 2. – 406 с.

ФУЛЛЕРЕНЫ – НАНОМАТЕРИАЛЫ XXI ВЕКА

А.В. Пятков, А.М. Утеева

Научный руководитель профессор М.А. Мизерная

**Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,
г. Усть-Каменогорск, Казахстан**

В последнее время частицы нанометровых размеров всё больше привлекают специалистов из разных областей науки. Для нас не новы слова: нанотехнологии, наночастицы, нанонаука.

Что же следует понимать под нанотехнологиями? Десятичная приставка «нано-» греческого происхождения и обозначает одну миллиардную чего-либо. Таким образом, в сферу деятельности нанотехнологий попадают все объекты с размерами, измеряемыми нанометрами. Исследование природы таких объектов, а также разработка технологий получения нанокристаллических материалов в настоящее время относится к числу фундаментальных научных проблем. Объявлена крупнейшая научная программа National Nanotechnology Initiative, предусматривающая выполнение работ в области получения наноматериалов, развитие нанoeлектроники, космических нанотехнологий и т.д.

За несколько последних лет были разработаны сотни наноструктурированных продуктов и реализованы десятки способов их получения и серийного производства.

Можно выделить несколько основных областей применения наноматериалов: высокопрочные кристаллические и аморфные материалы, тонкоплёночные компоненты электроники и оптоэлектроники следующего поколения, магнитомягкие и магнитотвёрдые материалы, нанопористые материалы для химической и нефтехимической промышленности (адсорбенты, катализаторы, молекулярные фильтры и сепараторы), негорючие нанокompозиты на полимерной основе, электрические аккумуляторы и другие преобразователи энергии, совместимые ткани для трансплантации, лекарственные препараты и др.

Объектом нашего внимания служат наноиндивиды, носящие название фуллеренов и представляющие собой кластеры (многоатомные молекулы) углерода. Впервые фуллерены были обнаружены в 1985 году в парах графита, полученных его испарением под лазерным лучом. Наиболее стабильными из них оказались C_{60} и C_{70} , имеющие соответственно форму футбольного и регбийного мячей.

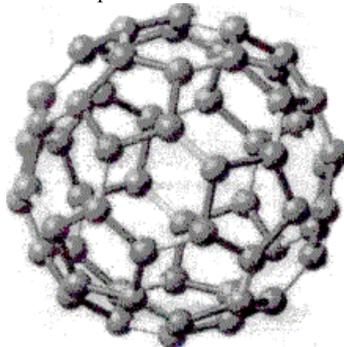


Рис. 1. Молекула фуллерена C_{60} (бакминстерфуллерен)

Впервые возможность существования высокосимметричной молекулы углерода была высказана японскими физиками Осава и Йошида в 1970 году. В 1973 году советскими химиками Д. Бовчаром и Е. Гальпериним были сделаны первые квантохимические расчеты и доказана стабильность подобной молекулы. Спустя 15 лет молекула фуллерена C_{60} была синтезирована английским ученым Крого из сажи, получаемой при сжигании графита. Вслед за открытием фуллеренов в 1981 году были обнаружены другие формы углеродистых наночастиц, в частности нанотрубки и тубулены, свойства которых еще более интересны и мало изучены.

После того как в 1990 году фуллерены C₆₀ и C₇₀ были получены в макроскопических количествах и изучены, интерес в мире к ним резко возрос. Несомненно, это обусловлено их особыми свойствами: растворимостью, способностью к присоединению (до 26 групп OH), способностью проявлять свойства как полупроводника, так и сверхпроводника, способностью выдерживать большие напряжения, способностью блокировать свет при достижении некоторого критического значения (как нелинейный оптический затвор для защиты оптических устройств от интенсивного облучения) и др. Молекулы фуллерена, обладая высокой электроотрицательностью, являются сильными окислителями, способными образовывать множество новых химических соединений с новыми интересными свойствами. К примеру, если в молекулу фуллерена будет имплантирован и закреплён возбуждённый атом водорода, то полученное вещество станет абсолютным поглотителем электромагнитного излучения, а краска с таким веществом сделает объект невидимым для радара. Фуллерен не токсичен, не подавляет здоровые клетки, а наоборот, помогает работать всем биологическим структурам организма. Он оказался самым мощным и длительно действующим антиоксидантом. Благодаря этому созданные на основе фуллерена препараты помогают лечить самые разнообразные воспалительные, вирусные, аллергические и другие заболевания: астму, грипп, бесплодие, ожоги, язвы, которые часто трудно поддаются стандартной терапии. Например, недавно в экспериментах над животными выяснилось, что фуллерен способен препятствовать возникновению и тормозит развитие атеросклероза.

Резко усиливаются целебные свойства фуллерена в водных растворах. Изучение водных растворов фуллерена действительно является многогранным и очень интересным. В нем могут красиво переплестись самые современные проблемы физики, химии, биологии, медицины, а возможно, и вопросы происхождения жизни на Земле.

В 1982 году было выяснено, что существуют и природные углеродистые наночастицы. Факт обнаружения природных фуллеренов в шунгитах Карелии (С. Цыпурский) дал начало интенсивному изучению природных углеродистых соединений на предмет нахождения в них фуллеренов. Объясняется это тем, что использование природного сырья позволит не только в десятки раз снизить рыночную стоимость фуллеренов, но и (по ожиданиям специалистов) обнаружить новые технологические свойства, отсутствующие у синтетических продуктов.

В мире сейчас активно проводятся работы в двух направлениях.

- формируется рынок фуллеренов и их производных;
- ведется поиск применения этих уникальных углеродных структур в электронике, биологии, медицине, в военной промышленности и других прикладных областях деятельности человека.

Наиболее активно исследования по химии и физике фуллеренов ведутся в США Японии, России и Украине. Исследования по синтезу наноструктурированных фуллереноподобными частицами катализаторов, сорбентов и пр. проводятся в последние годы и в Казахстане (Институт проблем горения Каз. НУ им. Аль-Фараби).

В Восточном Казахстане работы по обнаружению фуллеренов в природных углеродистых образованиях – шунгитах ранее не проводились. Да и наличие самих шунгитов в углеродистых метаморфизованных сланцах было доказано сравнительно недавно.

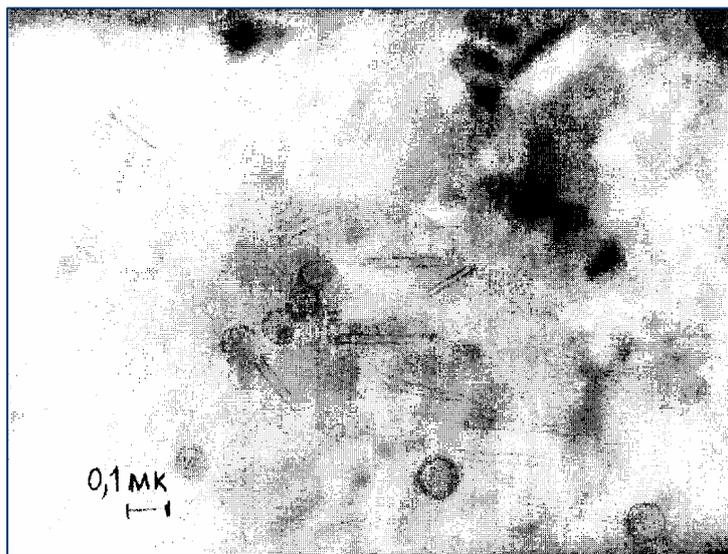


Рис. 2. Фуллереноподобные частицы

Группа казахстанских ученых-энтузиастов в течение ряда лет изучала углеродистые сланцы северного и южного Казахстана на содержание в них шунгитового углерода и фуллеренов. Имеются первые сведения об обнаружении фуллеренов в текелийских шунгитовых сланцах (А. Эминцев и др.). Получен ряд электроннографических снимков, на которых хорошо просматриваются округлые и цилиндрические объекты, определяемые авторами как фуллерены и нанотрубки.

Благодаря работам, проведенным в 1998 – 2003 годах в ВКГТУ им. Д. Серикбаева (М.А. Мизерная) и ДГП ВНИИцветмет (В.Д. Борцов), были изучены основные закономерности образования и размещения, а также дана прогнозная оценка шунгитового сырья в районах золотосульфидных месторождений Западной Калбы Восточного Казахстана (Бакырчик, Большевик и др.). Общие прогнозные ресурсы шунгитового сырья составили около 500 млн. тонн, в том числе более 290 млн тонн в отвалах и вскрышных породах карьеров вышеупомянутых месторождений.

Проводимые в 2003-2006 годах работы по изучению внутреннего строения, в том числе наноструктурного уровня углеродсодержащей составляющей Западно-Калбинских шунгитов с участием авторов данной статьи дали некоторые положительные результаты. Полученные снимки, которые, несмотря на плохое качество фотопластинок, позволяют на некоторых из них выделить трубчатые образования, полые прозрачные цилиндры, длиной 2^2 Мк, а также округлые шарообразные скопления, предположительно представляющие собой фуллереноподобные частицы или гигантские молекулы фуллеренов, аналогичные описанным в литературе.

Работы в данном направлении только начаты. Есть предложения о совместных исследованиях с рядом отечественных и зарубежных ученых.

Учитывая значительные запасы шунгитосодержащих образований в Восточном Казахстане, оценка шунгитов на содержание в них фуллеренов является весьма перспективным направлением создания в Казахстане базы нового углеродистого сырья мирового значения.

Вообще фуллерены следует рассматривать как особый универсальный объект для широкого круга прикладных разработок. Без сомнения, в недалёком будущем фуллерены, обладающие столь разнообразными свойствами, найдут широкое применение практически во всех сферах промышленности и техники.

Литература

1. В.Д. Борцов, М.А. Мизерная, М.О. Услугин. Перспективы Восточного Казахстана как новой минерально-сырьевой базы шунгита // Труды ВНИИцветмет: Горное дело и обогащение. – 2002. – №1.
2. Мизерная М.А. Оценка шунгитонности черносланцевых отложений Восточного Казахстана // Проблемы комплексного освоения рудных и нерудных месторождений Восточно- Казахстанского региона: Матер. I МНТК. – г. Усть- Каменогорск, 2001.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БЕРИЛЛА ИЛЬМЕНСКИХ ГОР ПО ДАННЫМ ОПТИЧЕСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Д.Р. Разяпова

Научный руководитель старший преподаватель Е.М. Нуриева

Казанский государственный университет им. В.И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

На территории России бериллы встречаются на многих месторождениях, однако кондиционное ювелирное сырье добывают главным образом на Урале, в Забайкалье и Западной Сибири. Месторождения бериллов Урала связаны с гранитными пегматитами и представлены желтовато-зелеными гелиодорами, голубыми аквамаринами, бериллами, окрашенными в зеленый различных оттенков цвет от голубовато- до желтовато-зеленого, а также бесцветными. Целью данной работы явилось оптико-спектроскопическое изучение природы окраски и кристаллохимических особенностей бериллов Ильменских гор.

Образцы бериллов для исследования были отобраны из гранитных пегматитов Ильменского заповедника (Южный Урал): голубые аквамарины, бесцветные бериллы и желтоватые гелиодоры из 53 копи, зеленоватые бериллы из 90 копи и ярко-зеленый изумруд из коллекции кафедры минералогии.

Спектроскопические исследования проводились в лаборатории оптической спектроскопии Казанского государственного университета им. В.И. Ульянова-Ленина. Записывались оптические спектры поглощения в диапазоне от 400 до 800 нм при комнатной температуре с шагом 2 нм на специализированной спектрофотометрической установке на базе микроскопа МИН – 8.

Берилл относится к группе кольцевых силикатов. Его кристаллическая структура состоит из вытянутых вдоль кристаллической оси *c* полых структурных каналов диаметром до 0,51 нм, выстроенных из расположенных друг под другом и несколько развернутых друг относительно друга колец из шести SiO_4 -тетраэдров. Каналы связаны в общую кристаллическую решетку катионами Al^{3+} и Be^{2+} в шестерном и четверном, соответственно, окружении ионов кислорода. Природный берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ всегда содержит значительное число добавочных компонентов: Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Mn, Cr, Li, Na, Cs, H_2O и др.

Детальный анализ записанных электронных оптических спектров поглощения разноокрашенных образцов бериллов позволяет выделить широкие полосы поглощения в ультрафиолетовой и инфракрасной областях спектров. Анализы имеющихся литературных данных [1-4], посвященных кристаллохимическим особенностям уральских бериллов, показали, что природа окраски обусловлена присутствием в их структуре хромофорных ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Спектры аквамарина характеризуются широкими полосами поглощения в ультрафиолетовой области, связанной с присутствием $\text{Fe}^{3+}_{\text{IV}}$ с переносом заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, изоморфно замещающего $\text{Be}^{2+}_{\text{IV}}$, и в инфракрасной области, связанной с присутствием $\text{Fe}^{2+}_{\text{IV}}$ и $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ с переносом заряда $\text{Fe}^{2+}_{\text{IV}} \rightarrow \text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, изоморфно замещающих $\text{Be}^{2+}_{\text{IV}}$. Кроме того, имеется полоса поглощения в диапазоне 700 нм, обусловленная присутствием $\text{Fe}^{2+}_{\text{VI}}$ и $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ с переносом заряда $\text{Fe}^{2+}_{\text{VI}} \rightarrow \text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, изоморфно замещающих $\text{Al}^{3+}_{\text{VI}}$. Спектр поглощения отличается окном пропускания в области 480 – 540 нм, соответствует зеленовато-голубому цвету.

Спектры гелиодора характеризуются широкой полосой в инфракрасной области, связанной с присутствием $\text{Fe}^{2+}_{\text{IV}}$ и $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ с переходом заряда $\text{Fe}^{2+}_{\text{IV}} \rightarrow \text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, изоморфно замещающих $\text{Be}^{2+}_{\text{IV}}$, и менее широкой полосой поглощения в ультрафиолетовой области, обусловленной присутствием $\text{Fe}^{3+}_{\text{IV}}$ с переносом заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow$

Fe^{3+}_{IV} , изоморфно замещающего Be^{2+}_{IV} . Для оптических спектров гелиодоров характерно окно пропускания в диапазоне 500 – 600 нм, соответствующее зелено-желтому цвету.

Спектры зеленоватых бериллов являются промежуточными между спектрами аквамарин и гелиодоров. Они характеризуются равными по ширине полосами поглощения в инфракрасной и ультрафиолетовой области, связаны с присутствием Fe^{2+}_{IV} и Fe^{3+}_{VI} с переносом заряда $Fe^{2+}_{IV} \rightarrow Fe^{3+}_{VI}$, с изоморфным замещением Be^{2+}_{IV} и Fe^{3+}_{IV} с переносом заряда $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}_{IV}$, изоморфно замещающего Be^{2+}_{IV} , соответственно. Окно пропускания спектров поглощения в области 500 – 570 нм соответствует зеленому цвету.

Спектры бесцветных бериллов характеризуются полосой поглощения в ультрафиолетовой области, связанной с присутствием Fe^{3+}_{IV} с переходом заряда $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}_{IV}$, изоморфно замещающего Be^{2+}_{IV} , и отсутствием полосы поглощения в инфракрасной области в отличие от предыдущих образцов.

Спектр поглощения ярко-зеленого изумруда отличался от всех вышеописанных спектров наличием интенсивных полос в области 435 нм и 580 нм, обусловленных входением иона Cr^{3+} , изоморфно замещающего Al^{3+}_{VI} . Однако полосы поглощения в инфракрасной и ультрафиолетовой области, связанные с присутствием Fe^{2+} и Fe^{3+} , здесь также присутствуют, что позволяет относить изумруд к уральским [1,2]. Окна пропускания, характерные для изумруда, находятся в диапазонах 480-540 нм и 650-700 нм.

Результаты оптико-спектроскопического исследования бериллов Ильменского заповедника (Южный Урал) позволяют сделать вывод о том, что природа окраски аквамарин, гелиодоров и зеленых бериллов обусловлена входением в структуру хромофорных ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в различных соотношениях, которые отражают окислительно-восстановительные условия минералообразования и хорошо проявляются на оптических спектрах поглощения. Ярко-зеленая окраска изумрудов обусловлена изоморфными примесями ионов Cr^{3+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Литература

1. Громов А.В. и др. Типоморфные особенности изумрудов ряда месторождений мира // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. – 1990. – Ч. 119. – В.2. – С. 102–112.
2. Платонов А.М., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. – М.: Недра, 1984. – 196 с.
3. Самойлович М.И. и др. О природе окраски берилла с примесью железа // Кристаллография. – 1971. – Т. 16. – № 1. – С. 186–189.
4. Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни СССР / Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. VII. – 496 с.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛАВ ВУЛКАНА ЭТНА (СИЦИЛИЯ, ИТАЛИЯ), ИЗВЕРЖЕНИЕ 2002 ГОДА

Э.Р. Ситдикова

Научный руководитель профессор В.Г. Изотов

Казанский государственный университет им. В. И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Цель работы. Изучение форм вулканических тел, которые образуются при извержении вулканов. 2) Изучение минерало-петрографических особенностей эффузивных пород на разных стадиях извержения вулкана. 3) Изучение пустотного пространства и процессов минералообразования в процессе кристаллизации магмы.

Объект исследования. Одним из интересных геологических объектов в Европе является вулкан Этна, который расположен в южной части острова Сицилия (Италия). В течение последних лет вулкан Этна извергался несколько раз. Наиболее сильные извержения были в 2001 и 2002 годах.

Вулканы – это отдельные возвышенности над каналами и трещинами в земной коре, по которым из глубинных магматических очагов выводятся на поверхность продукты извержения. В процессе извержения вулканы формируют эффузивные тела различных форм. Действующими считаются вулканы, которые извергались в историческое время, которые проявляли признаки активности. Под этим понимаются выбросы газов и пеплового материала. В то же время действующими считаются те вулканы, по которым есть сведения об извержении в течение последних 10 тыс. лет.

Почему же извергаются вулканы? В мантии земли температура около 500⁰С, в нижней части мантии считается, что температура достигает 1500⁰С. В то же время, здесь очень высокое давление – около 1,5 млн атмосфер. Любое вещество при высокой температуре, но при высоком давлении может находиться в твердом состоянии. При нарастании давления за счет газов вещество переходит в жидкое состояние и начинает изливаться на дневную поверхность по трещинам и разрывам земной коры. Извержение вулканов бывает 2-х типов: 1) спокойное – эффузивное, когда газы в магме постепенно выходят из нее, 2) быстрое – эксплозивное, когда газов в магме много, они выходят из нее быстро. В этом случае происходят взрывы с выбросом большого количества газов и пепла.

Когда основной канал вулкана забивается застывшей лавой предыдущих извержений, лава ищет другие пути выхода на дневную поверхность. Образуются дополнительные кратеры, из которых извергается лава. Таким путем образуются вулканы, которые относятся к паралитическому типу. Вулкан Этна относится именно к паралитическому типу, имеет несколько боковых кратеров.

Название вулкана произошло от греческого слова «аитна» – жечь, огненная гора. 600 тыс. лет назад Этна возникла на берегу моря напротив современных городков Acireale, Aci Catena, однако вулкан впоследствии исчез, переместился на 20 км вглубь острова и возник на современном месте на высоте 3345 м.

Наиболее древние и наиболее продолжительные извержения вулкана были с 1614 по 1624 г.г. Эти извержения продолжались в течение 10 лет, нанося большой ущерб населению.

В последние годы вулкан оживал несколько раз, только в 2006 году было несколько этапов активности вулкана: в июне, сентябре, ноябре. Столбы огня, дыма и пепла достигали высоты 5 км, что вызвало даже введение чрезвычайного положения в городах, особенно в Катании, т.к. около этого города находится крупнейший международный аэропорт. Было отмечено, что из кратера истекает жидкая лава, которая движется в сторону пустынной долины.

Отбор образцов. Для исследования были отобраны образцы пород со склонов долины на уровнях 1900 м, 2400 м, с боковых кратеров (кратеры 2001 г., 2002 г.) на уровне 3400 м. При извержении вулкана в 2002 году лавовый поток достиг городка Зимферана-Этней, который располагается на высоте около 1900 м. Были исследованы 25 образцов, отобранные в июне 2006 года за две недели до извержения вулкана. Нужно отметить, что вблизи кратеров 2001 и 2002 гг. в жерле основного кратера Этны были интенсивные выбросы газов, температура достигала высоких значений.

Методы исследования. Для исследования образцов был применен ряд методов, которые позволили изучить особенности вулканических пород.

- 1) Фотографирование образцов для изучения структурно-текстурных особенностей пород.
- 2) Оптико-микроскопический метод изучения прозрачных петрографических шлифов на микроскопе системы Leica.
- 3) Электронно-микроскопический метод с микрозондовым анализом на растровом микроскопе XL-30.

Результаты работы. В результате проведенных исследований было установлено, что форма вулканических тел зависит от интенсивности и скорости излияния магмы из кратера, содержания газов и паров воды. При медленном истечении магмы образовались потоки лавы, которые с малой скоростью двигались по долинам. Постепенное охлаждение магмы формировало лавовые покровы и потоки, которые имеют ширину от 100 до 300 м, длина достигала нескольких км. Например, при извержении вулкана в 2002 году лавовый поток достиг г. Зимферана-Этней. Одновременно формировались купола, имеющие высоту несколько сотен метров с округлыми вершинами, которые покрыты вулканическим пеплом.

Продукты излияния вулкана периода 2002 г. представлены гиабазальтами витрофировой, реже вариолитовой структуры. Соотношение стекла и микролита-порфиновой массы меняется от 70:30 до 50:50 и на уровне 1900 м составляет 40:60. На уровне 4300 м лава представлена достаточно однородной стеклообразной массой с порфировыми выделениями пироксена – пижонита и плагиоклаза (андезин-лабрадор) (№ 60...70). Пироксены и плагиоклазы представлены характерными зональными формами, порода практически не подвержена гидротермально-пневматолитовым изменениям. Пористость лав этого уровня достаточно умеренная и не превышает 10...30 %.

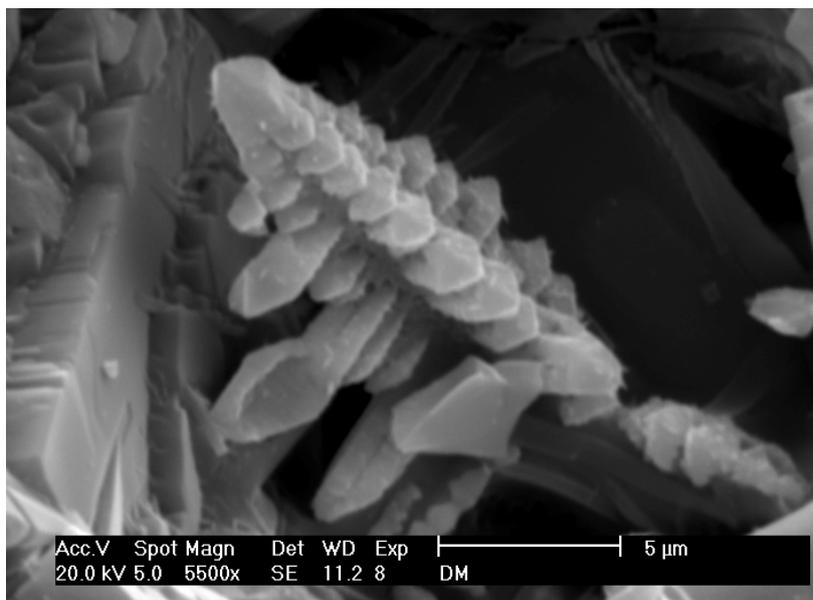


Рис. Скелетные кристаллы гематита в поровом пространстве. Ув.5000

Проведенные исследования пустотного пространства пор (пузырьков) свидетельствуют о том, что их внутренняя поверхность ровная без осложняющих наростов вторичных минералов. В отдельных случаях встречаются пластиночки гематита, выстилающие внутреннюю поверхность пузырьков.

На уровне 2400 м характер лавового вещества существенно меняется. Участки витрофировой структуры практически не встречаются, вулканическое стекло становится более темным, обогащенным феррическими компонентами. Порода приобретает гиаопилитовую структуру, приближающуюся по ориентировке зерен плагиоклаза к интерсергальной и трахитоидной. Плагиоклаз становится более кислым (андезин), зональность в кристаллах плагиоклаза и пироксена менее заметна, появляются пироксены (пижонит) с пойкилитовыми вростками плагиоклаза. Заметно меняется структура пустот – пор, их внутренняя поверхность по данным РЭМ-микроскопии покрыта мелкими кристалликами гематита, отдельные кристаллики плагиоклаза (по данным микроанализа) инкрустированы тонким налетом кристалликов гематита (структура «крабовых ножек»).

В отдельных порах локализованы мелкие кристаллики пирита октаэдрических очертаний, напоминающие фрамбоидальные скопления.

Наиболее сильное изменение характеризует лавы на уровне 1900 м. Эти породы существенно пористые – пористость составляет до 60...50 %. Наряду с крупными порами широкое развитие имеют поры миллиметровой размерности. Порода представляет типичный гиалобазальт, в котором темное стекло цементирует мелкие кристаллики плагиоклаза (олигоклаз-андезин) и относительно крупные с грубой зональностью порфиновые выделения пироксена. Центральная часть этих кристаллов по составу отвечает пижониту, внешняя – по составу ближе к авгиту. Особенно характерна для лав этого уровня структура порового пространства. В поровом пространстве, поверхность которого инкрустирована чешуйками гематита, появляются скелетные кристаллы гематита (рис.), широко представлены инкрустированные сыпью гематита шестоватые выделения олигоклаза, структура типа «крабовых ножек». Отмечаются также зональные гексагональные выделения апатита и октаэдрические скопления пирита.

В отличие от более высоких уровней все пустотки, поры заполнены специфическими минеральными формами, характерными для гидротермально-пневматолитовых условий кристаллизации.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что в ходе извержения 2002 г. по мере понижения уровня и резких температурных перепадов происходила эволюция лавового потока, выраженная в повышении щелочности более поздних раскристаллизатов (состав плагиоклаза) и повышении роли гидротермально-пневматолитовой фазы. При более низких температурах раскристаллизации происходило более активное выделение газовой-жидкой фазы, что способствовало кристаллизации в пустотах – порах породы специфических минеральных фаз со скелетными и другими специфическими формами.

Таким образом, проведенные исследования показали, что различные условия кристаллизации на различных уровнях приводят к формированию различных лавовых пород.

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ Г. ЦЕРКОВКИ (БЕЛОКУРИХИНСКИЙ МАССИВ ГОРНОГО АЛТАЯ)

Е.М. Табакаева

Научный руководитель доцент А.И. Гусев

Бийский педагогический государственный университет имени В.М. Шукшина, г. Бийск, Россия

Гора Церковка – часть Белокурихинского гранит-лейкогранитового комплекса пермо-триасовой вулканно-плутонической провинции, расположена вблизи северной границы Белокурихинского гранитного массива (его протяженность с севера на юг – 22,4 км, с запада на восток – 41,6 км, площадь около 500 км²).

Гранитоиды изучаемой территории весьма разнообразны. На северо-восточном склоне горы Церковка, где породы выходят на поверхность, в трех близкорасположенных точках на высоте около 500 м нами обнаружены гранитоиды нескольких фаз внедрения, а также различные пегматиты (микроклиновые, альбитовые, с калиевыми полевыми шпатами). С целью выяснения состава и фазовых взаимоотношений проведено геологическое картирование и изучение пород на нескольких уровнях: петрологическом, минералогическом и геохимическом. Для этого были выполнены петрографическое описание пород, силикатный анализ в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва) и в ОАО «НППЭ» (г. Новосибирск), анализ составов биотитов из гранитоидов в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), полуколичественный спектральный анализ в ОАО «НППЭ», количественный анализ редкоземельных элементов методом ICP-ms в лаборатории ИМГРЭ.

1. Фазы внедрения пород и их петрографический состав

I фаза внедрения представлена порфиroidными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, сложенными кварцем (20 %), плагиоклазом (35 %), калиевыми полевыми шпатами (КПШ) (20 %), роговой обманкой (5...10 %) и биотитом (15...17 %) с локальными скоплениями таких аксессуарных минералов, как апатит, сфен, циркон, магнетит. Структура гранодиоритов порфиroidная, основной ткани – гипидиоморфнозернистая. Крупные порфиroidные выделения *плагиоклаза* размерами от 1×1,5 до 2×3,5 см имеют призматическую, таблитчато-призматическую формы. По углу погасания в симметричной зоне диагностируется олигоклазом №-25...28. Сильно пелитизирован, полисинтетически sdвойникован. Местами корродируется кварцем, КПШ, биотитом. *Роговая обманка* образует изометрические выделения размерами 0,5...2,5 мм, по оптическим показателям близка к обыкновенной роговой обманке. Корродируется биотитом, местами по краям замещается хлоритом. *Биотит* наблюдается в виде чешуек и листочков с резким плеохроизмом от темно-бурого по Ng' до светло-коричневого по Np'. Нередко содержит включения призмочек апатита и неправильные зерна сфена. *КПШ* ксеноморфен, образует зерна неправильной формы, местами пелитизирован. Из *аксессуарив* преобладает апатит, формирующий длиннопризматические, призматические кристаллики (в биотите) и изометрические выделения в массе кварца и полевых шпатов. Гомогенизация породы плохая, определяемая крайне неравномерным распределением темноцветных минералов.

К породам **II фазы** относятся биотитовые порфиroidные граниты, состоящие из кварца (30 %), плагиоклаза (30 %), КПШ (28 %), биотита (12 %) и аксессуарных минералов: апатита, циркона, магнетита, пирита, сфена, лейкоксена. Структура биотитовых гранитов, как и гранодиоритов, порфиroidная, основной ткани – гипидиоморфнозернистая. *Плагиоклаз* наблюдается в двух генерациях. Первая генерация образует порфиroidные выделения таблитчатой формы размерами от 0,5 до 3 см. Полисинтетически sdвойникован, пелитизирован, местами серицитизирован. Диагностируется как олигоклаз № 18–19. Вторая генерация распространена в основной ткани породы и имеет близкие к призматической форме выделения размерами от 1×3 до 2×6 мм. Пелитизирован в меньшей степени. Диагностируется как альбит № 8...10. *КПШ* представлен микроклин-пертитом с ленточными пертитовыми вростками альбита в микроклин с характерной

микроклиновой решеткой. Размеры выделений КПШ 1...6 мм. Биотит основной ткани принадлежит по составу к истонит-сидерофиллитовому ряду и образует чешуйчатые выделения размерами 0,5...1,5 мм. Нередко содержит включения магнетита, сфена. Последний по краям лейкоксенизирован.

Породы **III фазы** представлены лейкогранит-порфирами со следующим минеральным составом: кварц (35...40 %), плагиоклаз (15 %), КПШ (50...40 %), биотит (1...2 %), акцессорные минералы (магнетит, апатит). Структура породы порфировидная, основной ткани – гипидиоморфнозернистая. На фоне основной ткани выделяются крупные порфировидные образования *КПШ*, представленные микроклин-пертитом. Микроклин содержит многочисленные пертитовые вставки плагиоклаза (альбита). *Плагиоклаз* основной ткани образует гипидиоморфные, близкие к призматической форме, выделения с полисинтетической двойниковой микроструктурой. Диагностируется как альбит-олигоклаз № 9...13. Пелитизирован. *Кварц* ксеноморфен, имеет нормальное, редко волнистое погасание. *Биотит* формирует мелкие чешуйчатые выделения, местами образуя агрегат чешуек в виде линзочек, также с резким плеохроизмом от темно-бурого по Ng' до светло-коричневого по Np'. Акцессории редки и представлены магнетитом, редко апатитом в виде идиоморфных выделений.

Таким образом, по результатам петрографического описания горных пород горы Церковки можно сделать вывод о том, что минеральный состав закономерно меняется от I к III фазе. По взаимоотношениям минералов можно судить о последовательности их кристаллизации. В породах всех фаз первым кристаллизовался и имеет изометрические выделения плагиоклаза, а ксеноморфным является кварц. Кроме того, в гранитах I фазы раньше других выделились роговая обманка, апатит, ксеноморфны КПШ, биотит; в породах III фазы первым выделился апатит. Порфировидная и гипидиоморфнозернистая структуры являются типоморфными и свидетельствуют о специфических процессах минералообразования.

2. Химический состав пород

При сопоставлении результатов силикатного и минералогического анализов пород горы Церковки со средним составом гранитов различных типов была установлена их принадлежность к А-типу [6], А₁-подтипу – двуполевошпатовых субсольвусных гранитов [2]. По содержанию щелочей граниты горы Церковки относятся к умеренно-щелочным разностям, по содержанию цветных минералов – к группе биотитовых. На основе результатов анализа также определены общая кислотность ($A_c = 4Si / \sum Me \cdot V_c$, где Me – концентрация петрогенных компонентов, V_c – относительная основность) и щелочность пород ($a_0 = (Na_2O + K_2O) / (CaO + Na_2O + K_2O)$), коэффициент агапайности ($K_a = (Na + K) / Al$). Общая кислотность и щелочность пород возрастают от I к III фазе с 1,25 до 1,93 и с 0,70 до 0,95 соответственно. Коэффициент агапайности, характеризующий ход кристаллизации магматического расплава и последовательность выделения салических (полевые шпаты, фельдшпатоиды) и мафических минералов (метасиликатов, слюд и др.), указывает на миаскитовый характер пород ($K_a \leq 1$) [4]. Согласно диаграмме, построенной в системе $a_0 - A_c$, (по Л.С. Бородину), породы относятся к известково-щелочной серии. По *составу биотитов* из гранитоидов района горы Церковки рассчитаны значения коэффициентов железистости ($f = (Fe + Mn / Fe + Mn + Mg) \cdot 100\%$) и глиноземистости ($l = (Al / Al + Fe + Mg + Si) \cdot 100\%$) биотитов; построены диаграммы $Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg$ и $Al - Mg - Fe$ составов биотитов, диаграмма $fO_2 - T$ условий формирования биотитов. Диаграммы свидетельствуют о флюидном режиме формирования гранитоидов. Так, по данным диаграммы $Al - Mg - Fe$ составов биотитов, химический состав слюд гранитов горы Церковка наиболее близок к истонит-сидерофиллитовой линии (по классификации М. Фостера). Для гранитоидов характерна минимальная глиноземистость, ее значение повышалось от I к III фазе. Образование пород всех фаз проходило в условиях понижения щелочности среды и понижения температуры от I ко II фазе (830 и 780 °C соответственно) и ее повышением к III фазе до 850°C. Пегматиты как продукты последних этапов формирования интрузива образовались при значительно более низкой температуре (540 °C). Условия кристаллизации гранитоидов в целом соответствуют данным по всему Белокурихинскому комплексу [1]: в начальных фазах температуры кристаллизации были относительно повышенными при максимально низких концентрациях фтора в магматогенных флюидах и их низкой восстановленности. Однако гранитоиды I фазы образовались при более высоких температурах (830 °C – горы Церковка, 790 °C – Белокурихинского массива), температуры кристаллизации других фаз отличаются незначительно. Существенно различаются фугитивности кислорода (+2 – гора Церковка, -1 – массив), что связано с формированием в более кислой обстановке. По данным диаграммы $fO_2 - T$ условий, гранитоиды горы Церковка кристаллизовались при Т-Р условиях выше магнетит-гематитового буфера [5].

3. Особенности распределения микроэлементов

Во всех пробах по содержанию (в г/т) преобладают 3 элемента: Ti (от 500 до 3000 г/т), Mn (от 300 до 600 г/т), Ba (от 100 до 300 г/т). Также во всех пробах незначительно содержание Mo (0,6...1 г/т), Ag (0,03...0,08 г/т). Различно содержание некоторых микроэлементов у гранитов I и II фазы. Так, в гранитах от I к III фазе увеличивается содержание Cu, Pb, Sc, Ag, W и сокращается Ba, Co, Ni, Ti, Mn, Sn, Mo, Li, Ga. Для альбитовых пегматитов характерно повышенное содержание по сравнению с другими пегматитами Bi, Ti, Mn, V, для пегматитов с КПШ – Ba, Sr.

4. Анализ содержания редкоземельных элементов.

Согласно построенной треугольной диаграмме $\sum(La-Nd) - \sum(Sm-Ho) - \sum(Er-Lu)$ [3], состав лантаноидов в пробах пород всех фаз является комплексным. Однако от I к III фазе наблюдается тенденция изменения комплексного состава лантаноидов в сторону селективного. Суммарное содержание лантаноидов в гранитах всех фаз в целом отражает общую тенденцию, соответствующую апатитовому составу лантаноидов [3]: наибольший % приходится на Ce, Nd, Y. Содержание Ce, Nd возрастает от I ко II фазе и падает к III, содержание Y возрастает от I к III фазе. В гранитах III фазы наблюдается повышенное содержание лантаноидов от Tb до Lu по сравнению с гранитоидами других фаз. Для пар элементов Rb – Ba, Rb–Zr, Y–Zr,

Y– Rb, Sr–Zr построены бинарные диаграммы распределения элементов в гранитах трех фаз. Направление тренда в распределении элементов указывает на то, что оно не отвечает условиям кристаллизационной дифференциации. Вероятно, характеру распределения указанных элементов отвечает

эманационная дифференциация с участием летучих компонентов. На важную роль флюидного режима и некоторых летучих компонентов указывалось ранее [1].

Литература

1. Волбенко Е.В., Гусев А.И. Петрология и рудоносность Белокурихинского плутона // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, гидрология, геоэкология, минеральные и водные ресурсы. – Горно-Алтайск, 2005. – №2. – С. 69–74.
2. Гусев А.И. Петрогенетические типы гранитоидов Горного Алтая и связанное с ними оруденение // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. – Томск, 2000. – Т. I. – С. 55–57.
3. Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. – М.: Изд-во Недр, 1969. – 184 с.
4. Петрографический словарь / Под ред. В.П. Петрова, О.А. Богатикова, Р.П. Петрова. – М.: Недр, 1981. – 486с.
5. Табакаева Е.М. Гора Церковка как петрографический памятник природы // Алтай: экология и природопользование: Труды V российско-монгольской научной конференции молодых ученых и студентов. – Бийск: РИО БПГУ им. В.М. Шукшина, 2006. – С. 150–156.
6. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol, 1969. – V. 95. – P. 407–419.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПОРОД ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ТАТАРСКОГО СВОДА

Р.Ф. Талипов

Научный руководитель профессор В.Г. Изотов

Казанский государственный университет им. В. И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Татарский свод является одним из основных структурно-тектонических элементов Востока Русской плиты. В его пределах локализованы крупнейшие в Европе месторождения нефти и, в частности, Ромашкинское месторождение. В настоящее время вопрос о формировании этих месторождений связывается с геодинамической эволюцией кристаллического основания этого структурного сооружения. Установлено [1], что кристаллический фундамент Татарского свода является постоянно развивающейся тектонической структурой, в теле которого происходит постоянная эволюция геодинамических направлений, о чем свидетельствуют периодически повторяющиеся землетрясения и другие регионально-тектонические явления. Согласно представлениям ряда исследователей [1, 3], геодинамическая активность Татарского свода связана с перераспределением напряженного состояния за счет развития тангенциальных напряжений в зонах наклонных региональных разломов в теле фундамента Восточно-Европейской платформы, ограничивающих структуру Татарского свода с востока и запада.

С целью выявления и анализа полей напряжения в фундаменте мной была предпринята попытка петроструктурного анализа напряжений по изучению ориентировки оси оптической индикатрисы кварца (первой генерации) гранулитовых комплексов фундамента Татарского свода.

Кварц этой генерации в породах фундамента, прошедших фазу гранулитового метаморфизма, слагает гранулы – линзовидные агрегаты зерен, ориентированные по полосчатости породы – плагиоклаз-пироксенового гнейса.

Для проведения петроструктурного анализа изготавливались прозрачные шлифы с образцов керна, отобранного из глубоких скважин, вскрывших фундамент на глубине 3-5 км. При этом, шлифы вырезались перпендикулярно полосчатости породы, что давало возможность провести петроструктурный анализ в системе координат образца. Анализ проводился с помощью столика Федорова с последующим нанесением выходов оптических осей кварца на стереографическую проекцию Вульфа [2]. Было изучено распределение оптических осей кварца по трем глубоким скважинам. В каждом образце замерялась ориентировка осей кварца в 5-6 гранулах. Каждая гранула характеризуется волнистым и блочным погасанием кварца, что свидетельствует [4] о деформации ранее существовавшего единого кварцевого агрегата. Проведенные исследования показывают, что в результате деформации зерна разброс ориентировки оптической оси кварца составляет 10-20°. При этом на стереографической проекции выделяются поля разброса оптических осей, свидетельствующие об изменении вектора [4] напряжения в породе, который, как известно, совпадает с оптической осью подвергнутого напряжению кварца. В пределах каждой изученной скважины разброс ориентировки осей индикатрисы кварца составляет 90-100° (при моноклиальной полосчатости породы). Однако ориентировка оси индикатрисы в отдельных зернах и гранулах кварца составляет 40-60° по отношению к полосчатости породы. При этом, в ряде случаев на стереографической проекции отмечаются две диаметрально противоположные области концентрации оптических осей. Это позволяет утверждать и сделать вывод о том, что оси оптической индикатрисы кварца ориентированы нормально к круговым сечениям эллипсоида деформаций породы и определить положение осей этого эллипсоида как близкое к субгоризонтальному. Таким образом, проведенные исследования, основанные на замерах осей оптической индикатрисы в зернах кварца различных гранул гранулитов подтверждает предположение о наличии субгоризонтальных напряжений в теле кристаллического фундамента Татарского свода востока Русской плиты.

Литература

1. Изотов В.Г. Эволюция докембрийских породных комплексов востока Русской плиты // Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. – Казань: Дента, 1996. – С. 134–145.
2. Саранчина Г.М. Федоровский метод. – Л.: Издательство ЛГУ, 1963. – 153 с.

3. Ситдикова Л.М. Зоны деструкций кристаллического фундамента Татарского свода. – Казань: Издательство КГУ, 2005. – 146 с.
4. Тернер А.В., Ферхуген Е.М. Петрология изверженных и метаморфических пород. – М.: Издательство ИЛ., 1961. – 592 с.

МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАСИЛЬЕВСКОГО (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

С.В. Харитонов, М.В. Редько, И.Ю. Соколов

Научный руководитель профессор А.М. Сазонов

Институт цветных металлов и золота ФГОУ ВПО СФУ, г. Красноярск, Россия

Золоторудное месторождение Васильевское расположено в Енисейском кряже на водоразделе рек Удерей и Большая Мурожная. После открытия месторождения в 1952 году длительное время не разведывалось, в настоящее время разрабатывается ЗАО "Васильевский рудник".

Рудные тела месторождения представлены кварцевыми жилами, в которых в виде гнездовых и прожилково-гнездовых скоплений развиты другие минералы. Главными минералами рудных тел являются кварц (слагает большую часть руд), хлорит, серицит; ценным компонентом является самородное золото; второстепенные – альбит, гидрослюда, карбонаты, пирит, арсенопирит, блеклая руда; редкие – халькопирит, антимонит. Пирит является наиболее часто встречающимся сульфидным минералом. Антимонит встречается в тесной ассоциации с кальцитом. Зона окисления на месторождении развита весьма слабо. Главными минералами гипергенных руд являются лимонит, гётит и скородит, второстепенными и редкими – борнит, халькозин, ковеллин, англезит, церуссит, малахит, азурит.

Самородное золото находится главным образом в кварцевых жилах, реже встречается в приконтактных сланцах совместно с пиритом и арсенопиритом. Нередко наблюдается сростание золота с кварцем, пиритом и арсенопиритом. Распределение золота в рудах крайне неравномерное. Цвет золота яркий золотисто-желтый, указывающий на его высокую пробу. По данным исследований А.М. Сазонова в 1982 г., проба золота по месторождению колеблется от 931 до 999, в среднем – 970. Количественно преобладает мелкое и среднее золото размерами 0,1...0,5 мм. Форма золотинок разнообразная, преобладают комовидные и скелетно-губчатые формы, встречаются также крючковатые и провололочные золотины. Многостадийный гидротермальный процесс проявился с образованием самостоятельных жильных тел различного минералогического состава. Основные из них можно охарактеризовать следующим образом: 1) жилы серого кварца; 2) кварцевые жилы с гнездами и прожилками сульфидов, карбонатов и силикатов; 3) линзы и прожилки гидрослюда с вкрапленностью сульфидов; 4) карбонатное прожилкование с сульфидами и без них; 5) вкрапленность сульфидов в сланцах; 6) альбитовые прожилки с пиритом и хлоритом. Формирование рудных тел протекало в четыре стадии, характеризующиеся отдельными минеральными ассоциациями. Наблюдается наложение одних стадий минералообразования на другие. При этом возобновление гидротермальной деятельности начинается с тектонических подвижек, растрескивания, дробления вмещающих пород и ранее сформировавшихся жильных тел.

Стадия 1. Обособленные образования этой стадии минерализации встречаются крайне редко и представлены жилами и прожилками серого, темно-серого кварца. В ряде скважин отмечаются реликты агрегатов кварц-пиритового состава в жилах кварца, выполненные образованиями второй стадии минерализации. Продукты данной стадии представлены ограниченным числом минералов: кварцем, пиритом, мусковитом, хлоритом, апатитом, рутилом. Перечисленные минералы играют незначительную роль в составе рудных тел и замещаются более поздними минералами.

Стадия 2. Во вторую стадию минералообразования сформировались две пространственно разобщенные парагенетические минеральные ассоциации: золото - пирит - кварцевая и золото - арсенопирит - пирит - кварцевая. Минералы стадии имеют наибольшее распространение. На их долю приходится около 95 % объема рудных тел. В результате проявления пирит - арсенопирит - кварцевой стадии формировались многочисленные кварцевые жилы с золотой минерализацией, представляющие месторождение.

Стадия 3. Отложение минералов этой стадии происходило в условиях затухания тектонических подвижек из заключительных порций гидротермальных растворов. Минералы рассматриваемой стадии имеют локальное распространение и приурочены к зонам повышенной трещиноватости, осложняющим две ступени минералообразования, отделенные друг от друга небольшими внутривостадийными тектоническими подвижками. В первую ступень последовательно образовались золото-халькопирит - сфалерит - пирит - кальцит - кварцевая и золото - блеклорудно - пирит - кварцевая парагенетические минеральные ассоциации. Во вторую ступень третьей стадии минерализации образовались скопления галенит - кальцит - кварцевой минеральной ассоциации.

Стадия 4. Продукты стадии проявились в виде альбитовых прожилков с кварцем, хлоритом, пиритом. Мощность прожилков не превышает 2...3 см. Образование минеральных ассоциаций ранних стадий интенсивно раздроблены и залечены альбитом. Вмещающие сланцы обычно хлоритизированы.

Подавляющее большинство рудных тел представлено минеральными ассоциациями всех четырех стадий рудообразования. Однако в распределении минеральных ассоциаций наблюдается вертикальная и горизонтальная минералогическая зональность. Вертикальная зональность кварцевых жил выражена в постепенном исчезновении по мере продвижения сверху вниз минералов поздних стадий рудообразования (блеклая руда, галенит, сфалерит, халькопирит и т.д.). Горизонтальная зональность отдельных рудных тел и месторождения в целом проявляется в закономерном увеличении значимости минеральных ассоциаций более поздних стадий рудообразования по мере продвижения с юго-запада на северо-восток.

**ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИИ ОЛИВИНОВ ИЗ БАЗАЛЬТОВОЙ СЕРИИ
ОФИОЛИТОВ****Р.Р. Хусаинов, А.Г. Николаев**

Научный руководитель профессор А.И. Бахтин

Казанский государственный университет им. В. И. Ульянова-Ленина, г. Казань, Россия

Оливин – главный породообразующий минерал ультрабазитов ряда дунит-гарцбургит-лерцолит, в которых слагает от 60 до 99 % объема породы; второстепенный минерал хромитовых руд, верлитов и клинопироксенитов. Размеры зерен оливина изменяются от 2 до 8 мм в перидотитах и достигают 20 см в пегматоидных дунитах. Замещается оливин серпентином, хлоритом, бруситом [2,3]. Он также является главным минералом пород верхней мантии. В процессе зарождения и развития офиолитов оливин попадал вместе с базальтоидной магмой из глубоких горизонтов океанической коры на поверхность, тем самым при его изучении можно говорить о генезисе формации офиолитов. При изучении зональности кристаллов можно выявить изменения, которые происходили в минералообразующей среде с момента зарождения оливина и в процессе его роста.

Материал для изучения был отобран из ультрабазитов офиолитовой ассоциации около поселка Атлян (Южный Урал). Порода представляет собой массивный слабоизмененный базальт с небольшими зернами оливина размерностью 3-5 мм. Целью данной работы было изучение с помощью метода абсорбционной оптической спектроскопии зерен оливина, снятых по профилю.

Исследования были проведены в лаборатории оптической спектроскопии Казанского госуниверситета. Съемка оптических спектров поглощения велась в видимом и ближнеинфракрасном диапазоне волн (400 – 800 нм) при комнатной температуре с интервалом 2 нм на специализированной оптико-спектроскопической установке на базе микроскопа МИН –8.

По особенностям конфигурации спектров оливинов можно сказать, что в ультрафиолетовой части спектра имеется интенсивная полоса поглощения. Эта полоса связана с механизмом переносов заряда лиганд→трехвалентное железо ($O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$) [4,5], а длинноволновый край этой полосы протягивается в видимой части спектра, по которому можно судить о содержании Fe^{3+} . Трехвалентное железо в оливине занимает октаэдрические позиции. По данным оптических спектров было также выявлено, что в инфракрасной области имеется широкая полоса поглощения в области около 1300 нм, коротковолновый край которой протягивается в видимую часть спектра и позволяет судить об относительной концентрации ионов Fe^{2+} в октаэдрической позиции [4,5].

Для выявления генетических особенностей оливинов были использованы значения D_λ – величины оптической плотности на определенных длинах волн. Отношение D_{800}/D_{700} характеризует относительную концентрацию двухвалентного железа в октаэдрическом окружении. Параметр D_{410}/D_{480} можно использовать для определения относительного содержания трехвалентного железа в структуре оливина, а отношение D_{410}/D_{800} (Fe^{3+}/Fe^{2+}) – в качестве индикатора окислительно-восстановительной обстановки. По данным соотношениям были построены графики распределения Fe^{3+} , Fe^{2+} , а также график их соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} .

Была опробована съемка оптических спектров по профилю нескольких зерен. Профиль был проведен от края до края зерна для получения полного представления об общих изменениях оптико-спектроскопических параметров оливинов. По полученным нами результатам можно сказать, что часть оливинов имеет в центре повышенное содержание Fe^{2+} , а к краям концентрация ионов уменьшается. А в другой группе ситуация меняется в обратном направлении – в центре зерен содержание Fe^{2+} минимально. По распределению по профилю Fe^{3+} ситуация остается такой же как и Fe^{2+} , то есть часть зерен оливина имеет максимальную концентрацию Fe^{3+} в центре, а другая минимальную концентрацию Fe^{3+} . Совсем иная ситуация отмечается для соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} – все зерна в центре имеют минимальное значение этого соотношения.

Уменьшение концентрации ионов Fe^{2+} в зернах оливина по профилю зерна от центра к краю может свидетельствовать о выносе части их с периферии зерен оливина в результате взаимодействия последних с флюидной фазой при частичном плавлении исходного лерцолита, выплавлении из него базальтовой магмы и образовании рестита. Возрастание концентрации ионов Fe^{2+} в зернах оливина по профилю сканирования может свидетельствовать о нарастании зон оливина на уже существующие зерна оливина путем кристаллизации из расплава при понижении его температуры. То есть, эти зоны образовались из базальтового расплава при понижении его температуры на регрессивном этапе взаимодействия расплава с уже существующими в породе зернами оливина [1]. По распределению отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} можно судить о том, что при формировании зерен оливина происходило увеличение окислительного потенциала.

Исследование оливинов с помощью метода оптической спектроскопии можно использовать для суждения об их генезисе и особенностях формирования гипербазитовых комплексов офиолитовых формаций.

Литература

1. Бахтин А. И., Лопатин О. Н., Денисов И. Г., Золотов К. К., Булыкин Л. Д. Кристаллохимия силикатов альпинотипных гипербазитов Урала и поисковые критерии хромитового оруденения. – Казань. – 100 с.
2. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. – М.: Наука, 1988. – 508 с.
3. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. – СПб.: Наука, 1992. – 197 с.
4. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М.: Недра, 2001. – 432 с.
5. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. – Киев: Наукова думка, 1976. – 284 с.

КАЧЕСТВЕННЫЙ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ПРИРОДНОГО БИШОФИТА НА НАЛИЧИЕ ХЛОРООРГАНИЧЕСКИХ ПЕСТИЦИДОВ

А.Б. Чернов

Научный руководитель профессор И.В. Владимцева
Волгоградский государственный технический университет, г. Волгоград, Россия

Бишофит – минерал группы минеральных солей. В химическом отношении это водный хлорид магния ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) – до 98 %.

Волгоградский природный бишофит представляет собой спрессованный под высоким давлением вышележащих слоев камень. По химико-минеральному составу – это комплекс солей и микроэлементов [1].

Некоторые микроэлементы являются абсолютно необходимыми для важнейших процессов жизнедеятельности, а также для нормального протекания многих метаболических реакций и физиологических функций. Имеются литературные сведения положительного влияния низких концентраций бишофита на процессы жизнедеятельности микробных клеток [3].

Таблица

Результаты качественного и количественного анализа природного бишофита на присутствие хлорорганических пестицидов

Пестициды	Время удерживания, мин	Концентрация					Масса в навеске, мг * 10 ⁻⁶
		мг/м ³ , *10 ⁻³	мкг/мл, *10 ⁻⁶	гр./100 м ³ , *10 ⁻⁴	мг/мл, *10 ⁻⁹	мг/л, *10 ⁻⁶	
α-ГХЦГ	17,838	6,6059	6,6059	6,6059	6,6059	6,6059	1,321
γ-ГХЦГ	19,561	10,083	10,083	10,083	10,083	10,083	2,017
β-ГХЦГ	19,779	7,0298	7,0298	7,0298	7,0298	7,0298	1,406
ДДТ	29,305	23,139	23,139	23,139	23,139	23,139	4,628

Содержание большого перечня микроэлементов (В, Са, Мо, Ва, Вi, Fe, Al, Ti, Cu, Si, Sr, Rb, Cs и др.) и набора солей, обладающих восстановительными свойствами ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$, $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, $MgBr_2$ и др.) в составе природного бишофита Волгоградского месторождения, определяет его (бишофита) применение в качестве возможного стимулятора роста микроорганизмов активного ила, используемых при биологической очистке сточных вод в аэротенках. При ускорении роста микроорганизмов происходит интенсификация процесса очистки воды [2].

Целью данного исследования является выявление веществ, способных ингибировать жизнедеятельность микроорганизмов активного ила и определение их концентрации.

Качественный и количественный анализ на присутствие хлорорганических пестицидов выполнялся на газовом хроматографе «КристалЛюкс-400» методом экстрагирования пестицидов из пробы гексаном. Результаты представлены в таблице.

Полученные результаты показывают незначительное наличие веществ, способных оказывать ингибирующее действие на жизнедеятельность микроорганизмов активного ила.

Литература

1. Анучкин Т. К., Ананьина С. А., Никитин И. И. Перспективы освоения и технологии переработки бишофита волгоградских месторождений. – Волгоград: Волгоградская государственная архитектурно-строительная академия, 1995. – 116 с.
2. Биологическая очистка производственных сточных вод: Процессы, аппараты и сооружения / Под ред. С. В. Яковлева. – М.: Стройиздат, 1985. – 208 с.
3. Патент № 90 от 27.05.98. Россия МКИ. Свойство бишофита подавлять рост и размножение патогенных и условно-патогенных микроорганизмов. Спасов А. А., Мащенко И. С., Зорина М. А. и др.