

Секция 2

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

МАНТИЙНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ГРАНАТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «АЙХАЛ» (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

Т.А. Антонова

Научный руководитель профессор А.Я. Ротман
Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия

Кимберлитовая трубка «Айхал» находится в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле и является одним из уникальных кимберлитовых тел с повышенным содержанием алмазов [1]. Трубка расположена в Западной Якутии, в 450 км севернее г. Мирного. Месторождение представляет собой трубку взрыва, в горизонтальном срезе вытянутую в северо-восточном направлении. Месторождение Айхал было открыто 22 января 1960 г. Качество разведанных запасов и проведенные экологические расчеты показывают, что отработка запасов алмазов по трубке Айхал является рентабельной до значительной глубины.

В алмазах трубки наблюдается высокое содержание включений. Общее количество сингенетических включений в классах >1 мм составляет около 3% от общего количества кристаллов, причем среди них преобладают бесцветные включения оливина, часто в ассоциации с хромшпинелидом, реже встречаются мономинеральные сингенетические включения хромшпинелида и малинового пироба. Соотношение включений пироб малиновый: оливин: хромшпинелид составляет примерно 1:11:7 [1]. Включения эклогитовой ассоциации среди алмазов I разновидности (по классификации Ю.Л. Орлова) не встречены. Однако трубка обладает максимальным в Далдыно-Алакитском районе содержанием окрашенных алмазов II, III, IV разновидностей, которые, как известно, относятся к эклогитовым парагенезисам. В связи с этим большой интерес представляет изучение индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), в частности, гранатов с определением их парагенетической принадлежности.

Наиболее эффективным средством изучения гранатов является оптическая спектроскопия поглощения [2]. В частности, окраска, численно выраженная через колориметрические параметры (λ_k и ρ_c), может быть использована в качестве индикатора физико-химических условий минералообразующей среды. Для измерения и описания цвета гранатов использована методика, предложенная С.С. Мацюком [2, 3], позволяющая определить парагенетическую принадлежность гранатов из кимберлитов по спектрам пропускания в видимой области.

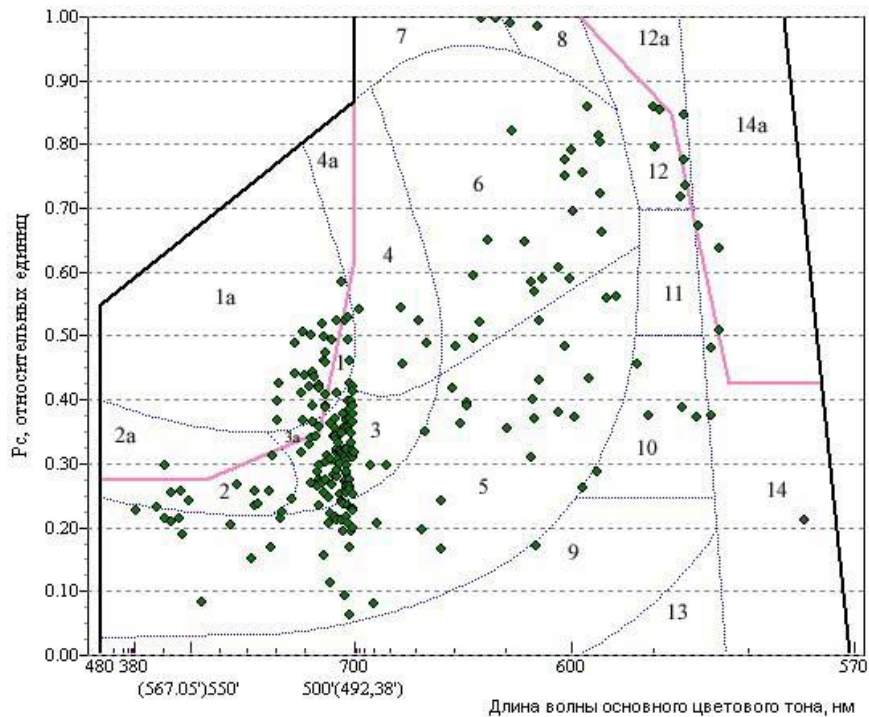
В лаборатории аналитических исследований ЯНИГП ЦНИГРИ произведено оптико-спектроскопическое изучение 238 зерен гранатов из кимберлитов трубки «Айхал». Для исследований использовался автоматизированный аппаратный комплекс, изготовленный на базе микроскопа-спектрофотометра МСФУ Л-312. В экспериментах использовались зерна минералов в виде полированных плоскопараллельных пластинок. Спектры исследуемых гранатов снимались по однолучевой схеме в диапазоне 370 – 800 нм с интервалом 1 нм при комнатной температуре. Расчет колориметрических характеристик осуществлялся по спектрам пропускания гранатов. Для оптико-спектроскопических исследований были отобраны целые, визуально однородные зерна из трубки «Айхал» классом крупности -2+1, -1+0,5 мм.

В результате колориметрического анализа установлено, что гранаты трубки «Айхал» представлены следующими цветовыми разновидностями: желто-оранжевой, оранжевой, красно-оранжевой, красной и красно-пурпурной, пурпурновато-красной. Наблюдается явное преобладание гранатов красно-пурпурного (19,3 %) и светло-красно-пурпурного (13,03 %), красновато-оранжевого (10,92 %) и пурпурновато-красного (10,08 %) цветов.

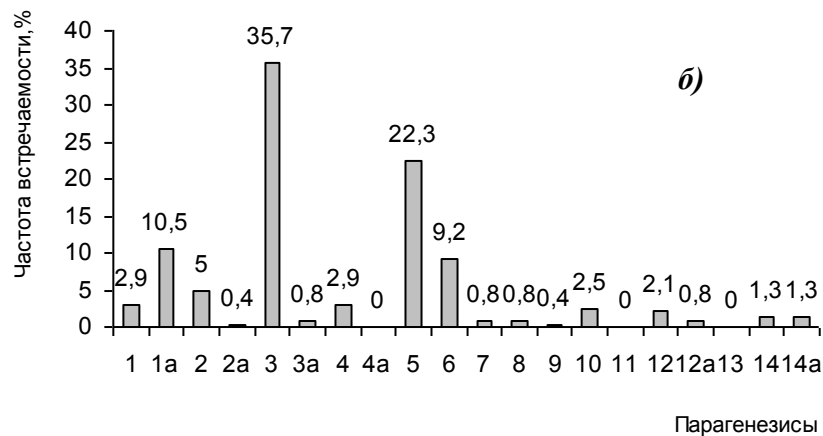
Исследуемые гранаты трубки Айхал распределились по 17 парагенетическим ассоциациям (рис.). Около 31,5 % от общего числа зерен соответствуют гранатам из различных разновидностей лерцолитов. Гранаты этих пород окрашены в красные, оранжевые и красновато-оранжевые цвета. К алмазоносным ассоциациям принадлежат 13,8 % из исследованных зерен гранатов. Ультрасосновные алмазодержащие породы в трубке Айхал представлены дунитами (10,5 %), гарцбургитами (0,4 %), хромит-гранатовыми ультрабазитами (0,8 %). Гранаты, отвечающие алмазоносным и потенциально алмазоносным породам основной серии, составляют в выборке из кимберлитов трубки Айхал 2,1 %, они представлены алмазоносными магнезиально-железистыми и дистеновыми эклогитами.

Перечисленные минеральные парагенезисы устойчивы в широком интервале давлений и температур: $P = (15-70) \cdot 10^8$ Па, $T = 800 \dots 1500$ °С. Известно, что наиболее высокие температуры и давления характерны для образования парагенезисов с алмазом, а гранатодержащие породы графит-пироповой фации глубинности считаются менее глубинными [2].

Полученные методом оптической спектроскопии гранатов результаты хорошо согласуются с минеральными включениями в алмазах. В изученной выборке преобладают гранаты ультрасосновного парагенезиса при резко подчиненном количестве гранатов эклогитовых ассоциаций. Количество гранатов алмазоносных парагенезисов довольно высокое, что согласуется с высоким содержанием алмазов. По данным оптической спектроскопии можно судить о процессах становления кимберлитовых месторождений.



a)



б)

Рис. Парагенетическая принадлежность гранатов трубки «Айхал» (n=238):

а) модифицированная диаграмма цветности гранатов трубки Айхал; б) гистограмма распределения гранатов пиропового ряда трубки «Айхал» по парагенезисам.

1 – дуниты; 1а – потенциально алмазоносные дуниты; 2 – гарцбургиты; 2а – потенциально алмазоносные гарцбургиты; 3 – хромит-гранатовые ультрабазиты; 3а – потенциально алмазоносные хромит-гранатовые ультрабазиты; 4 – верлиты; 4а – потенциально алмазоносные верлиты; 5 – лерцолиты;

6 – катаклазированные лерцолиты и магнезиально-железистые пироксениты; 7 – желваки граната; 8 – ильменитовые перидотиты; 9 – магнезиальные эклогиты; 10 – магнезиальные вебстериты;

11 – клинопироксениты; 12 – магнезиально-железистые эклогиты; 12а – потенциально алмазоносные магнезиально-железистые эклогиты; 13 – корундовые эклогиты; 14 – дистеновые эклогиты и гроспидиты; 14а – потенциально алмазоносные дистеновые эклогиты и гроспидиты

Литература

1. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. – 603 с.
2. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хоменко В.М. Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. – Киев: Наукова думка, 1985. – 248 с.
3. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М.: Недра, 2001. – 426 с.
4. Соболев Н.В., Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.

РОМАНОВСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ (ЗАПАДНО-САЛАИРСКИЙ СЕКТОР)

С.А. Беженцев

Научный руководитель доцент Г.Б. Князев
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Романовское проявление горного хрусталя обнаружено доцентом ТГУ С.В.Максиковым в летний полевой сезон 2005 года в ходе проведения работ ГДП-200 (полигональный объект) полевым отрядом лаборатории геокарт Томского государственного университета. Поиски были продолжены старшим научным сотрудником НИЛ геокарт ТГУ А.И. Рудаковым. Рудопоявление горного хрусталя расположено в 0,5 км юго-восточнее деревни Романово Черепановского района Новосибирской области и приурочено к зоне сопряжения структур Северо-Западного Салаира и Горловского прогиба. Оно локализовано в образованиях печёркинской свиты раннего кембрия, представленных покровными фациями печёркинского базальт-андезит-плагиоориолитового комплекса и ассоциирующихся с ними осадочными породами.

Проявление относится к гидротермальному типу и образовалось в результате циркуляции низкотемпературных растворов по тектоническим трещинам, зонам дробления и расщепления горных пород. Оно приурочено к телам вторичных кварцитов, развитых по кварцевым порфирам и кварц-хлорит-серицитовым сланцам. Тела вторичных кварцитов вскрыты картировочной скважиной № 3, бурившейся в тот же полевой сезон в бассейне реки Тальменки в ее левом борту, в 1 км от Романовского проявления горного хрусталя.

В проявлении были обнаружены занорыши с друзами кварца. Кварц молочно-белый, реже полупрозрачный и прозрачный.

Хрусталеносная жила отличается невыдержанностью по простиранию, часто исчезает и вновь появляется. Она имеет северо-восточное (40–50°) простирание, падение юго-восточное (130...150°, угол падения 15...20°). По простиранию элювиально-делювиальные развалы кварца прослеживаются на 45°м. Занорыши представлены линзообразными формами до полутора метров в длину и шириной до 0,3 м.

Горный хрусталь является низкотемпературной α -модификацией кварца с тригональной сингонией. Кристаллы призматического, копьевидного и обелисковидного габитуса (рис.1). В связи с тем, что кристаллы горного хрусталя, в результате тектонической подвижки дробились и срезались, то нередко они представляют собой лишь обломки, в которых диагностированы грани положительных и отрицательных ромбоэдров самостоятельно или в сочетании с гранями призмы. Положительные и отрицательные ромбоэдры часто бывают одинаково развиты, но не образуют гексагональной дипирамиды. Размер встреченных обломков кристаллов по удлинению – от первых мм до 10...15 см, но предположительно, по проведенным расчетам, их первоначальные размеры по удлинению достигали 30...35 см.

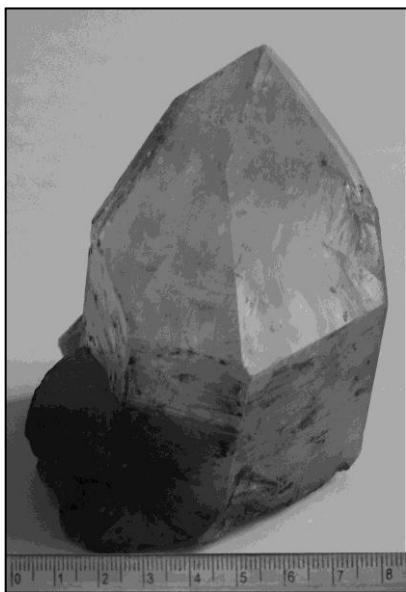


Рис. 1. Кристалл горного хрусталя из Романовского проявления

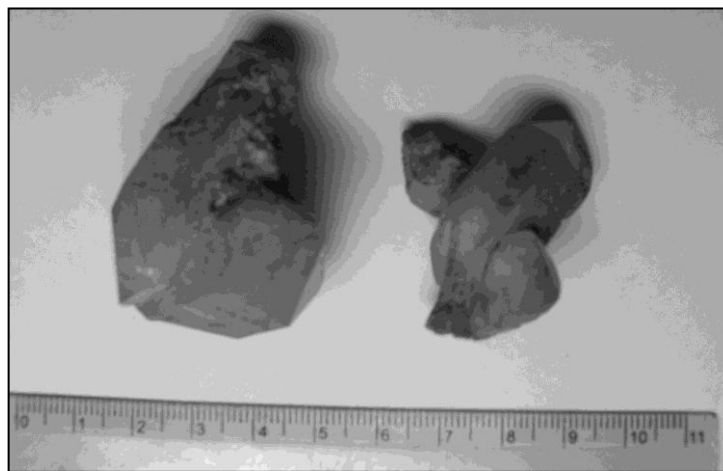


Рис. 2. Сростки кристаллов горного хрусталя

Кристаллы часто образуют по граням призмы параллельные и перпендикулярные сростки (рис.2). На гранях призмы горного хрусталя имеются хорошо выраженные скульптурные элементы в виде штриховки, перпендикулярной ребрам призмы, которая отражает рост граней ромбоэдров. На гранях ромбоэдров присутствуют вицинали, появление которых объясняется наличием механических примесей на поверхностях граней. Также присутствуют хорошо выраженные треугольники роста, указывающие на вершину кристалла.

Нами установлено, что зона формировалась в два этапа. Первый этап характеризуется спокойной тектонической обстановкой. Под действием циркулирующих средне- и низкотемпературных насыщенных кремнеземом гидротерм, которые проникали по тектоническим трещинам, зонам дробления и расщепления горных пород в полости различных размеров, происходили процессы образования и роста кристаллов горного хрусталя. Кремнезем мобилизовался гидротермами из находившихся в этой же зоне вторичных кварцитов и кварц-хлорит-серицитовых

сланцев. Данный этап охватывал относительно небольшой промежуток времени, – об этом свидетельствует небольшой размер кристаллов.

Второй этап ознаменовался некоторой тектонической активизацией района, вследствие чего произошло разрушение полостей и дробление кристаллов горного хрусталя. В зоне гипергенеза под действием просачивающихся с поверхности и из нижних водоносных горизонтов насыщенных железом вод сформировавшиеся друзы, вероятно, были затянuty глиной, а кристаллы покрылись тонкой пленкой гетита и гидрогетита.

СЕРОГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС ГАРГАНСКОГО БЛОКА

Д.А. Бурдаков

Научный руководитель профессор О.М. Туркина

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Работа посвящена изучению петрографического состава и взаимоотношений горных пород Гарганского блока с целью определения геологической природы этого раннедокембрийского комплекса. Возраст метаморфизма тоналитов, определенный U-Pb методом по единичным зернам циркона, оценивается в 2664 ± 15 млн лет [1].

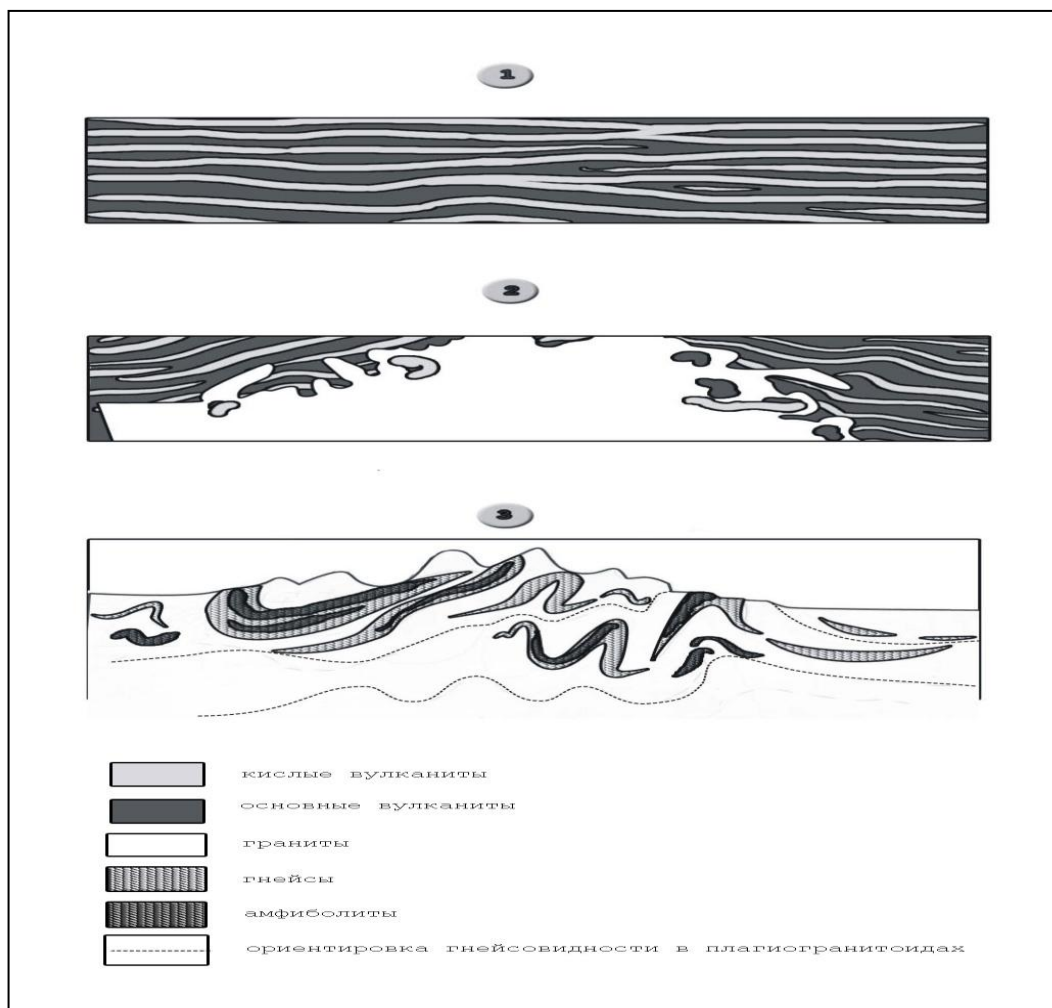


Рис. Схема эволюции Гарганского блока: 1 – излияние кислых и основных вулканитов, 2 – внедрение Na-гранитов, образование включений вмещающих пород, 3 – смятие в складки, метаморфизм; переход кислых вулканитов в гнейсы, основных в амфиболиты

В результате изучения коллекции шлифов и образцов, а также на основании полевых наблюдений было выделено две большие группы пород: плагиогранитоиды (тоналиты и плагиограниты), метаморфические породы (гнейсы и амфиболиты).

Плутонические плагиограниты явно преобладают над плагиогнейсами и амфиболитами, которые слагают в них реликты. Среди плагиогнейсов встречаются субсогласные тела амфиболитов видимой мощностью до 0,5 м с жилами плагиогранитного материала, субсогласного с гнейсовидностью. Это указывает на то, что протолиты гнейсов и амфиболитов (кислые вулканиты и базальты) образовались одновременно, возможно, вулканические покровы переслаивались. Плагиограниты же внедрились явно позже (рис.). Гнейсы сильно дислоцированы, смяты в складки разных порядков и размеров.

Удобно рассматривать древние гранитоиды совместно с плагиогнейсами. Гнейсовидность в плагиогранитоидах проявлена в разной степени – от очень слабой до грубой, динамометаморфизованность – от явной до слабозаметной. В некоторых образцах макроскопически практически невозможно отличить гранитогнейс от гнейсовидного гранита.

Критериями различия между гнейсами и гранитами выбраны зональность плагиоклазов (характерная для первичных магматических плагиоклазов), структура (гранитная у гранитов, гранолепидобластовая у гнейсов) и характер выделений кварца (в динамометаморфизованных гранитах крупные зерна сочетаются с новообразованными «прожилками» мелкозернистого кварца, в гнейсах же кварц равномернoзернистый).

Гранитоиды по минеральному составу соответствуют тоналитам, плагиогранитам и лейкоплагиогранитам, среди которых выделяются амфиболовые (Amph до 15%), биотитовые (Bt до 10%) разновидности. В некоторых шлифах плагиогранитов достаточно высокое содержание калишпата (до 15%). Основные породообразующие минералы – плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка. Акцессорные минералы представлены сфеном и цирконом.

Гнейсы имеют тот же минеральный состав, что и гранитоиды. Их текстура гнейсовидная, грубополосчатая, неоднородная до тонкополосчатой.

Химический состав рассматриваемой группы пород согласуется с минеральным. Они бедны калием (в среднем $K < 1,5\%$). Поэтому калишпат встречается в этих породах достаточно редко и в небольшом количестве. Породы этой группы обеднены некогерентными элементами (в среднем Th от 0,2 до 6 г/т, U от 0,2 до 0,4 г/т), что свойственно породам архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов.

Амфиболиты состоят из амфибола (~60%), плагиоклаза (~40%), редко граната до 15%. Текстура сланцеватая, структура гранобластовая до немагнотгранобластовой.

По петрографическим и структурным особенностям описанный комплекс аналогичен архейским серогнейсовым комплексам, для которых характерны:

- 1) преобладание плагиогранитоидов над метаморфическими породами,
- 2) набор пород и их взаимоотношения: амфиболиты слагают субсогласные тела в плагиогнейсах и неправильной формы включения в предположительно более поздних плагиогранитах; плагиогнейсы совместно с амфиболитами и отдельно от них слагают реликты в плагиогранитах,
- 3) сильная дислоцированность пород, неоднородность комплекса, грубая артеритная мигматизация в плагиогнейсах,
- 4) низкое содержание калия и радиоактивных элементов ($K < 1,5\%$, $Th < 6$ г/т, $U < 0,4$ г/т) [2].

Литература

1. Berezhnaya N.G., Kovach V.P., Matukov D.I. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalities – find early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // 32nd Int. Geol. Congr., 2004, Abs. Vol., Pt 2.– P.1263.
2. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса.– М.: Мир, 1983.

МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОРЕЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ЖИЛЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

М.В. Бурцева

Научный руководитель старший научный сотрудник А.Г. Дорошкевич
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Карбонатная жила Торейского участка расположена на юго-западном фланге Западно-Забайкальской карбонатитовой провинции. Она залегает в пределах Малохамардабанской вулканогенно-тектонической структуры среди мезозойских трахибазальтов ичетуйской свиты. Жила прослежена на 15 м при мощности от 0,4 до 0,6 м. Она вытянута вдоль контакта дайки сиенитов.

Сиениты сложены калиевым полевым шпатом, кварцем, кислым плагиоклазом, биотитом. Важной текстурной особенностью сиенитов является обилие миароловых пустот размером до 3...4 см в поперечнике. Пустоты частично заполнены розовым калиевым полевым шпатом, кварцем, местами с биотитом, магнетитом.

Со стороны висячего контакта жилы сиениты интенсивно дроблены, в них по трещинкам проникают апатит и флогопит. Ксенокласты сиенитов встречаются в карбонатной породе. Лежащий бок жилы не тектонизирован, ровный и не сопровождается измененными породами.

Основная масса жилы сложена мелкозернистым кальцитом. Текстура породы массивная слабополосчатая с ориентировкой полосчатости параллельно контактам жилы. В количестве 6...10% в ней присутствует апатит, в меньшем количестве отмечаются магнетит, флогопит, гематит, флюорит, кварц.

Апатит представлен в основном хорошо образованными призматическими кристаллами. Кристаллы его размером до 1...2 см по длинной оси рассеяны в основной массе породы и ориентированы удлинением параллельно контактам.

Отношение содержаний Sr:Mn примерно равно 10:1, что характерно для апатитов из карбонатитов. Присутствие Na (в количестве до 0,58 мас. %) в апатите считается признаком магматической природы минерала. Среднее содержание Na в апатите из карбонатита значительно выше, чем в апатите из изверженных и метаморфических пород [4, 5]. Присутствуют также Fe (0,09...0,46 мас. %), Cl до 0,36 мас. %, количество F достигает предельного содержания 4,41 мас. %. Кроме того, в апатите присутствует до 1,8 мас. % SO_3 . Столь высокие содержания SO_3 характерны для карбонатитов Западного Забайкалья [7].

Флогопит слагает единичные чешуйки, часто деформированные, ориентированные обычно параллельно контактам. Размер чешуек до 1 см. Большая часть флогопита тяготеет к зальбандам и особенно к висячему боку. Здесь он встречается в агрегате кальцита и обломков сиенита. На южном фланге жилы содержание флогопита достигает 1% и он рассеян по всей массе карбонатита. Характерной особенностью флогопита является его высокая титанистость – до 5,62 мас. %, пониженное содержание железа (13,26 мас. %) и повышенное – фтора (3,04 мас. %). Часть зерен флогопита гидратирована и хлоритизирована. Хлорит относится к типу магнезиально-железистых слюд.

Магнетит образует вкрапленность зональных зерен и октаэдрических кристаллов. Центральные части минерала содержат до 11 мас. % TiO_2 , внешние зоны менее титанистые (до 1,5 мас. % TiO_2). Столь высокая титанистость

магнетита свидетельствует о высоких температурах образования минерала [6]. В магнетите хорошо видны пластинки ильменита, представляющие структуру распада твердого раствора.

Известно, что структуры распада в твердом растворе возникают при температуре не менее 550 °С.

Особенностью магнетита является также повышенное содержание MgO, достигающее 2,96 мас. %. Это наиболее высокие концентрации среди магнетитов изученных проявлений карбонатитов Западного Забайкалья [7]. Для магнетитов характерно высокое содержание глинозема (среднее 2,28 мас. %), который, как и магний, является типоморфным для магнетитов из карбонатитов [3].

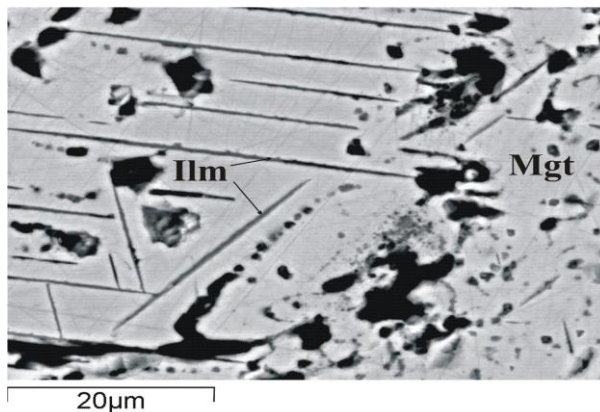


Рис. Структура распада твердого раствора магнетит-ильменит. Mgt – магнетит, Ilm – ильменит. Сканирующий электронный микроскоп LEO-1430 с IncaEnergy-300 энерго-дисперсивной приставкой. Изображение в обратно рассеянных электронах

Гематит в карбонатите слагает неправильной и таблитчатой формы зерна, прожилковидные выделения. По трещинкам в породе редко встречается мелкая эпигенетическая вкрапленность флюорита. На карбонатную жилу наложено также позднее окварцевание. Оно захватывает и вмещающие базальтоиды. Но наиболее интенсивно окварцевание проявлено в центральной части жилы. Это сеть тонких (доли миллиметра до 1 см) прожилков тонкозернистого кварца, образующих участками паутиноподобный рисунок.

Особенностью химического состава породы относительно среднего кальцитового карбонатита [12] является высокое содержание фосфора, составляющее в среднем около 6 мас. % P_2O_5 , обусловленное присутствием апатита. Содержание Mg не превышает нескольких десятых долей %. Наличие кремнезема и вариации его содержания обусловлены масштабами наложенного окварцевания. Карбонатные породы отличаются низким уровнем содержания Sr, Ba, Zr, Nb, S и PЗЭ. Общее содержание PЗЭ не более 900 ppm. В них преобладают легкие лантаноиды и отсутствуют европиевые аномалии, а величина Eu/Eu* несколько выше 1.

$\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ (SMOW и PDB), определенные в кальците, имеют значения 7,05 и - 4,14 ‰ соответственно. Они подобны значениям PIC (карбонатитов, имеющих мантийные метки) [9, 11]. Изотопный состав кислорода в апатите имеет значения $\delta^{18}O$ 4,6 ‰. Эти значения близки к апатиту из карбонатитов Якупиранга [10], Анголы [8], Печенги [1] и карбонатитов Западного Забайкалья.

Полученные отношения $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (0,70493 для апатита и 0,70520 для кальцита) близки значениям в континентальных базальтах Западного Забайкалья [2]. Они совпадают также с первичными стронциевыми отношениями комагматичных с карбонатитами щелочно-основных пород [7].

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что карбонатная жила Торейского участка может быть отнесена к карбонатитам.

Литература

1. Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З. и др. Состав и возраст линейного карбонатитового комплекса Печенги и Енисейского кряжа // Петрология.– 2003.– 11 (2).
2. Гордиенко И.В., Баянов В.О., Климук В.С. и др. Состав и возраст ($^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика.– 1999.– Т.40.– № 4.
3. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов.– М.:Наука, 1971.
4. Марченко Е.А. Типоморфизм апатитов из карбонатитов // Докл АН СССР.– 1975.–Т.223.
5. Петров П.А., Журавель Р.Ф. Характеристики химического состава апатита из разных типов пород // Тр.СНИИГГиМС.– 1971.–№108.
6. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М.: Изд-во ин. лит.,1960.
7. Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г. и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья.–Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000.
8. Alberti A., Castorina F., Censi P. et al. Geochemical characteristics of cretaceous carbonatites from Angola // J. African Earth Sci.–1999.– V. 29 (4).
9. Deines P. Stable isotope variation in carbonatites // Carbonatites: Genesis and Evolution. – London: Unwin Hyman. – 1989.
10. Santos R.V. and Clayton R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes.// Geochim. Cosmochim. Acta. – 1995. – 59 (7).
11. Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alno district, Sweden // Geochimica et Cosmochimica Acta.– 1967.– 31 p.
12. Woolley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // Carbonatites: genesis and evolution (ed. By K. Bell).– London L:Unwin Hyman.–1989.– P.1-14 .

СИНПЛУТОНИЧЕСКИЕ И КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ КАК ПРОЯВЛЕНИЯ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА

Е.А. Васюкова

Научный руководитель старший преподаватель А.В. Лавренчук
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

В пределах Западного Сангиленна на венд-ордовикском аккреционно-коллизийном этапе, помимо активного выплавления гранитоидов и высокоградиентного метаморфизма, фиксируются многочисленные проявления мантийного магматизма. Прежде всего, это крупные массивы основного состава, а также базитовые дайки. Среди последних особый интерес представляют синплутонические и комбинированные дайки как неопровержимые и наиболее наглядные свидетельства сосуществования двух расплавов различного состава.

Были исследованы комбинированные диорит-гранитные дайки, рвущие метаморфическую толщу (правобережье р. Эрзин), и долеритовые сингранитные дайки, секущие параавтохтонные гранитоиды Эрзинского массива.

Среди долеритовых даек было выделено две генерации, каждая из которых имела несколько актов внедрения. Дайки первой генерации характеризуются субгоризонтальным положением, активным инъецированием гранитоидами до нарушения их сплошности, отсутствием зон закалки. Дайки второй генерации отличаются, напротив, присутствием зон закалки, четкими границами, субвертикальным падением. Вместе с этим, нередко наблюдаются как апофизы базитового материала во вмещающие породы, так и небольшие инъекции гранитоидов внутрь даек. Все эти наблюдения указывают на то, что дайки первой генерации были синплутоническими, а дайки второй генерации внедрялись уже после консолидации гранитного плутона.

Положение комбинированных даек субогласно полосчатой текстуре вмещающих метаморфических пород на всем наблюдаемом участке. Дайки сложены гранитоидами различной степени меланократовости, в которых хаотично рассредоточены субизометричные базитовые обособления. Вокруг базитовых обособлений всегда присутствует отчетливо заметная зона лейкократизации.

Основными породообразующими минералами базитов являются плагиоклаз, амфибол, биотит. Однако в долеритах в центре гломероскоплений амфибола были обнаружены реликты орто- и клинопироксена. Одновременное погасание отдельных зерен позволяет утверждать, что первоначально здесь находился один крупный вкрапленник пироксена, замещенный впоследствии амфиболом. При сопоставлении с петрохимическими данными породы даек, секущие эрзинские гранитоиды, определены как роговообманковые микрогаббро. Обособления в комбинированных дайках представлены диоритами.

По геологическому положению и морфологии долеритовые дайки синхронны вмещающим эрзинским гранитоидам ($489,4 \pm 2,6$ млн лет) [5], комбинированные дайки, находящиеся внутри метаморфической толщи НТ/ЛР типа (МЗв) [2, 3] на правобережье р. Эрзин имеют возраст (Ar-Ar -метод) $462,5 \pm 12$ млн. лет [1]. Среди мантийных проявлений по времени становления, а также близкому пространственному расположению долеритовым дайкам соответствуют Эрзинский и Баянкольский габбро-монцодиоритовые массивы (489...510 млн. лет) [4], а комбинированным дайкам – Башкымугурский вебстерит-габбронорит-монцодиоритовый массив (459...466 млн. лет) [3, 5].

На классификационной TAS-диаграмме долериты занимают промежуточное положение между породами нормального и субщелочного рядов, как и габброиды Эрзинского и Баянкольского массивов. Поле диоритов перекрывается с полем монцодиоритов Башкымугурского массива. При сравнении других петрохимических характеристик базитов на диаграммах $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$, AFM точки составов пород даек также совпадают с точками составов базитов массивов.

По минералогии долериты и диориты даек схожи с породами Башкымугурского массива. Полного совпадения составов не наблюдается, однако основные тенденции сохраняются – магнезиальный номер биотитов, повышенная магнезиальность амфиболов и клинопироксенов. Перекрываются и поля составов плагиоклазов.

Мультиэлементные спектры долеритов даек первой генерации лежат между спектрами для габброноритов и монцодиоритов Эрзинского габбро-монцодиоритового массива. Несовпадения в форме спектров наблюдаются лишь в отношении крупноионных литофильных элементов, что можно объяснить их высокой подвижностью и контролем их

поведения режимом флюида. Некоторые различия есть и по содержанию высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) – породы массива резко истощены ими по отношению к долеритам. Это объясняется тем, что в отсутствие в кумулятивных породах фазы-концентратора расплав должен обогащаться высокозарядными элементами по сравнению с соответствующими ему кумулятивными породами. Таким образом, дайки, кристаллизующиеся из этого расплава, будут иметь более высокие содержания резко несовместимых элементов, чем кумулятивные породы массивов.

Наклон спектров РЗЭ для долеритов даек первой генерации полностью повторяет наклон аналогичных спектров Эрзинского массива (La/Yb варьирует от 3,7 до 4,8) (рис. 1). Обеднение Dy, Ho, Er объясняется кристаллизацией в магматической камере амфибола. Долериты даек второй генерации, по-видимому, образовались из еще более фракционированного расплава, что объясняет монотонное превышение концентраций на мультиэлементном спектре и обогащение LREE на РЗЭ-спектрах. Постоянство в содержании HREE можно объяснить совместной кристаллизацией роговой обманки и плагиоклаза, т.к. коэффициенты распределения между расплавом и минералом HRE элементов для амфибола очень высокие (> 2), а для плагиоклаза очень низкие ($< 0,1$), т.е. суммарный коэффициент распределения близок к единице.

Сравнительный анализ мультиэлементных спектров и спектров содержаний редкоземельных элементов в диоритах даек и монцодиоритах Башкымугурского массива (рис. 2) также показал расхождение в области крупноионных литофильных элементов, обогащение высокозарядными элементами у пород даек в сравнении с породами массива. Содержание остальных редких элементов монотонно больше в диоритах даек, что еще лучше видно на спектрах РЗЭ.

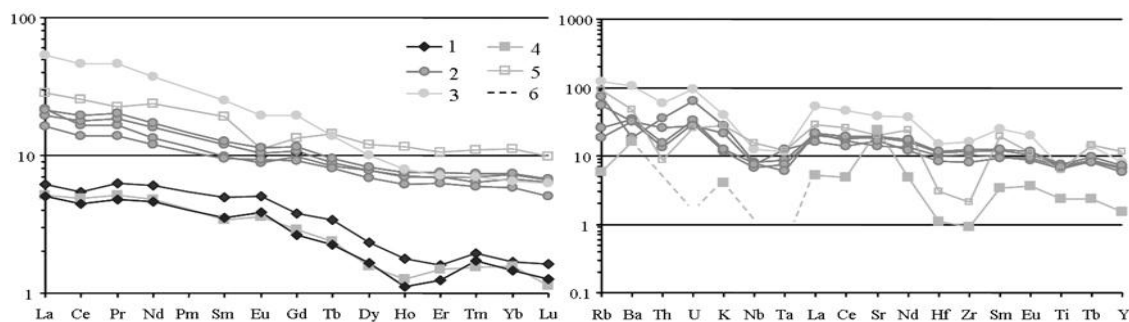


Рис. 1. Мультиэлементные спектры для долеритов даек и пород Эрзинского массива и спектры содержаний редкоземельных элементов для долеритов даек, габброидов Башкымугурского массива и пород Эрзинского массива, нормированные на РМ [6]

1 - габбронориты Башкымугурского массива, 2 - долериты даек первой генерации, 3 - долериты даек второй генерации, 4 - габбронориты и 5 - габбромонцодиориты Эрзинского массива, 6 - содержания элементов ниже предела обнаружения

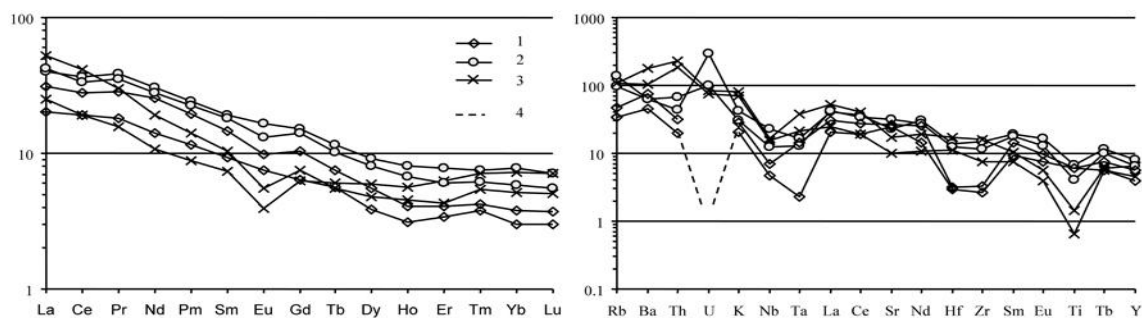


Рис. 2. Мультиэлементные спектры и спектры содержаний редкоземельных элементов для пород комбинированных даек и монцодиоритов Башкымугурского массива, нормированные на РМ [6]
1 - монцодиориты Башкымугурского массива, 2 - диориты и 3 - лейкограниты комбинированных даек, 4 - содержания элементов ниже предела обнаружения

Эти исследования показали, что долериты даек комагматичны габброидам Эрзинского и Баянкольского массивов; диориты же комбинированных даек имели единый родоначальный расплав с диоритами Башкымугурского массива.

Работа выполнена при поддержке программы Президента РФ, грант № МК-1415.2005.5

Литература

1. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405. – № 1. – С. 82–88.
2. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А. и др. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф., 31 окт.– 2 нояб. 2001 г., пос. Елань, Кемеровской обл. – Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. – С. 68-72.

3. Каргополов С.А. Малоуглубленные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Дисс. канд.г.-м.н.– Новосибирск, 1997.– 272 с.
4. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология.– 1999.– Т.7.– №2.– С. 174-190.
5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В. и др. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb исследований // Петрология.– 1999.– Т. 7.– №7.– С. 631-643.
6. McDonough W.F., Sun S., Ringwood E.A. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta.– 1991.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ХАЙРХАНСКОГО ГАББРОИДНОГО МАССИВА ОЗЁРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

А.В. Вишневский

Научный руководитель научный сотрудник В.М. Калугин
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Хайрханский габброидный массив располагается на территории Западной Монголии в пределах Озёрной зоны. Среди других массивов Баянцаганского ареала Хиргиснурского комплекса он представляет собой наиболее крупную магматическую камеру кембрийской островодужной системы. Поэтому, именно в этом массиве процессы фракционирования и внутрикамерной дифференциации могут быть проявлены наиболее четко. Целью работы является детальное минералого-петрографическое изучение пород массива и установление последовательности кристаллизации минералов расслоенной серии и краевой фации.

Хайрханский массив представляет собой овальное тело, вытянутое в северо-западном направлении, и располагается в осевой части хребта Бумбат – Хайрхан. Площадь его выхода на поверхность составляет около 80 квадратных километров. Контакты с вмещающими породами преимущественно тектонические, однако в северной части массива наблюдается прорывание габброноритами краевой фации ороговикованных алевролитов, вулканомиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов, известняков и вулканитов, которые относятся к бургасутайской свите (ϵ_1). В западной части массива наблюдается прорывание габброидов массива породами крупного многофазного гранитоидного плутона, относящегося к тохтогеншильскому комплексу.

В строении массива выделяется краевая фация и расслоенная серия. Расслоенная серия преобладает по объему. Она слагает центральную его часть и обнажается на восточном склоне хребта. Расслоенность имеет северо-западное простирание, согласное с простиранием массива. Расслоенная серия сложена горизонтами троктолитов, оливиновых габбро и габброноритов с подчинённым количеством мезотроктолитов и анортозитов.

Троктолиты являются самими распространёнными породами расслоенной серии. Они содержат от 10% до 55-60% оливина (Fo_{83-85}). Плаггиоклаз в этих породах представлен битовнитом и анортитом (An_{87-93}). Из второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют орто- и клинопироксен, амфибол, магнетит, шпинель, а также вторичные минералы – серпентин, магнетит, эпидот. Габбро и оливиновые габбро также широко распространены среди пород расслоенной серии. Минеральный состав: анортит 60-80%, авгит до 20%, оливин (Fo_{75}) до 20%, в меньшем количестве присутствуют энстатит ($\#Mg=64-78$), магнетит и роговая обманка. Габбронориты и оливиновые габбронориты менее распространены среди пород расслоенной серии. Они слагают отдельные горизонты и приурочены к верхам разреза. Количество оливина в них достигает 10 об. %, а орто- и клинопироксен слагают в сумме до 40-50% породы. Из вторичных минералов характерен амфибол, а также магнетит, серпентин и хлорит, замещающие оливин и пироксен. Анортозиты слагают редкие прослои и линзы в троктолитах и оливиновых габбро мощностью до 1 м в привершинной части г.Бумбат. Плаггиоклаз в анортозитах Хаирханского массива отвечает битовниту и анортиту (An_{87-91}). Из второстепенных минералов присутствуют клинопироксен, оливин, магнетит и роговая обманка.

Краевая фация проявлена в массиве весьма отчетливо. Она фрагментарно распространена по периферии массива. Ее видимая мощность местами достигает 1-2 км. Сложена она преимущественно безоливиновыми габброноритами. По наблюдениям А.Э. Изова и др. в породах краевой фации наблюдаются явления расслоенности, дифференцированности и трахитоидности, направление которых совпадает с направлением контакта (особенно хорошо проявленные в северо-западной части массива). Породы краевой фации представлены безоливиновыми габброноритами. Для них характерно наличие идиоморфных кристаллов ортопироксена, пойкилокристов клинопироксена и заметная в отдельных шлифах зональность плаггиоклаза. Содержание в них клино- и ортопироксена достигает 60 %. Структура этих пород габбровая, хотя в отдельных случаях ортопироксен образует более идиоморфные кристаллы, чем плаггиоклаз.

Оливин встречается только в породах расслоенной серии. Он образует кристаллы, размером от сотых долей миллиметра до 1 см в пегматоидных разностях. Состав оливина в породах массива варьирует незначительно – от Fo_{74} до Fo_{77} , а в пределах одного зерна постоянен.

Плаггиоклаз в породах расслоенной серии представлен битовнитом и анортитом (An_{87-93}), а для габброноритов краевой серии – лабрадором (An_{50-60}) или битовнитом (An_{82-89}). Довольно часты включения плаггиоклаза в оливине, пироксенах и наоборот, что говорит об их совместной кристаллизации. Для всех исследованных зёрен плаггиоклаза характерна слабо выраженная обратная зональность. Изменчивость составов как по разрезу, так и в отдельных кристаллах невелика.

Ортопироксен представлен двумя морфологическими типами. Ортопироксен первого типа характерен для пород краевой фации и образует идиоморфные зёрна различного размера. Ортопироксен второго типа слагает совместно с амфиболом каймы вокруг кристаллов оливина в троктолитах и оливиновых габбро. Для ортопироксенов краевой фации характерна повышенная железистость (En_{64-73}) по сравнению с ортопироксенами расслоенной серии (En_{72-78}). Кроме того, для ортопироксенов расслоенной серии отмечены повышенные содержания Al_2O_3 (в среднем 1,46 против 1,21 мас. % для краевой фации) и пониженные – CaO (0,6 и 0,87 мас.% соответственно). Следует также отметить наличие примеси TiO_2 (до 0,2 мас. %), которая характерна в основном для идиоморфных кристаллов ортопироксена из габброноритов краевой фации.

Клинопироксен распространён как среди пород краевой фации, так и расслоенной серии. Он образует зёрна различного размера, зачастую ксеноморфные, реже пойкилокристы с включениями плагиоклаза и магнетита. По составу он отвечает авгиту с железистостью от 14 до 20, причем, как и для ортопироксенов, более высокая железистость характерна для клинопироксенов краевой фации. Содержание Na_2O в клинопироксенах расслоенной серии и краевой фации колеблется от 0,16 до 0,85 мас. %, а Al_2O_3 – от 0,7 до 2,85 мас. %.

Роговая обманка образует ксеноморфные зерна между оливином и ортопироксеном и каймы вокруг них. При изучении шлифов было отмечено, что по цвету выделяется два типа амфибола – буро-зелёный и светло-зелёный. При обработке результатов микронзондового анализа было установлено наличие довольно значительного количества титана (до 1,5 мас. % TiO_2) в зернах бурой роговой обманки, что указывает на её первично магматический генезис. Содержание TiO_2 в зернах зеленой роговой обманки оказалось ниже предела обнаружения, что позволяет относить её к вторичным минералам.

Шпинель в породах массива встречается редко в виде мелких ксеноморфных зёрен и мелкозернистых агрегатов в сростании с магнетитом. Реже шпинель встречается в коронитовых структурах вокруг оливина совместно с амфиболом. Она имеет ярко-зелёный цвет и по составу отвечает герциниту с небольшой примесью гианитового минала (до 2 мас. % ZnO).

Среди рудных минералов наиболее распространён магнетит (вторичный и первичный), реже встречается халькопирит, пирит.

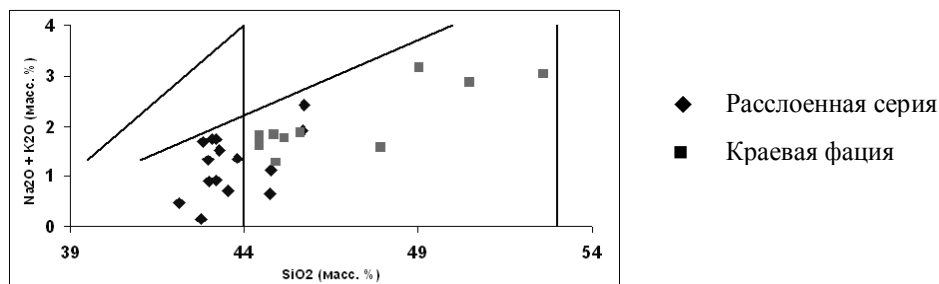


Рис. TAS – диаграмма пород Хайрханского массива

Как видно на рисунке, породы расслоенной серии и краевой фации относятся к ультраосновным-основным породам нормального ряда. Содержание SiO_2 колеблется от 42 до 52,6 мас. %, а сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ не превышает 3,2 мас. %. Габброиды расслоенной серии более основные и обеднены щелочами по сравнению с породами краевой фации. Так, для пород расслоенной серии количество SiO_2 варьирует от 42 до 45,7 мас. %, а для краевой фации от 44,5 до 52,6 мас. % соответственно. Содержание щелочей в породах расслоенной серии составляет 0,15 - 2,41 мас. %, а в краевой фации оно колеблется от 1,28 до 3,16 мас. %. Следует отметить, что эти вариации содержания щелочей обусловлены изменением количества Na_2O (1 и 1,9 мас. % соответственно), содержание же K_2O практически постоянно и составляет в среднем 0,2 мас. %.

Содержание TiO_2 для габброидов краевой фации варьирует от 0,3 до 1 мас. % со средним значением 0,63 мас. %, тогда как в породах расслоенной серии количество титана много меньше и составляет в среднем 0,1 мас. % TiO_2 .

Максимальные количества магния и железа отмечаются для мезократовых троктолитов (до 13,7 и 13,4 мас. % Fe_2O_3 и MgO соответственно). Габбронориты краевой фации имеют повышенную железистость по сравнению с габброидами расслоенной серии (64 и 51 % $\text{FeO}^* \times 100 / (\text{FeO}^* + \text{MgO})$ соответственно).

Однако несмотря на отмеченные петрохимические различия пород расслоенной серии и краевой фации, на харкеровских диаграммах поля составов этих пород перекрываются.

Для выявления возможности кристаллизации пород расслоенной серии и краевой фации из единого родоначального расплава на харкеровские диаграммы были нанесены тренды изменения состава расплава при добавлении основных породообразующих минералов к гипотетическому родоначальному расплаву. В качестве его состава был принят средний состав пород расслоенной серии и краевой фации, рассчитанный с учётом относительных объёмных соотношений. Было установлено, что при таком родоначальном составе магмы составы всех пород объясняются фракционированием оливина, плагиоклаза и ортопироксена.

Итак, Хайрханский массив представляет собой крупное малоглубинное интрузивное тело, в строении которого выделяются расслоенная серия и краевая фация, отличающиеся по набору пород и составу минералов. Исходя из петрографических исследований, порядок появления минералов представляется следующим образом.

В расслоенной серии: $\text{Ol} \rightarrow \text{Pl} \rightarrow \text{Pl} + \text{Crx} \rightarrow \text{Pl} + \text{Crx} + \text{Orx} \rightarrow \text{Pl} + \text{Orx} + \text{Mt} \rightarrow \text{Orx} + \text{Amf}$.

В краевой фации: $\text{Pl} \rightarrow \text{Pl} + \text{Orx} \rightarrow \text{Pl} + \text{Orx} + \text{Crx} \rightarrow \text{Pl} + \text{Orx} + \text{Crx} + \text{Mt} \rightarrow \text{Pl} + \text{Crx} \rightarrow \text{Pl} + \text{Amf}$.

Изменение состава главных породообразующих минералов по разрезу расслоенной серии незначительно (An_{87-93} , Fo_{72-77}).

Минералы расслоенной серии либо не зональны, либо имеют очень слабо выраженную обратную зональность, минералы же краевой фации имеют более широкий диапазон составов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64467) и научной школы НШ 4933.2006.5.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ БАССЕЙНА Р.ТИССЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Б.Л. Гармаев, Б.Б. Дамдинов

Научный руководитель профессор А.Г. Миронов
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

В геологическом отношении рассматриваемая площадь располагается в западной части Боксон-Сархойского синклиория и сложена вулканогенно-осадочными образованиями сархойской серии и прорывающими их островодужными гранитоидами сархойского и хорингольского комплексов.

В пределах рассматриваемой территории были исследованы 2 рудопроявления – Хорингольское и Сагангольское. Оба рудопроявления приурочены к зеленовато-серым мелко-, среднезернистым мусковитовым, биотит-роговообманковым гранодиоритам и плагиогранитам. Структура пород порфиридная, реже гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Вмещающими породами являются эффузивные породы сархойской свиты и в подчиненном количестве – кристаллические сланцы билинской свиты (PR₃). Первые представлены кварцевыми порфирами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и кластолавами, вторые – серицит-кварц-хлоритовыми сланцами.

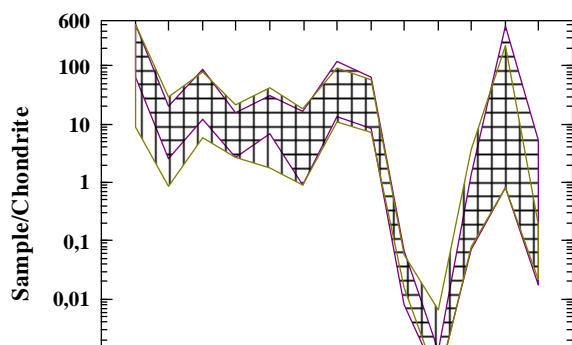


Рис. Графики распределения элементов-примесей в гранитах (горизонтальная штриховка) и березитах (вертикальная штриховка), нормированные по хондриту (Taylor, McLennan, 1985)

Изучение геохимических характеристик вмещающих пород на обоих рудопроявлениях показало, что все разновидности плагиогранитов, а также эффузивы сархойской серии оказались абсолютно идентичными, несмотря на внешние различия, что отчетливо видно по распределению элементов-примесей (рис.). Породы характеризуются повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов Ba, Rb, Sr и относительно повышенными – высокозарядных элементов – La, Ce, Nb, Zr, Y, Pb при пониженных концентрациях Cr, Ni.

Околорудные изменения выражаются в березитизации и лиственитизации пород. Березиты характеризуются мелкозернистым строением, пирит-кварц-карбонат-серицитовым составом, в некоторых случаях наблюдаются карбонатные прожилки мощностью около 0,1...0,3 см. Зоны лиственитизации развиваются в породах средне-основного состава и местами не имеют видимой связи с кварцевыми жилами. Лиственитизированные породы отличаются от

березитов повышенными содержаниями карбонатов и хлорита, представляя собой кварц-мусковит-карбонатные, кварц-хлорит-карбонатные метасоматиты. В целом зоны околорудной лиственитизации имеют мощность от 0,1 до 1 м. Околорудные березиты и лиственитизированные породы содержат вкрапленность сульфидных минералов (1...3 об. %), представляющих в основном пиритом, реже галенитом, сфалеритом, в единичных зернах отмечается киноварь.

В изученных рудопроявлениях выделяется 3 типа руд: кварцево-жильный, прожилково-вкрапленный и вкрапленный в вулканитах сархойской серии. Большинство кварцевых жил развивается по зонам милонитизации и расщепления в гранитоидах и дайках диоритов (чаще в эндоконтактных частях). Мощность отдельных жил варьирует от 3...10 см до 1...1,5 м, с оторочками (2...3 м) околорудного изменения (березитизации и лиственитизации). Контакты жил с вмещающими породами резкие, неровные. Жилы часто несут ксенолиты (до 1,5...2 см) вмещающих пород. Сульфидизация приурочена преимущественно к альбандам. Рудных минералов в кварцевых жилах мало, встречаются единичные зерна пирита и халькопирита. Самородное золото в данном типе пористое, слоистое, часто в лимонитовой «рубашке», пробность составляет порядка 900%, содержания варьируют в пределах 1,9...9,4 г/т.

Теллуридные минералы представлены теллурувисмутитом, гесситом, петцитом. Прожилково-вкрапленный тип оруденения представлен участками сгущения маломощных жил и прожилков кварца в березитах и плагиогранитах, с гнездами и тонкой вкрапленностью сульфидов (преимущественно пирита), которая уменьшается по мере удаления от контакта с кварцевой жилой. Для данного типа руд характерно средне-, крупнозернистое строение, полнокристаллическая структура. Оторочки околорудного изменения пород сливаются, образуя зоны мощностью до 30 м при протяженности около 80...100 м.

Прожилковые руды по существу представляют собой те же кварцевые жилы и зоны околорудной березитизации и отличаются только по морфологии. Соответственно имеют схожий минеральный состав руд. Теллуридные минералы (теллурувисмутит, алтаит, теллуриды золота и серебра) слагают в основном включения в пирите, халькозине, реже сростания с самородным золотом; последнее имеет среднюю пробность порядка 800...900%.

Вкрапленные сульфидные руды в вулканитах сархойской серии представляют собой кварц-серицит-пиритовые метасоматиты, слагающие протяженные зоны или серии зон протяженностью 100...150 м при средней мощности около 30 м среди относительно слабо измененных эффузивов. Преобладающим рудным минералом является пирит, содержания которого в породе варьируют от 1 до 7 об.%. Самородное золото среднепробное (800...900 ‰), присутствует как в виде отдельных зерен, так и в теллуридных минералах (алтаите, теллурувисмутите).

По соотношениям пирита, теллуридов и самородного золота на проявлениях бассейна р. Тиссы выделяются две рудные минеральные ассоциации: золото-пиритовая и золото-теллуридная. Формирование золото-пиритовой ассоциации тесно связано с процессами изменения (березитизации-лиственитизации) первичных гранитоидов, диоритов и эффузивов. Условия формирования данной рудной ассоциации отвечают условиям вышеуказанного процесса, т. е. температурам 370...460 °С при P = 0,7...1,5 кбар [3]. Такие значения температур подтверждаются при определении их с помощью мусковит-хлоритового термометра [2]. Так, температуры формирования лиственитизированных пород показали значения от 450 °С, для основной массы дайки лиственитизированных габброидов до 300 °С в экзоконтакте кварцевой жилы. Относительно поздняя золото-теллуридная ассоциация включает теллуриды Au, Ag, Bi, Pb, Ni (петцит, калаверит, гессит, теллурувисмутит, алтаит, мелонит), реже – киноварь и ассоциирующее с ними самородное золото. Формирование золото-теллуридной минерализации в вулcano-плутоническом месторождении Флоренсия островодужного типа происходит при температурах 70...280 °С. По диаграмме стабильности Au-Ag-Te минералов, ассоциации петцит-гессит-самородное золото, калаверит-самородное золото стабильны при температурах 150...280 °С при значениях log f_{Te} – -12 ...-18 [1]. Следовательно, формирование двух минеральных ассоциаций в указанных объектах

связано с понижением температуры рудообразующих процессов от 450...460 °С до 150 °С и повышением активности Те в растворах.

Таким образом, по геологическому положению, морфологическим и минералогическим характеристикам руд, золото-теллуридные проявления бассейна р. Тиссы имеют следующие особенности: приуроченность оруденения к вулканоплутоническому поясу островодужного типа; присутствие нескольких типов оруденения (жильное, прожилково-вкрапленное оруденение в гранитоидах, вкрапленные сульфидные руды в метаэффузивах); золото-теллуридный минеральный состав руд; развитие процессов березитизации-лиственитизации. Подобные характеристики имеют известные месторождения золото-порфирового типа [1].

Литература

1. Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д. и др. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология рудных месторождений –1988. –№2.– С. 49 – 61.
2. Котов Н.В. Мусковит-хлоритовый палеотермометр // Доклады АН СССР. –1975.– Т.222.– №3.– С.701 – 704.
3. Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала).–Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.– 208 с.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ МИРНИНСКОГО ПОЛЯ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

И.В. Глушкова

Научный руководитель профессор А.Я. Ротман

Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия

Мирнинское кимберлитовое поле расположено на юге Сибирской алмазоносной провинции. В районе развиты терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, кластические образования верхнего палеозоя и мезозоя, среднепалеозойские кимберлиты и разнофациальные базиты, а также силлы долеритов нижнего триаса, сложно интрузирующие верхнепалеозойские отложения. Работами Ботуобинской экспедиции установлено четыре глубинных разлома: Западный, Параллельный, Центральный и Восточный. В пределах кимберлитового поля выявлено семь кимберлитовых трубок и одна не связанная с трубками дайка. Размеры трубчатых тел составляют от десятков до первых сотен метров в диаметре. Диатремы прорывают терригенно-карбонатные породы венда-кембрия и выходят на поверхность эрозийного среза или перекрываются юрскими осадочными толщами. Кимберлитовые трубки и дайки приурочены к трем разломам: в зоне Западного разлома локализованы трубки Таежная, Амакинская, дайка А-21 и серия даек, сочленяющихся с этими трубками; трубка Интернациональная с системой даек расположена в районе Западного разлома, а к зоне Параллельного разлома приурочены трубки Мир, Спутник, Дачная и дайки, сопровождающие эти трубки [5]. Трубки Мир, Спутник, Амакинская отпрепарированы эрозией и выходят на дневную поверхность. Кимберлитовые трубки Интернациональная и Дачная полностью перекрыты кластическими отложениями нижней юры, а трубка Таежная – частично.

Результаты настоящей работы базируются на оригинальных данных изучения морфологии алмазов по трубкам Мир, Интернациональная и обработки опубликованных ранее материалов по минералогии алмазов Мирнинского поля [1, 2]. По типоморфным особенностям алмазов можно выделить три группы кимберлитовых тел: I – трубки Мир, Интернациональная, Дачная, им. XXIII съезда КПСС, Спутник; II – трубки Таежная и Амакинская; III – жила А-21 [2].

К первой, самой высокопродуктивной группе, относятся трубки Мир, Интернациональная, им. XXIII съезда КПСС, Дачная, Спутник. Типоморфной особенностью алмазов этой группы тел является резкое преобладание (59,5 %) кристаллов октаэдрического габитуса I разновидности по Ю.Л. Орлову [4] при высоком содержании плоскогранных остросеребряных октаэдров (19,8 %). Содержание переходных форм низкое (22,6 %) при существенно меньшей доле кристаллов ромбододекаэдрического габитуса (10,1 %), а округлые алмазы «уральского» типа практически отсутствуют (рис.). Максимальная доля кристаллов октаэдрического габитуса отмечена в трубке имени XXIII съезда КПСС – 82,1 %. В высокопродуктивных телах в незначительных количествах присутствуют желтые и серые комбинационные многогранники с оболочкой IV разновидности и поликристаллические сростки VIII разновидности. Особенностью этих алмазов является содержание двойников

низкое

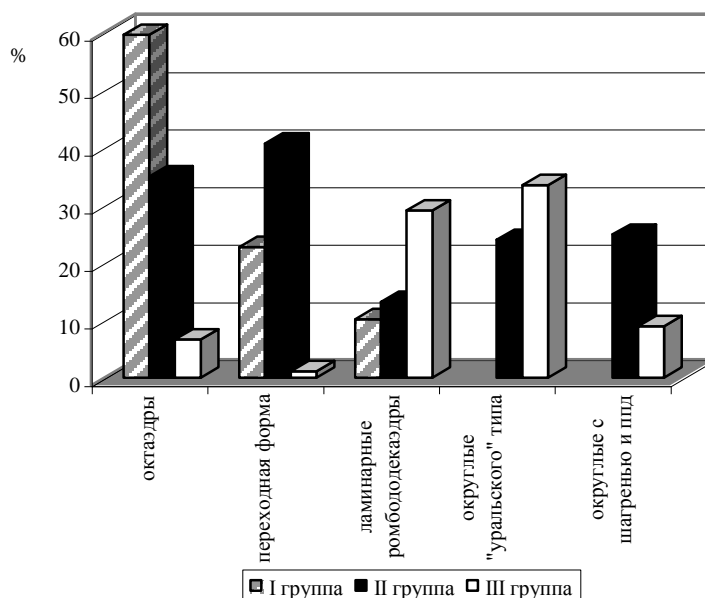


Рис. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел Мирнинского поля

(преимущественно по шпинелевому закону) и сростков (17,1 %), а также пониженное содержание кристаллов с признаками природного травления. Среди кристаллов данных трубок отмечаются повышенная доля (98%) кристаллов высокой степени прозрачности и пониженное содержание (25,3 %) среди окрашенных алмазов содержание лилово-коричневого цвета слабой интенсивности. Для алмазов характерно низкое содержание твердых включений (23,3 %), преимущественно графит-сульфидных эпигенетических, при высоком (6,4 %) количестве сингенетических включений, где доминирует ультраосновная ассоциация (99,4 %). По свечению в ультрафиолетовых лучах преобладает розово-сиреневая фотолюминесценция [2]. Алмазам кимберлитовых тел этой группы характерно высокое содержание примесного азота в форме А-центра (75–78 % общего содержания А- и В1-дефектов). Кривая распределения по концентрации А-дефекта характеризуется выраженным максимумом в области 500–600 ат ррм и рядом слабо выраженных пиков в более низко- и высокоазотных областях. Сочетание кристаллов с такими типоморфными особенностями образует минералогическую ассоциацию алмазов «мирнинского» типа.

Вторая группа – слабоалмазоносные кимберлитовые трубки Таежная и Амакинская. В них кристаллы переходной формы (40,6 %) доминируют над кристаллами октаэдрического габитуса (34,9 %) (рис.). Алмазы характеризуются высоким содержанием ламинарных кристаллов ромбододекаэдрического габитуса (13,1 %), округлых додекаэдров (23,9 %). В трубке Амакинская отмечается высокая доля округлых алмазов с шагренью и полосами пластической деформации (24,8 %), которые отсутствуют в трубке Таежная (по данным В.И. Коптиля). В обоих телах установлено высокое содержание дымчато-коричневых камней (44,6 %), преобладание сине-голубой фотолюминесценции (44,1 %) над розово-сиреневой (9,7 %) и желто-зеленой (17,2 %). В кристаллах присутствуют твердые включения (38,2 %) преимущественно графит-сульфидные эпигенетические (28,7 %). Наблюдается высокая доля окрашенных кристаллов (57,8 %), большая часть которых характеризуется лилово-коричневым цветом (47,2 %). Кристаллы трубок этой группы среднеазотные. На кривых распределения по А-дефекту максимумы 60...90 и ~200 ат ррм (трубка Амакинская), ~130 ат ррм (трубка Таежная) смещены в более низкоазотную область относительно пиков на кривых тел I группы. Установлено отличие алмазов из характеризуемых тел от алмазов группы Мир – Интернациональная – Дачная по типам внутреннего строения [3].

Жила А-21 относится к третьей группе, которая характеризуется заметным преобладанием додекаэдров с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа (8,9 %) при низком содержании октаэдров (6,6 %) I разновидности и переходной формы (1,1 %). Установлено высокое содержание ламинарных кристаллов ромбододекаэдрического габитуса (29,0 %), округлых додекаэдров (33,4 %), преобладающих над октаэдрами I разновидности (рис.). По данным В.И. Коптиля, 28,8 % кристаллов от общего количества алмазов имеют графит-сульфидные включения. В дайке присутствует высокая доля алмазов с дымчато-коричневой окраской (19,7 %), сине-голубой (31,2 %) и зеленой (11,1 %) фотолюминесценцией. Алмазы из тел этой группы среднеазотные. На кривой распределения по А-дефекту установлено два максимума: 60 и 320 ат ррм.

По результатам изучения морфологии алмазов жильных тел, связанных с трубками Амакинская и Интернациональная, установлено их существенное отличие от алмазов из трубок. Так, в жиле трубки Амакинская очень низкое содержание октаэдров (6,2 %) и переходных форм (6,2 %) при высоком содержании додекаэдров (68,9 %). Алмазы выборки из жил трубки Интернациональная характеризуются пониженным содержанием октаэдрических кристаллов (50,9 %), переходных форм (19 %) при повышенном количестве алмазов ромбододекаэдрического габитуса (13,8 %) и типичных округлых додекаэдров «уральского» типа (15,8 %).

Таким образом, в анализируемом поле фиксируется связь типоморфных свойств алмазов с фаціальным составом кимберлитов. В высоко- и среднепродуктивных телах первой группы, сложенных кимберлитовыми породами диатремовой фации, доминирующая часть алмазов несет признаки ассоциации «мирнинского» типа, а в кимберлитах жильной фации (самостоятельная жила А-21, жильные тела высокопродуктивных трубок) резко повышается доля кристаллов «уральского» и «жильного» типов. Алмазы из трубок Таежная и Амакинская можно отнести к промежуточному смешанному типу, где присутствуют признаки выборок кристаллов I и III групп.

Литература

1. Аргунов К.П. Алмазы Якутии: физические, морфологические, геммологические особенности. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. – 420 с.
2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы – М.: Недра-Бизнесцентр, 2003. – 603 с.
3. Миронов В.П. Закономерности во внутреннем строении алмазов Мало-Ботубобинского кимберлитового поля // Физико-технические проблемы разработки месторождений полезных ископаемых. – 1993. – № 3. – С. 110 – 118.
4. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Недра, 1984. – 264 с.
5. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998. – 240 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ «МЕНЕЗ ГВЕН» (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

В.В. Драничникова, В.А. Симонов, В.В. Масленников

Научный руководитель профессор В.А. Симонов

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

В последние годы для выяснения параметров гидротермальных рудообразующих систем «черных курильщиков» на дне современных океанических бассейнов большое значение имеют исследования флюидных включений в минералах сульфидных построек. Для гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта (Логачев, Рейнбоу, Брокен Спур, ТАГ) в большинстве случаев используются данные по включениям в ангидрите [1, 3]. В то же время важна информация и по другим минералам, включения в которых должны фиксировать другие стадии развития гидротермальных процессов.

В данном сообщении приводятся первые результаты изучения флюидных включений в кварце сульфидных построек гидротермального поля Менез Гвен (37°51,50' с.ш., 31°31,50' з.д., Срединно-Атлантический хребет). Образцы руды были подняты с помощью глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» с глубины 850 м. Исследовались пробы, представляющие собой в основном ассоциацию мелких (первые мм) кристалликов сульфидов, ангидрита и

колломорфного кварца, структура которого сложена сферами диаметром около 15...20 микрон. Флюидные включения (размерами 10...30 мкм) были найдены только в кварце. Они располагаются равномерно по минералу и приурочены в основном к пространству между микросферами. Формы этих, скорее всего первичных, главным образом, двухфазовых (жидкость + газовый пузырек) включений, – неправильные, зависящие от «упаковки» сферул в матрице кварца. По этим внешним признакам они имеют значительные черты сходства с изученными нами включениями в опаловидном кремнеземе из гидротермальной постройки «Венский лес» в задуговом бассейне Манус (Тихий океан), являющимися фактически остаточным пространством между «микрошариками», в котором законсервировались растворы, отлагавшие кремнезем.

В целом, в кварце рассмотренного образца из гидротермального поля Менез Гвен можно выделить два типа флюидных включений. Первые, более плоские светлые и прозрачные, тесно ассоциируют с однофазными включениями жидкости. Вторые – объемные, более темные с относительно большими газовыми пузырьками.

Флюидные включения изучались методами термобарогеохимии [2, 4]. Эксперименты с включениями проводились в среднетемпературной микротермокамере и в криокамере оригинальных конструкций.

Криометрические исследования флюидных включений в кварце показали, что растворы включений замерзают при -36 ... -45 °С. Установлен широкий интервал температур эвтектики: от простейшей системы NaCl-H₂O (-21,2°С) до более сложных растворов (до -32,5 °С) с возможной добавкой MgCl₂. Температуры плавления последних кристалликов весьма низкие (-15,0 ... -20,0 °С), что свидетельствует о существенных концентрациях солей – 18,3-22,5 мас. %.

По данным термометрии светлые прозрачные флюидные включения первого типа становятся гомогенными в интервале 180...225...260 °С. Темные включения имеют значительно более высокие температуры гомогенизации: 344...435 °С. Вводя поправки на давление, согласно глубине океана в точке пробоотбора (850 м), можно оценить истинные температуры формирования кварца: 185...265 °С и 350...440 °С.

Сравнивая полученные данные по включениям в кварце поля Менез Гвен с результатами исследования флюидных включений в опаловидном кремнеземе из гидротермальных построек бассейна Манус, видим существенные отличия. В составе включений в минерале из бассейна Манус преобладает NaCl с примесью KCl и содержание солей в растворах минимальное: 1,6...4,2 мас. %. Температуры гомогенизации также существенно ниже – 102...118 °С. Таким образом, несмотря на внешнее сходство, рассмотренные флюидные включения характеризуют существенно разные гидротермальные системы.

В целом, исследования весьма необычных флюидных включений в колломорфном кварце, которые, судя по имеющимся публикациям, впервые установлены в минералах из сульфидных построек на дне Атлантического океана, свидетельствуют о том, что их можно использовать для реконструкции физико-химических параметров гидротермальных процессов. Анализ данных включений показал, что образование кварца из сульфидных руд поля Менез Гвен происходило при температурах около 185–265 °С и 350...440 °С при участии растворов со значительными содержаниями солей (18,3...22,5 мас. %).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64380), интеграционного проекта совместных исследований Сибирского и Уральского отделений РАН (№ 6.8), целевой программы Минобрнауки Российской Федерации "Развитие научного потенциала высшей школы" (проект РНП.2.1.1.1840).

Литература

1. Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология рудных месторождений.– 2004.– Т. 46.– № 1.– С. 74-87.
2. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия.–М.: Недра, 1979.–271 с.
3. Наумов В.Б., Миронова О.Ф., Прокофьев В.Ю. и др. Исследование флюидных включений в минералах современных подводных гидротермальных построек // Геохимия.–1991.–№1.–С. 39-45.
4. Реддер Э. Флюидные включения в минералах –М.: Мир, 1987.– 632с.

МИНЕРАЛОГИЯ КСЕНОЛИТОВ МАНТИЙНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ СЫТЫКАНСКАЯ, ЯКУТИЯ

С.В. Кузьмина

Научный руководитель профессор Н.П. Похиленко

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Изучена коллекция ксенолитов ультраосновного состава из кимберлитовой трубки Сытыканская в количестве 25 образцов. Трубка Сытыканская относится к Далдыно-Алакитскому кимберлитовому полю, входящему в состав Якутской алмазоносной провинции.

Практически все обломки были подвержены сильной постмагматической переработке (полной серпентинизации и карбонатизации оливина и ромбического пироксена, частичной – клинопироксена, флогопитизации граната), которая привела к значительному изменению первоначального состава пород. Поэтому первоначальный парагенезис мантийных пород восстановить довольно трудно. По реликтам первичных минералов и характеру структуры пород выделяются: 1) средне- и крупнокристаллические равномернозернистые гранатовые перидотиты, 2) порфиновые (катаклазированные) гранатовые перидотиты со следами деформаций и 3) гранат-шпинелевые перидотиты. Основная часть пород сложена серпентином желто-зеленого и серовато-зеленого цвета. Гранат составляет 5...6 объемных % породы, клинопироксен и хромшпинелиды составляют 1...2%.

Химический состав породообразующих силикатов и рудных минералов изучался на электронном микроанализаторе Camebax-micro фирмы Cameca (Франция) по методике, разработанной в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН.

Гранат равномерно распределен в породе и представлен обычно изометричными и округлыми зернами, часто окруженными келифитовой каймой. Крупные зерна раздроблены и состоят из обломков неправильной формы. По трещинам развивается вторичный флогопит. В нескольких ксенолитах обнаружены крупные зональные зерна граната. В

них цвет минерала меняется от центра к периферии от малинового до темно-фиолетового. Были выявлены значительные вариации химического и компонентного состава минерала. Основным видом гранатов являются хромсодержащие пиропы с содержанием Cr_2O_3 3,56...9,84 мас. %, CaO 2,31...7,16 мас. %, MgO 17,4...22,2 мас. %, Al_2O_3 16,5...22,3 мас. % при сравнительно узком интервале железистости 15–20 %. Преобладают Cr-содержащие пиропы с примесью альмандина до 15 %. Максимальное содержание Cr_2O_3 в гранате 9,76...10,4 мас. %, что ведет к обогащению кноррингитовым компонентом до 9...11 %.

Моноклинный пироксен распределен крайне неравномерно, присутствует, в основном, в виде зерен травяно-зеленого, изумрудно-зеленого цвета округлой или удлиненной неправильной формы, заключенных в центре серпентин-карбонатных псевдоморфоз. Встречаются включения мелких зерен клинопироксена в гранате. Моноклинный пироксен представляет собой мало железистый диопсид с вариациями Cr_2O_3 1,13...4,24 мас. % и NaO 1,68...3,90 мас. %. Изоморфная примесь энстатитового твердого раствора составляет 43,9...48,9 %. Содержание жадеитового компонента достигает 12 %, космохлорового – 5,3...11,5 %.

Хромшпинелиды в виде мелких октаэдрических кристаллов или изометричных зерен буроватого цвета обнаружены в трех ксенолитах. Имеют составы типичные хромшпинелидам ультраосновных ассоциаций.

Ильменит обнаружен в двух ксенолитах. Образует крупные зерна неправильной формы смоляно-черного цвета. Особенностью состава минерала являются повышенные содержания Fe_2O_3 (примесь гематитового компонента до 11 %). Низкие содержания Cr_2O_3 (2,62 мас. %) указывают на то, что ильменит является продуктом более поздней метасоматической переработки мантийных пород в условиях повышенного потенциала кислорода.

На основании существенных вариаций содержания Ca-компонента (5,9...17,6 мол. %) в составе Cr-пироповых гранатов установлен широкий диапазон дифференцированности ультраосновных пород верхней мантии [4] от максимально истощенных базитовыми компонентами и щелочами гарцбургит-дунитов до ильменитовых верлитов. Величина кноррингитового компонента, в соответствии с экспериментальными данными [1, 2], подчеркивает высокую барофильность мантийных пород. В составе клинопироксенов заметную роль играет жадеитовый и космохлоровый компонент при практически полном отсутствии Al^{IV} в структуре минерала, что указывает на высокобарический характер изученного комплекса. Колебания содержания Fe^{3+} в составе хромшпинелидов и ильменита фиксируют значительные вариации окислительно-восстановительных условий образования пород [3].

Литература

1. Дорошев А.М. и др. Гранаты пироп-кноррингитового ряда в условиях мантии Земли: экспериментальное изучение в системе $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ // Геология и геофизика. – 1997. – № 38. – С. 523 - 545.
2. Малиновский И.Ю., Дорошев А.М., Годовиков А.А. Устойчивость гранатов пироп-гроссуляр-кноррингит-уваровит при $T = 1200$ ОС и $P = 30$ кбар // Тез. IX Всес. Сессии по экспериментальной минералогии. – Иркутск, 1973.
3. Реймерс Л.Ф. Глубинные минеральные ассоциации из кимберлитовой трубки Сытыканская // Автореф. дис... канд. геол.- минер. наук. – Новосибирск, 1994.
4. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264с.

РЕНТГЕНОВСКАЯ ТОМОГРАФИЯ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД Ю.М. Лопушняк

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

На вооружении геологов-нефтяников института «ТомскНИПИнефть ВНК» с февраля 2005 года находится новый опытный образец современного аналитического модуля для рентгеновской томографии керна ПИК/ЭПАК-2003. Данный прибор создан в Новосибирском государственном университете по предложению и техническому заданию «ТомскНИПИнефть ВНК».

Использование рентгеновской томографии полноразмерного керна при комплексном его исследовании позволяет находить ответы на многие вопросы, связанные с его внутренней структурой и распределением породы по плотности относительно всего объема исследуемого образца.

Рентгеновский томограф ПИК/ЭПАК-2003 позволяет проводить экспресс-анализ полноразмерного, изолированного керна высотой до 1 метра и диаметром до 100 миллиметров. Технические характеристики томографа ПИК/ЭПАК-2003 приведены в работе [1].

Процесс получения информации, как количественной, так и качественной состоит из двух этапов: первый – этап непосредственного рентгеновского облучения исследуемого керна с записью информации, поступающей от детектора; второй – этап преобразования полученной от детектора информации в определённый файл, просматривая который мы и можем получить всю интересующую нас информацию о внутреннем строении керна. После преобразования данные хранятся в виде трехмерной матрицы плотности в упакованном виде, размером $512 \times 512 \times 512$ вокселей на один метр керна, либо $512 \times 512 \times 400$ вокселей на один оборот; размер вокселя 0,4 мм по всем координатам.

Программно-вычислительный комплекс рентгеновского томографа позволяет получать различную информацию о керне, такую, как наличие внутренних трещин и пустот, наличие различного типа неоднородностей, объём и длину этих трещин, пустот и неоднородностей. Получение информации о керне происходит по принципу различия в плотности пород, которые содержатся в данном исследуемом интервале. Породы с высокой плотностью проявляются на томограмме как яркие, светлые участки, породы с низкой плотностью проявляются как серые участки. Пустоты и трещины проявляют себя как очень тёмные участки. Вследствие этого, картина получившейся томограммы в случае, если керн был неоднороден, выглядит очень контрастной, причём мы можем построить и трёхмерную цветную картину интересующего нас участка с присвоением цвета каждому типу неоднородностей определённой плотности.

На рис. 1 представлена рентгеновская томограмма керна исследуемого месторождения.

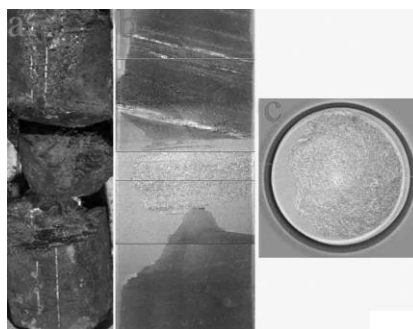


Рис. 1. Рентгеновская томограмма ядра (уголь): а – фотоснимок в дневном свете; б – продольный срез рентгеновской томограммы; с – поперечный срез рентгеновской томограммы

Визуальный осмотр ядра (рис. 1а), представленного углем, не выявил различий в его структуре. После проведения рентгеновской томографии (рис. 1 б, с) установлено, что данный ядро представляет собой набор участков с различной внутренней структурой. Так, нижний участок является полностью однородным по плотности, средний – перенасыщен включениями рудного минерала (пирита), в верхнем – присутствуют прослойки пирита, расположенные под некоторым углом к оси ядра. Благодаря полученной при помощи рентгеновской томографии дополнительной информации о различии в структуре исследуемого образца появилась возможность более точного описания данного ядра.

На рис. 2 представлена рентгеновская томограмма сильно сидеритизированных бокситоподобных пород-коллекторов.

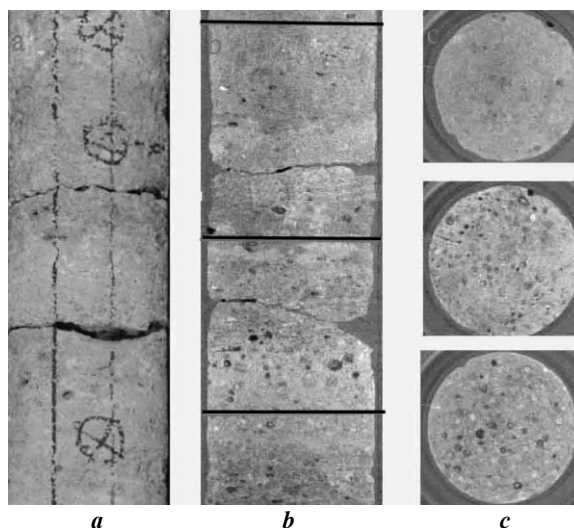


Рис. 2. Рентгеновская томограмма ядра сидеритизированных бокситоподобных пород-коллекторов: а – фотоснимок в дневном свете; б – продольный срез рентгеновской томограммы; с – поперечный срез рентгеновской томограммы

При интерпретации полученной томограммы, изображённой на рис. 2 б,с, выявлено неравномерное распределение каверн и бобовин в ядре: нижний и средний участки содержат большое число каверн различной формы и размеров; в свою очередь, верхний участок менее кавернозный. Также необходимо отметить различие в плотностных характеристиках данного интервала: несмотря на наличие большего, по сравнению с остальными участками, количества каверн и бобовин, средняя часть нижнего участка является более плотной, чем остальные. В свою очередь, верхний участок, практически не обладающий кавернами, имеет плотность ниже, чем средний или нижний участки.

В настоящее время находится в разработке технология процесса интерпретации полученных рентгеновских томограмм, включающая в себя выделение различных типов неоднородностей, встречающихся в исследуемом ядре. Это могут быть пустоты, трещины, каверны, вкрапления, различные типы структурных неоднородностей. К примеру, на рис. 3 представлена рентгеновская томограмма участка аргиллита с неоднородностями весьма редкой формы и ориентировкой перпендикулярно напластованию: это два субпараллельных, практически цилиндрических стержня длиной 120 мм и диаметром 11 мм. Данная томограмма представлена в трёхмерном изображении. Эти неоднородности выполнены рудным минералом (марказит) и проинтерпретированы геологами как ходы роющих организмов.

Нами уже выделено семь морфологических типов неоднородностей, присутствующих в ядре: пустоты, трещины, намывы, прослойки, вкрапления, каверны, крупные неоднородности. Каждый тип подразделяется на несколько подтипов, отличающихся друг от друга размерами, формой и текстурой.

Что же касается целей, для которых проводится рентгеновская томография, то они весьма разнообразны. Исследуя горные породы, содержащие различные минералы, отличающиеся по плотностным характеристикам, мы можем, не нарушая целостности ядра, сказать, – в действительности ли эти породы различны по плотности, либо отличие только визуальное, а плотность одинаковая. Также не дезинтегрируя ядро, мы можем исследовать его внутреннюю структуру. Цель, которую в настоящее время преследуют сотрудники «ТомскНИПИнефть ВНК», более конкретна: определение типа коллектора исследуемого ядра: кавернозный, трещиноватый или смешанный. В решении

данного вопроса рентгеновская томография находит своё исчерпывающее применение. После проведения исследования можно сделать аргументированное итоговое заключение о типе коллектора с приложением фактического материала.

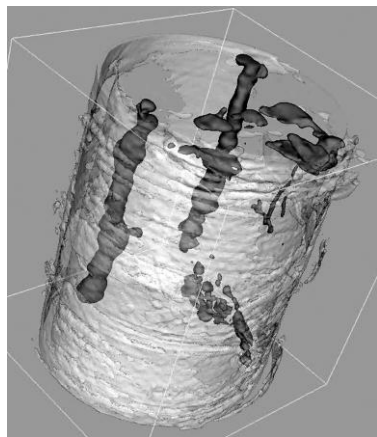


Рис. 3. Рентгеновская томограмма ядра в трёхмерном изображении

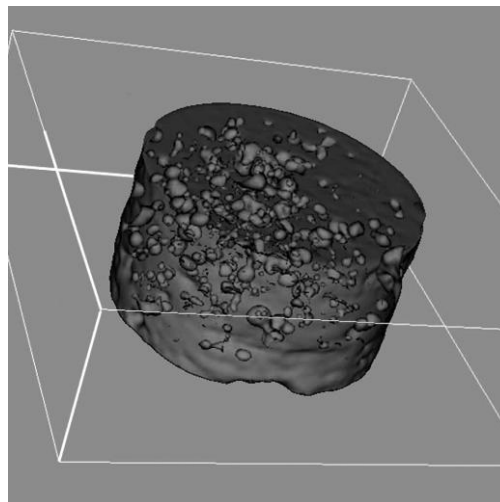


Рис. 4. Рентгеновская томограмма ядра в трёхмерном изображении, тип коллектора – кавернозный

Для примера, на рис. 4 показан фрагмент томограммы ядра в трёхмерном исполнении, тип коллектора – кавернозный.

Таким образом, в процессе работы рентгеновского томографа ПИК/ЭПАК-2003 было показано, что комплекс позволяет работать с ориентированным, изолированным, сильно трещиноватым ядром, не извлекая его из стеклопластиковых тубусов – контейнеров, не подвергая воздействию атмосферы и не разрушая его целостности.

Полученная информация о трёхмерной структуре ядра, распределении плотности и трещиноватости ядра незаменима для геологов. Возможность сохранения данных в LAS – формате, который воспринимается другими программами для просмотра каротажа, и включение его в общую базу данных переводит на качественно новый уровень решение задач геологического и гидродинамического моделирования нефтяных резервуаров.

Литература

1. Vladimir I. Bidzhakov, Elena A. Zhukovskaya, Andrey Yu. Burlev et all. Employment of X-Ray Tomography for Scanning Full-Diameter Semiconsolidated Geological Core // Aizu, Japan, 2005.– V.1.– P.285 – 290.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТЕШИХИНСКОГО УЛЬТРАБАЗИТ–БАЗИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) А.В. Малышев

Научный руководитель научный сотрудник Д.А. Орсоев
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Метешихинский массив расположен в междуречье р. Метешиха и Большая Речка, правых притоков р. Селенга, в 80 км от впадения ее в оз. Байкал. Он вытянут в северо-восточном направлении при общей длине около 8 км и максимальной ширине 2,5 км. Вмещающими породами его являются граниты разного состава и эффузивы, а также сланцы, метапесчаники, известняки, амфиболиты и кварциты селенгинской серии [1].

Массив имеет сложное строение и по объему примерно на 80% состоит из пород основного ряда, представленных разнообразными габброидами. В его центральной части развиты, в основном, оливковые габбро и габбронориты с мелкими телами дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов. К контактам они сменяются амфиболовыми и амфиболизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболизированные габбро. В юго-западной части интрузива развиты меланократовые габброиды с переходами в мезо- и лейкократовые разности. Выше к водоразделу наблюдается перемежаемость габброидов с перидотитами. По простиранию массива от юго-западного фланга на северо-восток доля ультраосновных пород постепенно падает, а среди габбро начинают преобладать мезо - и лейкократовые разности и габбронориты. Иногда в габброидах выделяются участки такситового строения, а также пегматоидного облика.

Контакты между основными и ультраосновными породами постепенные, что свидетельствует о принадлежности их к единой дифференцированной серии интрузива. В целом для расслоенной серии массива можно установить следующую последовательность пород в ритмах: дуниты-плагиодуниты, плагиоперидотиты, клинопироксениты, оливковые габбро, габбро и габбронориты. Габброиды по сравнению с другими породами отличаются более высокой железистостью и титанистостью. Все породы в различной степени амфиболизированы. Кроме поздних амфиболов тремолит-актинолитового ряда развиваются биотит, хлорит, эпидот, кальцит, серицит и др., причем плагиоклаз изменен значительно сильнее, чем пироксены. Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести Метешихинский массив к перидотит-пироксенит-габбровому формационному типу.

По содержанию кремнезема и щелочей породы Метешихинского массива относятся к основным породам нормального ряда (рис. 1) и характеризуются повышенной глиноземистостью, низкими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , преобладанием Na_2O над K_2O .

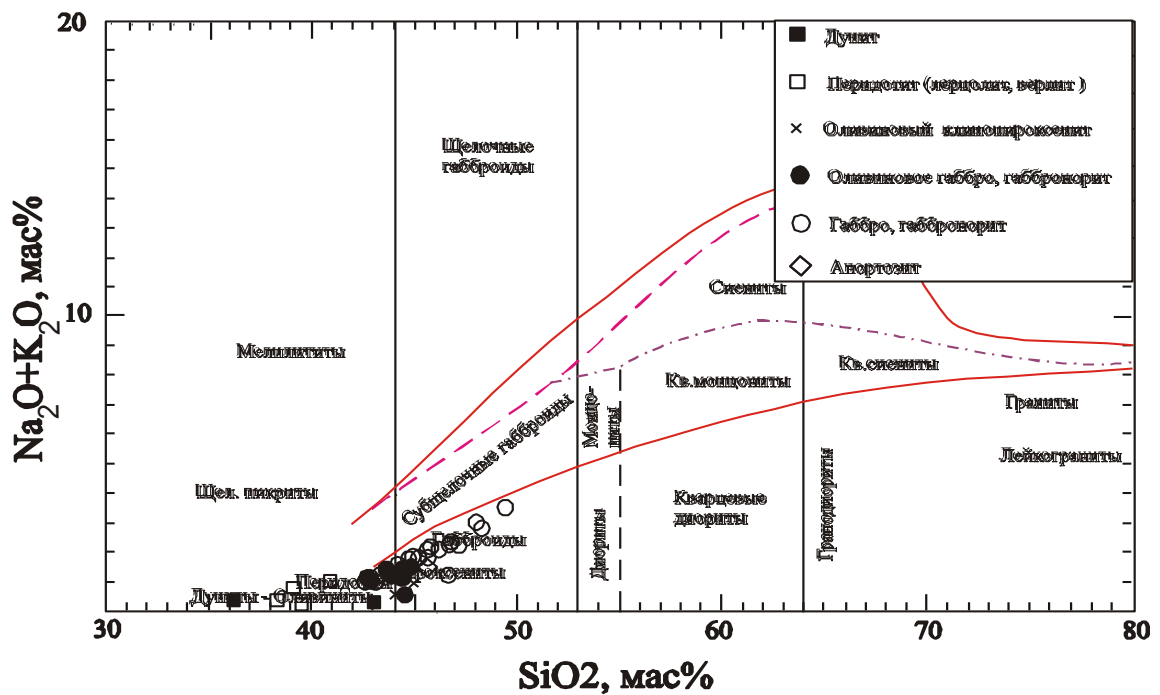


Рис. 1. Систематическая диаграмма пород Метешихинского массива

В целом же породы Метешихинского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу и, судя по средним значениям сериального индекса А. Ритмана - $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$ для основных групп пород массива ($\tau = 7,6-36,4$), соответствуют, по Х. Куно, высокоглиноземистым базальтам островных дуг и орогенных поясов. В признаковом пространстве отчетливо проявляется дискретность между ультрамафитовой и мафитовой группами. Преобладающая мафитовая группа пород характеризуется низкощелочным, умеренно меланократовым, умеренно магниевым, весьма высоконатриевым, весьма низкотитанистым и крайне низкофосфористым уклонами.

Особенности состава ультрамафитовой и мафитовой породных групп, а также широкие вариации содержаний глинозема, кальция и магния в породах расслоенной серии обусловлены фракционированием, с одной стороны, оливина и плагиоклаза, а с другой, – клинопироксена и плагиоклаза при кристаллизации высокоглиноземистого расплава в магматической камере при низких давлениях. Фракционирование оливина и плагиоклаза и смена последовательности кристаллизации кумулусных парагенезисов в расслоенной серии массива наглядно иллюстрируются двойными диаграммами $MgO-Al_2O_3$, $MgO-CaO$ и $MgO-FeO^*$ (рис. 2). Отклонение от линии фракционирования оливин-плагиоклаз наблюдается только в габбро и габброноритах. В этом случае изменчивость состава пород хорошо согласуется с фракционированием более кислого плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена. На диаграммах обнаруживается “базальтоидный” тренд дифференциации Метешихинского массива, который заключается в постепенном накоплении Al_2O_3 и CaO в поздних дифференциатах по мере уменьшения в расплаве MgO .

Для всех пород Метешихинского интрузива характерно низкое содержание РЗЭ, не превышающее 10 хондритовых единиц с пологими отрицательными спектрами $(La/Yb)_N=1,5...3,6$ и с четко выраженной положительной европиевой аномалией. Наиболее низкие концентрации РЗЭ отмечаются в плагиоперидотитах, с уровнем содержаний, близким к хондриту C1 (рис. 3).

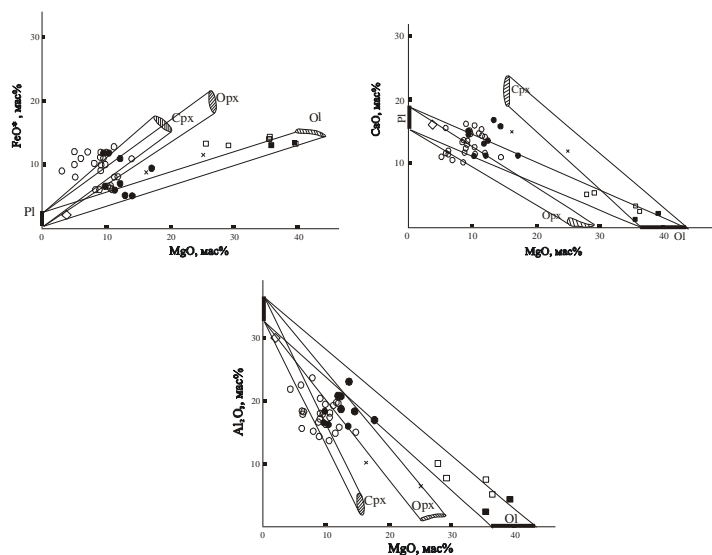


Рис. 2. Вариационные диаграмма $MgO-FeO^*$, $MgO-CaO$, $MgO-Al_2O_3$ для пород Метешихинского массива (условные обозначения см. рис.1)

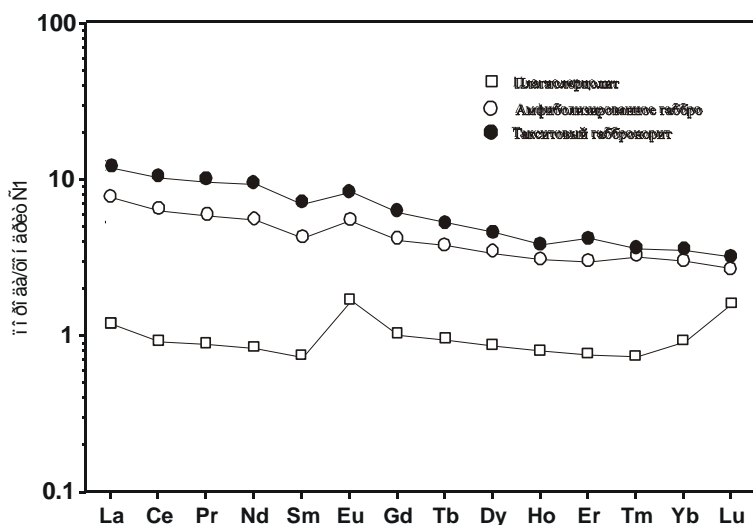


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах Метешихинского массива

Автор выражает искреннюю признательность А.С. Мехоношину за помощь в работе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-97246) и Программы поддержки ведущих научных школ НШ-2284.2003.5.

Литература

1. Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Гилев А.Ю. и др. Ультрабазит-базитовые комплексы района нижнего течения р. Селенги (Юго-Восточное Прибайкалье) // Докл.РАН.– 1999. – Т. 366.– № 1. – С. 84 – 87.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПЕСЧАНИКОВ КОРБОЛИХИНСКОЙ ТОЛЩИ (ЮГО – ЗАПАД РУДНОГО АЛТАЯ)

Н.А. Надточева

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

Петроструктурный анализ песчаников проводился с целью выявления условий их пластического деформирования. Объектом исследования являются песчаники корболихинской толщи раннепалеозойского возраста (S–D1), которые картируются среди гранитоидов Алейского плутона. Нами песчаники изучались в правом борту р. Сибчиха, вблизи деревни Третьяково.

Для микроструктурного анализа были отобраны два образца кварцевых песчаников, которые существенно кварцевые с базальным кристаллически зернистым и пленочным цементом. Структура песчаников псаммитовая, мелко-среднезернистая с размером зерен от 0,1...0,3 мм. Форма зерен субизометричная, окатанная, реже полуокатанная в мелких зернах. Сортировка средняя. Обломочная часть представлена преимущественно кварцем. Количество обломков составляет примерно 50 %. Зерна кварца всегда бесцветные и прозрачные. В его зернах повсеместно отмечается волнистое, мозаичное и облачное погасание. Цемент породы, в основном, базальный кристаллически зернистый, в некоторых участках пленочный и крустификационный. Он имеет кварц-хлоритовый состав. Отмечается регенерационный кварц, облекающий обломочные зерна кварца, от которого отделяется слабо заметной тонкой полоской, содержащей микроскопические пылеватые включения. Хлорит представлен чешуйчатыми агрегатами зеленого цвета, для него характерны аномально низкие темно-синие цвета интерференции. В цементе отмечается эпидот, который является наложенным вторичным минералом. Он представлен единичными зернами размером ~ 0,1 мм, которые имеют неправильную форму и бледную желтовато-зеленоватую окраску. Проявляется плеохроизм от желтовато-зеленого до бесцветного. Он хорошо выделяется на фоне цементирующей массы ярко-пестрыми аномальными цветами интерференции. В качестве аксессуарных минералов присутствуют редкие зерна рудных минералов субизометричной формы, которые окрашены в черный цвет. Их размер менее 0,1 мм. Иногда рудные минералы обособляются в тонкие прожилки.

Петроструктурное изучение песчаников проводилось с применением микроструктурного анализа кварца, которое сопровождалось исследованием динамических направлений с помощью оптических ориентировок кварца. Выявленные оптические ориентировки кварца в песчаниках по характеру узора можно объединить в две разновидности.

Первая характеризуется наличием пояса концентрации оптических осей, нормального к минеральной линейности, соответствующей петроструктурной оси «*v*» (рис., обр. 118п/3).

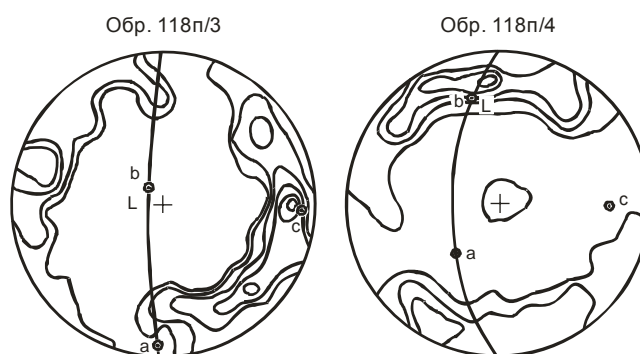


Рис. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца в песчаниках корболихинской толщи. Диаграммы построены по 100 замерам оптических осей кварца. Изолинии 1-2-4-6-8-10% на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Сплошная линия – плоскость слоистости. L – линейность; a, b, c – кинематические оси

В поясе отмечается максимум большой плотности (10 %), который располагается нормально к минеральной плоскости и соответствует петроструктурной оси «*c*». В поясе устанавливается другой локальный максимум с плотностью 8 %, ориентированный под острым углом к минеральной плоскости. Такой петроструктурный узор кварца соответствует комбинации двух типов ориентировки по Тернеру [3]. Петроструктурный узор с максимумом оптических осей, совмещенный с осью «*c*» и нормальный к минеральной уплощенности позволяет отнести его к первому типу по Тернеру. Он объясняется скольжением по базопинакоиду при начальном, сравнительно слабом динамометаморфизме, протекавшем в условиях низкой температуры и при малой скорости деформации. Последующее усложнение узора с образованием нормально к минеральной линейности пояса концентрации оптических осей кварца с локальными максимумами, симметричными по отношению к «*c*», относится к девятому типу по Тернеру. Подобный тип узора ориентировки кварца пользуется широким распространением, относится к В-тектонитам и чаще других устанавливается в метаморфических и метаморфизованных породах. Тенденция оптических осей кварца ориентироваться в поясе «*ac*» характерна для начальной стадии развития пластических деформаций, а наличие двух симметричных к оси «*c*» максимумов соответствует условиям метаморфизма фации зеленых сланцев. Образование пояса оптических осей связано с вращением плоскостей дифференциального скольжения вокруг оси «*v*», а два их максимума соответствуют скольжению по $S_1 = \{h\ 0\ 1\}$ и $S_2 = \{h\ 0\ \bar{1}\}$, либо по двум системам скальвания в результате сплющивания [1].

Вторая разновидность оптической ориентировки кварца отличается от первой своим петроструктурным узором. Для нее характерно наличие максимума большой плотности (8 %), с которым совмещена минеральная линейность, соответствующая оси «*v*» (рис., обр. 118п/4). Максимум имеет тенденцию растягиваться в пояс нормально оси «*a*». Оптические оси кварца, совмещенные с $L = \langle v \rangle$, свидетельствуют о наложенной деформации при вращении удлиненных по [0001] зерен кварца, заключенных в «мягкий» субстрат, а также скольжению по призме в плоскости «*av*» параллельно ребру [г:т]. Тенденция удлиненных зерен кварца ориентироваться вдоль направления осевого растяжения и концентрация оптических осей вблизи оси растяжения « σ_1 » установлена экспериментально [1]. Аналогичные ориентировки кварца установлены в гнейсах Горного Алтая и Тувы [1]. Подобные типы петроструктурных узоров кварца с максимумом оптических осей вблизи S-плоскости отмечаются для пород высокотемпературных субфаций зеленосланцевой фации [2].

Таким образом, петроструктурный анализ кварца показал, что деформации песчаников корболихинской толщи осуществлялись в условиях фации зеленых сланцев прогрессивного метаморфизма. На низкотемпературной стадии этого процесса внутрикристаллическое скольжение в кварце осуществлялась по базопинакоиду, а в обстановке последующего увеличения температуры скольжение в кварце сменялось и происходило по призме.

Литература

1. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1990. – 200 с.
2. Пучков В.Н., Штейнберг Д.С. Строение, эволюция и минералогия гипербазитового массива Рай-Из.– Свердловск: УрО АН СССР, 1990. – 227 с.
3. Родыгин А.И. Микроструктурный анализ кварца (с методическими указаниями и примерами геологической интерпретации). – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1994. – 217 с.

СВОЙСТВА И ФОРМА СКЕЛЕТНОГО ГАЛАКСИТА

А.А. Назарова, И.С. Архипова

Научный руководитель профессор А.А. Пермяков

Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия

В качестве исходного минерального сырья для производства титано-марганцевых лигатур используют дорогостоящие рутиловые концентраты и ферромарганец. В связи с высокими ценами ферромарганца актуально заменить его более дешевым марганцевым концентратом Жайремского ГОКа (42 % Mn). В СибГИУ были разработаны составы исходных шихт, проведены комплексные исследования лигатур [3]. Технологическо-минералогические исследования

исходного минерального сырья и синтезированных продуктов проведены нами в Лаборатории экологии и комплексного использования минеральных отходов СибГИУ. В процессе исследования были установлены и детально изучены минералы, редко встречаемые в геологических условиях. Одним из таких минералов является галаксит $MnAl_2O_4$ [2].

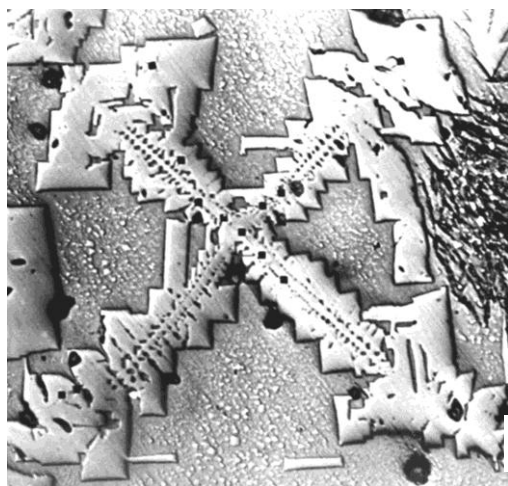
Выполнен химический и спектральный анализ шлака (%): SiO_2 – 18,2; Al_2O_3 – 32,2; K_2O – 1,6; CaO – 1,3; FeO – 3,3; MgO – 3,0; MnO – 34,9; BaO – 5,2; S – 0,02; Cr – 0,02; Sn – 6,10 \cdot 10 $^{-4}$; V – 7,10 \cdot 10 $^{-4}$; W – 2,10 \cdot 10 $^{-4}$; Mo – 10 \cdot 10 $^{-3}$; Ni – 0,01; Co – 10 \cdot 10 $^{-3}$; Ta – 0,03; Sc – <10 \cdot 10 $^{-4}$; Nb – 3,10 \cdot 10 $^{-4}$; I – 10 \cdot 10 $^{-4}$; Sr – 10 \cdot 10 $^{-3}$.

Макроскопически шлак в кусках обладает черным цветом, в порошке к черному цвету добавляется шоколадно-бурый оттенок. Исследованный шлак представлен идиоморфно-скелетным галакситом двух генераций и крипнокристаллически-стекловатой цементирующей массой с включениями королек металла. Минеральный состав шлаков очень прост: галаксит от 38,73 % до 48,40 %, шпинель от 2,08 % до 11,01 %, тефрит от 25,61 % до 7,29 %, металл 1–3 %, силикатное стекло от 33,58 % до 51,60 %. На дифрактограмме четко выявилась шпинелеобразная структура и высокий фон за счет большого количества стеклообразной фазы. Параметры элементарной ячейки галаксита ($a_0 = 8,043 \dots 8,12$) имеют заниженное значение [2]; очевидно, это обусловлено дефектностью кристаллической структуры галаксита.

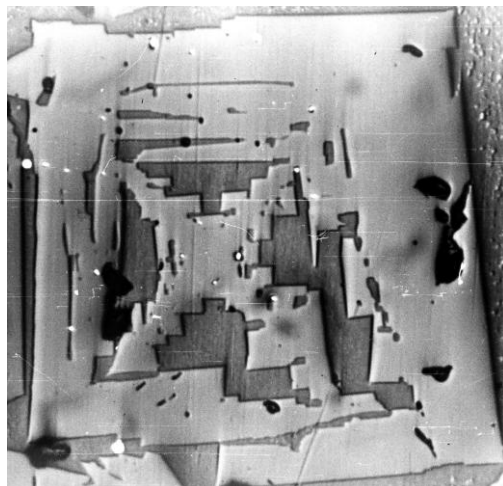
Галаксит первой генерации образует массивные скелетные кристаллы, представленные комбинацией гексареберного пучка (рис. 1, а) и ромбододекареберного каркаса (рис. 1, б). Они подобны скелетным кристаллам магнетита [1, 4]. По вершинам (100) и в центре скелетного кристалла располагаются октаэдрические субиндивиды. Размеры кристаллов галаксита первой генерации составляют 0,4...1,4 мм, второй генерации – 0,01...0,05 мм. Толщина ребер-балок скелетных кристаллов колеблется в пределах 20...40 мкм. Ребра гексареберного пучка обычно имеют многочисленные ответвления октаэдрических субиндивидов, транслируемые от центра к внешней более крупной вершине октаэдрической формы. В комбинационных скелетных кристаллах гексареберный пучок в центре кристалла переходит в телескопическую зональную структуру из ромбододекареберных каркасов (рис. 1, б).

В сечении (111) эти скелетные кристаллы имеют форму плоского дитригонального реберного пучка (рис. 1, в) в комбинации с телескопически вложенными тригональными реберными рамками. Форма плоского сечения скелетного кристалла (110) представляет комбинацию параллелограммных пучков и ромбической реберной рамки (рис. 1, г).

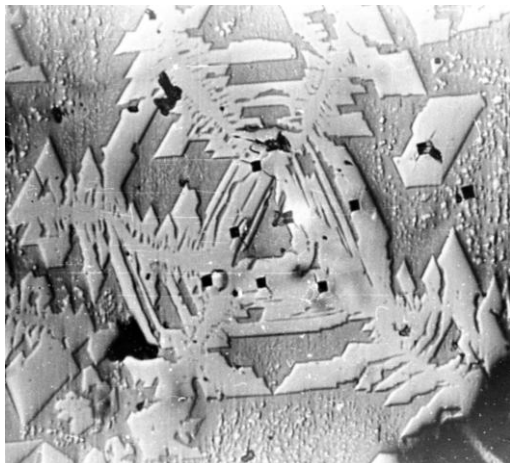
Кристаллическая структура галаксита определяет механизм, скорость, последовательность роста элементов формы кристалла. Формирование гексареберного пучка определяется тем, что ионы, или октаэдрические элементарные субзародышевые ассоциации своими ребрами винтообразно присоединяются друг к другу вдоль осей 4_4 или 4_3 . В процессе присоединения заряженных ассоциаций возникают вихревые электрические и магнитные поля, способствующие присоединению частиц вдоль винтовых осей в направлении $[[100]]$. Чем выше переохлаждение расплава, тем тоньше гексареберные пучки. В процессе бурного скелетного роста пространство вокруг растущих ветвей локально подогрывается за счет выделяющейся скрытой теплоты кристаллизации. Это создает предпосылки для формирования лучей в направлении $[[110]]$ ромбододекареберного каркаса. Октаэдрические элементарные частицы вдоль этих направлений присоединяются также октаэдрическими ребрами, образуя гладкие неветвящиеся лучи.



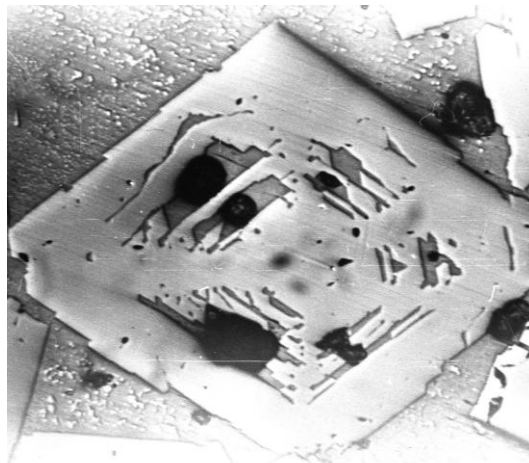
а



б



в



г

**Рис. Форма скелетных кристаллов галаксита 1-й и 2-й генерации. Объяснение в тексте.
Отраженный свет. Увеличение 100^x**

В зависимости от степени переохлаждения расплава форма скелетных кристаллов изменяется от очень тонких до массивных. В некоторых случаях ребра ромбододекаэдрического каркаса сливаются в сплошные поверхности или ромбододекаэдрические внутренние пучки и формируют скелетный кристалл с отрицательными октаэдрическими секторами в виде кристаллических воронок. Эти кристаллические воронки в процессе зарастания способны формировать вдоль оси L_3 винтовые дислокации, которые приводят к образованию антискелетных октаэдрических кристаллов ромбододекаэдрического габитуса.

В проходящем свете галаксит буровато-красный, оптически изотропен. У галаксита первой генерации $n = 1,850 \dots 1,858$, у галаксита второй генерации $n = 1,920 \dots 1,925$. В отраженном свете галаксит серый, отражение у галаксита первой генерации 10, у галаксита второй 11. В некоторых кристаллах параллельно граням ((111)) появляются светлые буровато-желтовато-белые рефлексы. Особенно четко они видны на сечениях (110) в виде радиально расходящихся лучей, субперпендикулярных ребрам ромбовидного сечения.

Твердость и хрупкость галаксита измерена на микротвердометре ПМТ-3М при нагрузке 100 г. В отпечатках алмазной пирамиды измеряли обе диагонали. Твердость вычисляли по формуле $H = 1854P/d^2$, хрупкость - по формуле $F = S/P = \Sigma ld/14P$. Измерение твердости проводили строго ориентированно как по отношению к элементам симметрии, так и элементам формы кристаллов. По всем измеренным кристаллам твердость галаксита колеблется в пределах 1400...1760 кгс/мм², среднее значение твердости 1575 кгс/мм². В галаксите выявлена ретикулярная анизотропия твердости $H(hkl) : H(100) = 1589,1; H(110) = 1559,6; H(111) = 1546,8$ кгс/мм². Коэффициент ретикулярной анизотропии твердости $KH(100)/(111) = 1,03$.

Все перечисленные сечения кристалла обладают векториальной анизотропией твердости. Сечение (100) в направлении [010] имеет твердость 1573,9, а в направлении [110] – 1604,3 кгс/мм². Сечение (110) в направлении [100] имеет твердость 1571,3, а в направлении [001] – 1548,0 кгс/мм². Сечение (111) в направлении [110] имеет твердость 1552,1, а в направлении [211] – 1530,9, а в направлении [221] – 1576,7 кгс/мм².

У галаксита также выявлена ретикулярная анизотропия хрупкости $F(hkl) : F(100) = 184,2 \cdot 10^{-6}; F(110) = 177,8 \cdot 10^{-6}; F(111) = 146,6 \cdot 10^{-6}$ кгс/мм². Коэффициент ретикулярной анизотропии хрупкости $KF(100)/(111) = 1,26$.

Благодаря высокой твердости, галаксит и шпинель можно использовать в качестве абразивного материала. Кроме того, благодаря высокой температуре плавления галаксита (1850⁰С) и шпинели (2035⁰С) их можно использовать в шпинельпереклазовых огнеупорах.

Литература

1. Дымкин А.М., Пермяков А.А. Онтогенез магнетита (по материалам изучения руд и агломератов). – Свердловск: УНЦ АН, 1984. – 184с.
2. Минералы. Справочник / Под ред. Ф.В. Чухрова. – М.: Наука, 1967. – Т. 2. – Вып. 3. – С. 39–40.
3. Назарова А.А., Архипова И.С. Кристалломорфология и твердость галаксита // Проблемы геологии и освоения недр: Труды IX Международного симпозиума студ., аспирантов и молодых ученых. – Томск, 2005.
4. Пермяков А.А. Морфология скелетных кристаллов магнетита / Записки Всесоюзного минералогического общества. – Ленинград. – 1974. – Ч.103. – Вып.2. – С. 251–254.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД НОВОЛУШНИКОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (САЛАИР)

Е.А. Наумов, М.В. Задорожный, Н.К. Морцев

Научный руководитель профессор А.С. Борисенко
Институт геологии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

На Новолушниковском золоторудном месторождении, расположенном в Егорьевском рудном узле (СЗ Салаир), золото-сульфидно-кварцевая и золото-ртутная минерализация пространственно совмещена с Cu-Мо-порфировым оруденением [1–3]. Месторождение располагается среди кембрийских терригенно-карбонатных пород, прорванных интрузией плагиогранитов, предположительно, пермского возраста [4]. Вмещающие его породы контактово метаморфизованы (роговики, скарны) и гидротермально изменены (пропилиты, березиты, кварц-серицитовые метасоматиты и др.).

Молибден-порфировое оруденение представлено зонами прожилково-вкрапленной минерализации (с редкими маломощными кварц-молибденитовыми жилами) среди гидротермально преобразованных (альбитизация, слабая калишпатизация, окварцевание, серицитизация, пиритизация) плагиогранитов не выходящего на поверхность массива и вмещающих его пород (иногда скарнированных в ближайшем экзоконтакте). В зонах развития рудно-метасоматических образований проявлены дайки плагиогранит-порфиров, диоритовых порфиритов, спессартитов, фельзит-порфиритов. Отмечается прямая корреляция интенсивности рудной минерализации со степенью гидротермального изменения гранитоидов.

Золото-сульфидно-кварцевая минерализация представлена кварцевыми жилами и жильными зонами северо-западного, реже субширотного простираний, что соответствует «салаирской» системе золоторудных кварцевых жил. На месторождении установлены три рудные зоны: Верхняя (№ 2), Жила №13 и Нижняя (№ 3). Они представляют собой кварцево-жильные зоны мощностью 2...4 м, сложенные стволовыми кварцевыми жилами (0,2...2 м), сопровождающимися штокверком кварцевых и кварц-карбонатных прожилков среди березитизированных пород. Жилы сложены крупнокристаллическим молочно-белым кварцем, содержащим вкрапленность и прожилки пирита, халькопирита, галенита, арсенопирита, теннангита, молибденита, золота и шеелита. Золото, по данным Н.А. Рослякова и др. [3], отмечающееся как в кварцевых жилах и прожилках, так и во вмещающих их березитах, существенно отличается по составу от золота других золото-сульфидно-кварцевых проявлений Салаира, прежде всего по высокому

содержанию ртути (до 24,6 %, рис.). Пробность его колеблется от 740 (иногда 500) до 1000 ‰, содержание серебра – от 0 до 33,3 %.

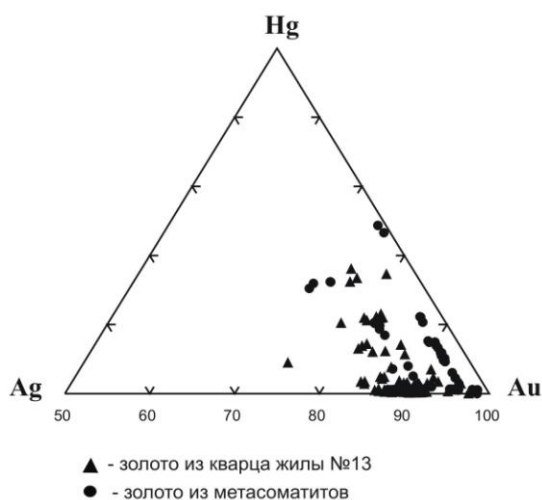


Рис. Состав золота Новолушниковского месторождения

Проведенные нами минералогические исследования позволили установить Bi-Ag-содержащий галенит, айкинит, тетрадимит, а также две разновидности тетраэдрита (табл.). Кроме того, определены Hg-сфалерит, колорадоит (HgTe), теллуриды золота и серебра, барит, а также киноварь (в протолочках). Минералы руд слагают, как минимум, три парагенетические ассоциации (стадийные):

- 1) пирит, халькопирит, молибденит;
- 2) арсенопирит, пирит-2, халькопирит-2, галенит, теннантит, тетрадимит, айкинит, золото;
- 3) пирит-3, Hg-тетраэдрит, Hg-сфалерит, барит, карбонаты.

Таблица

Состав (мас. %) сульфидов из руд Новолушниковского месторождения

№	Минерал	Fe	Cu	Zn	Pb	Hg	Cd	Ag	Sb	As	Bi	S	Te	Сумма
18	Галенит	0	0,06	0	82,17	0,06	0,18	0,99	0	0	2,67	13,5	-	99,65
5	Айкинит	0	10,1	0	36,94	0,26	0,13	0,04	0	0	37,31	16,64	-	101,45
10	Айкинит	0	10,24	0	36,43	0	0,14	0	0	0	37,74	15,92	-	100,47
13	Айкинит	0	10,5	0,04	35,5	0	0,08	0	0	0	37,19	16,56	-	99,93
8A 8B	Тетрадимит	0,01	0,02	0	5,07	0,02	0	0,50	0	0	56,86	4,35	33,92	100,75
11	Тетраэдрит	1,86	30,33	2,24	0,20	2,75	2,24	8,0	23,04	0,59	1,99	22,83	-	96,07
16	Тетраэдрит	0,09	26,32	0,02	0,14	17,56	1,19	8,54	23,19	0	0,79	20,53	-	98,37
16A	Тетраэдрит	0,10	28,20	0,03	0,40	16,87	1,10	6,25	23,76	0	1,0	20,85	-	98,56
16B	Тетраэдрит	0,08	27,28	0,04	0,12	16,47	1,35	7,82	23,98	0	0,52	20,91	-	98,57
17	Тетраэдрит	0,01	24,62	0,01	2,92	16,22	1,86	9,06	23,52	0	0,61	20,41	-	99,26

Анализы выполнены в ОИГТМ СО РАН, Микронд "Самбах-micro", оператор О.С. Хмельникова

На золото-ртутных месторождениях ртутное золото обычно ассоциирует с сульфидами (киноварь, пирит), имеющими низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (-1...-10 ‰). На Новолушниковском месторождении сера сульфидов (из жилы № 13) характеризуется утяжеленным изотопным составом (пирит - +8,8, галенит - +7,1‰), а сера киновари из россыпи по р. Суенга обогащена легким изотопом ($\delta^{34}\text{S}$ -5,1 ... - 6,2 ‰), что характерно для золото-ртутных месторождений в алюмосиликатных породах. Из этого можно сделать вывод о том, что образование ртутного золота явно связано с более поздним этапом (или стадией) гидротермальной деятельности (ассоциация: Hg-тетраэдрит, Hg-сфалерит, киноварь, барит и др.), наложенным на более ранние скарны, молибденитовое и золото-кварцевое оруденение. В этом плане Новолушниковское месторождение весьма сходно по геологическому строению и последовательности формирования гидротермально-метасоматических образований с Мурзинским месторождением на Северном Алтае: гранодиориты → роговики, скарны → кварцевожильное Cu-Au оруденение → Au-Hg оруденение. Проявленная как на месторождении, так и в Егорьевском рудном узле зональность в размещении оруденения связана с многоэтапным развитием процессов рудообразования.

Литература

1. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. II. Полезные ископаемые. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1998. – 254 с.

2. Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В. и др. Минерагения области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001.– 243 с.
3. Росляков Н.А., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А. и др. Золотоносность кор выветривания Салаира. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995.– 170 с.
4. Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. – Новосибирск, СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999.– 227 с.

ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНЫХ ПОРОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «ОБНАЖЕННАЯ» (СЕВЕР ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ)

А.Ю. Никифорова

**Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия**

Проблема генезиса мантийных алмазоносных горных пород входит в число наиболее дискуссионных вопросов в современной петрологии. Большинство исследователей ксенолиты мантийных алмазоносных пород в кимберлитовых и лампроитовых трубках рассматриваются как фрагменты, отторгнутые от различных слоев верхней мантии. При этом, петрографическое разнообразие глубинных включений и вариации их относительной распространенности от трубки к трубке и от района к району объясняются с позиций неоднородности мантии в пределах кимберлитовых провинций [4, 6].

Кимберлитовая трубка «Обнаженная», открытая в 1957 г. на севере Якутской кимберлитовой провинции, традиционно считается неалмазоносной. Однако в последнее время вновь возродился интерес исследователей к изучению мантийных ксенолитов этой трубки, что вызвано их крайне высоким содержанием и большим петрографическим разнообразием.

В отличие от большинства трубок Якутии, в которых гранатовые перидотиты резко преобладают над всеми остальными разновидностями глубинных нодулей, для трубки Обнаженная отмечается весьма большое содержание гранатовых пироксенитов (38 %) и эклогитов (26 %). В трубке Обнаженная менее одной шестой глубинных нодулей приходится на породы, образовавшиеся при умеренных давлениях шпинелевой фации, а оставшаяся часть – на породы, сформировавшиеся при более высоких давлениях в зоне устойчивости пиропового граната. К числу первых относятся около 3 % дунитов и перидотитов (лерцолиты, гарцбургиты), 4% пироксенитов (энстатиты и вебстериты), 8 % флогопитовых пироксенитов и слюдитов, глиммеритов и слюдистых перидотитов. К породам, сформировавшимся при более высоких давлениях, относятся гранатовые лерцолиты (9 %), пироксениты (40 %), эклогиты (13 %), ильменитсодержащие слюдиты, перидотиты и пироксениты (4 %). Кроме того, в качестве самостоятельной группы пород выделяются гранатизированные перидотиты и пироксениты, количество которых достигает 10 %.

В целом, для трубки «Обнаженной» характерно смещение состава мантийных образований в магнезиально-глиноземистую область по сравнению с трубками Мир и Удачная. Эти наблюдения, на наш взгляд, указывают на большую степень дифференцированности и меньшую глубину заложения магматических очагов, из которых кристаллизовались гранат-клинопироксеновые породы трубки Обнаженной. При этом в трубках Обнаженная и Удачная очень мало распространены богатые железом породы (рутиловые эклогиты, пироксениты и перидотиты), весьма характерные для трубки Мир.

Гранаты. Гранаты первого типа - высокомагнезиальные, имеющие преимущественно пироповый состав ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ до 70 мол. %) с примесью альмандинового компонента (до 15 мол. % $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$). Они характерны для пироповых перидотитов. Гранаты второго типа также высокомагнезиальные, но содержание пиропового компонента не превышает 65 мол. %, а примесь альмандинового компонента достигает 26 мол.%. Этот тип характерен для гранатовых пироксенитов. Гранаты подобного состава характерны для алмазоносных магнезиально-железистых биминеральных эклогитов. Однако во всех изученных породах, относящихся к этой группе, присутствует ромбический пироксен и наблюдается наиболее интенсивная гранатизация. Третий тип гранатов еще богаче альмандиновым компонентом (до 38 мол. %) и также характерен для гранатовых пироксенитов, но более железистых их разновидностей. В образцах с гранатами этого типа обнаружены многочисленные зерна ильменита и рутила, что позволяет относить такие породы к ильменит-рутиловым разновидностям. Гранаты эклогитов отвечают магнезиально-железистым и кальциево-глиноземистым разновидностям пород. Кальциево-глиноземистые эклогиты обладают более высокими содержаниями гроссуляра (до 32,7 мол. % $Ca_2Al_2Si_2O_{12}$) и более низкими пирона (38 мол.%) в гранате по сравнению с магнезиально-железистыми породами (30 и 42 мол. % соответственно). В изученных гранатах из эклогитов и пироксенитов отмечаются крайне незначительные примеси хрома (до 0,6 мас. % Cr_2O_3) по сравнению с пироповыми перидотитами (до 2,9 мас. %).

Клинопироксен в изученных породах характеризуется существенно диопсидовым составом (65–87 мол. % $CaMgSi_2O_6$) с примесью жадеитового (до 29 мол. % $NaAlSi_2O_6$), а также в меньшей степени эгиринового, чермакитового, ферросилитового и геденбергитового компонентов. Во многих клинопироксенах встречаются ламели ортопироксена. Зерна клинопироксена часто разбиты трещинами, по которым развивается мелкозернистый агрегат, сложенный преимущественно клинопироксеном второй генерации, в ассоциации с которым иногда встречается кислый плагиоклаз (An_{20}) и хлорит. По сравнению с пироксеном первой генерации, данный минерал содержит до 87 мол. % диопсидового компонента и очень незначительное количество жадеита (менее 10 мол.%).

Ортопироксен по составу отвечает энстатиту (до 4,90 мас. % FeO для перидотитов и до 9,8 мас. % для пироксенитов), что характерно для нодулей магнезиальной серии. Состав ламелей в клинопироксене отличается железистостью, кальциевостью и глиноземистостью.

Оливин в изученных породах характеризуется низкой железистостью (до 7,8 мас. % FeO).

Рутил и ильменит встречаются в виде включений в зернах граната. В зернах рутила размером до 600 мкм наблюдаются червеобразные вроски ильменита размером от 10 до 60 мкм. Рутил также встречается в виде тонких (игольчатых) ориентированных включений в клинопироксене и гранате.

Хромшпинелиды в изученных породах, особенно в перидотитах, где встречаются крупные выделения, зональны. Эта зональность проявляется в уменьшении содержания Al_2O_3 (от 38,7 до 32,9), MgO (от 17,6 до 16,2) и в увеличении содержания Cr_2O_3 (от 30,6 до 36,0) и FeO (от 12,6 до 14,0 мас.%) от центров к краям зерен.

Сульфиды в изученных породах присутствуют в виде включений в гранатах и в отдельных каплевидных выделениях в межзерновых пространствах.

Термодинамические параметры формирования гранат-клинопироксеновых пород были рассчитаны с использованием четырех геотермобарометров (гранат-клинопироксенового, гранат-ортопироксенового, двупироксенового [3] и гранат-клинопироксенового [5]. С использованием системы оценки температур и давления в целом для трубки Обнаженная характерны температуры от 800 до 1110 °С, давления от 30 до 40 кбар, что находится за пределами поля стабильности алмазов. При этом, для эклогитов характерны температуры от 950 до 1110 °С, для перидотитов 900...1050 °С, а для пироксенитов 800...1100 °С. Нами также были проведены расчеты конца кристаллизации пироксенов в сопоставлении с температурами распада и выделения ламелей. Расчеты показывают, что конец кристаллизации отвечает температурам от 1070 до 1100 °С, а распад происходит при температурах 720...820 °С.

Широкий диапазон температур и давлений, полученных для глубинных пород кимберлитовой трубки Обнаженная, указывает на сложное и многоэтапное их формирование, обусловленное эволюцией мантийных магматических очагов, т. е. на полифациальность этих пород. Ниже суммируются признаки полифациальности гранат-клинопироксеновых пород кимберлитовой трубки Обнаженная, выявленные с помощью детального изучения состава и зональности слагающих их минералов, расчета РТ-условий формирования различных минеральных парагенезисов.

Главные породообразующие минералы эклогитов зональны, причем в первую очередь это касается граната, для которого в различных породах отмечается как прямая, так и обратная зональность. Формирование зональных гранатов связано с изменением физико-химических условий в процессе кристаллизации пород. Так, обратная зональность может быть объяснена снижением давления и смещением линии солидуса в магнезиальную область в процессе восходящего интрузивного внедрения частично раскристаллизованных магм [2]. Обратная зональность граната вообще часто наблюдается в мантийных гранат-клинопироксеновых породах, в том числе алмазоносных [1], и поэтому может служить в качестве одного из главных индикаторов кристаллизации породы в глубинном магматическом очаге [2].

К раннему высокотемпературному этапу кристаллизации перидотит-пироксенит-эклогитовых магм относятся зерна рутила с ориентированными вросками ильменита, обнаруженные в ильменит-рутиловых пироксенитах. Их происхождение связывается с распадом высокотемпературного твердого раствора в системе $TiO_2 - FeTiO_3$, формирование которого происходило при температуре не ниже 1050 °С.

Мантийный магматический этап в эволюции мантийных пород сменяется этапом их малоглубинной (коровой) перекристаллизации.

Появление клинопироксенов второй генерации, обедненных жадеитовой составляющей, нередко в ассоциации с кислым плагиоклазом (альбитом) связано с преобразованием мантийных пород в процессе формирования очагов кимберлитового магматизма. При этом низкие давления доказываются присутствием высокоглиноземистой шпинели в ассоциации с ортопироксеном в перидотитах и пироксенитах, а также разложением омфацита, жадеитовый компонент которого в гранат-клинопироксеновых породах обычно неустойчив ниже 10 кбар [2] в эклогитах. Указанный процесс может быть проиллюстрирован реакцией $CpxI = CpxII + Ab$, отражающей смещение состава новообразованного клинопироксена ($CpxII$) в сторону понижения глиноземистости, приводя к появлению практически чистых минералов диопсид-геденбергитового ряда. Разложение клинопироксена ($CpxI$) происходит обычно вдоль трещин, причем наиболее интенсивно проявляется вблизи контакта с кимберлитовой породой, где в прожилках совместно с новообразованным клинопироксеном и альбитом присутствуют железистая шпинель (плеонаст), а также флогопит, кальцит, апатит, титаномагнетит и т.п. Эти наблюдения позволяют зафиксировать самые последние стадии в эволюции гранат-клинопироксеновых пород, непосредственно предшествующие их захвату кимберлитовой магмой.

В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что начало кристаллизации происходило в Р-Т условиях стабильности алмаза, который затем вместе с ассоциацией высокобарических минералов претерпел существенные изменения (сгорел), а минералы испытали субсолидусные преобразования.

Литература

1. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б. и др. Природный алмаз – генетические аспекты. – Новосибирск, 1993. – 168 с.
2. Маракушев А.А., Бобров А.В., Зотов И.А. и др. Минералогические признаки полифациальности алмазоносных горных пород // Минерал. журнал. – 1998. – Т. 20. – № 6. – С. 72 – 82.
3. Никитина Л.П. Согласованная система термометров и барометров для основных и ультраосновных пород и реконструкция термальных режимов в мантии по ксенолитам в кимберлитах // Записки ВМО. – 1993. – № 5. – С. 6 – 19.
4. Уханов А.В., Рябчиков И.А., Харьков А.А. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: 1988. – 286 с.
5. Simakov S.K., Taylor L.A. Garnet-clinopyroxene geobarometry of deep mantle eclogites // Intern. Geol. Rev. – 2000. – Vol. 42. – No. 6. – P. 534 – 544.
6. Taylor L.A., Anand M. Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle // Chemie der Erde. – 2004. – Vol. 64. – No. 1. – P. 1–74.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕНОСТИ ГРАНАТОВ СЮНГЮДИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (РЕСПУБЛИКА САХА – ЯКУТИЯ)

А.Г. Николаев

Научный руководитель доцент О.Н. Лопатин

Казанский государственный университет, г. Казань, Россия

Гранаты являются индикаторами физико-химических условий образования глубинных пород [2,5]. В процессе образования и становления кимберлитовых тел гранаты из глубоких горизонтов коры и мантии попадают в приповерхностные условия. Под воздействием экзогенных факторов происходит разрушение кимберлитовых пород. Минералы-спутники алмаза и сам алмаз начинают переноситься за трубочное пространство, тем самым создаются ореолы рассеяния на определенной площади. Важными генетическими факторами являются кристаллохимические особенности и химический состав гранатов. Целью данной работы является изучение кристаллохимии гранатов и хромофоров группы железа в них с помощью метода адсорбционной оптической спектроскопии.

Образцы для изучения были отобраны из аллювиальных отложений ручья Согуруунгу-Таган, который является притоком реки Сюньюде (Якутия). Попутно из базальных горизонтов верхнего подъяруса батского и волжского ярусов были взяты шлиховые пробы с гранатом. Всего было отобрано по площади 9 проб, и из каждой пробы были взяты на исследования 8-10 зерен.

Съемка оптических спектров поглощения велась в видимом и ближнеинфракрасном диапазоне длин волн (400...800 нм), с интервалом 2 нм на специализированной оптико-спектроскопической установке на базе микроскопа МИН-8. Общее количество снятых спектров 80.

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 ($O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$) [3], а длинноволновый край этой полосы протягивается в видимой части спектра (рис. 1).

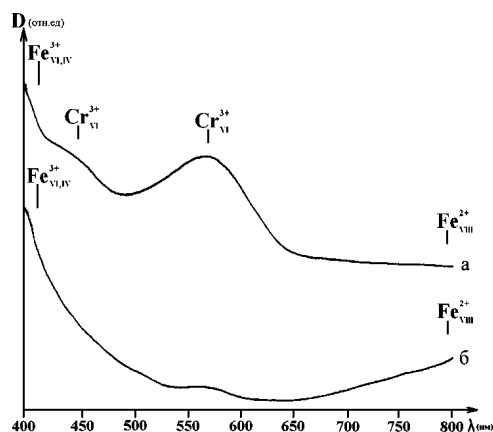


Рис. 1. Оптический спектр хромистого (а) и бесхромистого (б) граната (оптический спектр ВМР)

Трехвалентное железо в минерале занимает как октаэдрические, так и тетраэдрические позиции [3]. 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 [1,3,4]. Коротковолновый край полосы поглощения протягивается в видимую часть спектра и позволяет судить об относительном содержании ионов двухвалентного железа. В одной группе оптических спектров были выявлены две полосы поглощения, которые объясняются спинразрешенным «переходом» в ионах Cr^{3+} в октаэдрическом окружении. Одна полоса находится на длине волны 450 нм, а другая – на длине волны 570 нм. По описанным конфигурациям оптических спектров можно выделить хромсодержащие и бесхромистые гранаты.

Для выявления генетических особенностей гранатов были использованы следующие оптико-спектрометрические параметры: отношение D_{570}/D_{610} характеризует относительную концентрацию ионов Cr^{3+} , отношение D_{410}/D_{800} (Fe^{3+}/Fe^{2+}) – индикатор окислительно-восстановительной обстановки минералообразования. При интерпретации этих параметров было выявлено, что при повышении окислительной обстановки концентрация ионов хрома уменьшается.

Для дальнейшего изучения спектров гранатов были вычислены оптико-спектрометрические параметры Cr^{3+}/Fe^{2+} , которые оценивались по значениям оптической плотности при длинах волн 510 и 800 нм, т.е. по величине D_{510}/D_{800} . Для гранатов было рассчитано среднее арифметическое значение параметра Cr^{3+}/Fe^{2+} в каждой точке наблюдения. Результаты были вынесены на диаграмму и разбиты по полям (рис. 2).

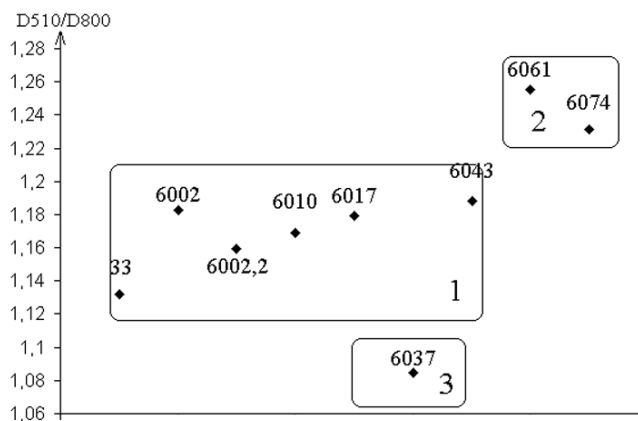


Рис. 2. Диаграмма распределения параметра Cr^{3+}/Fe^{2+} по точкам наблюдений (диаграмма. ВМР)

Из этой диаграммы видно, что среднее значение параметра D_{510}/D_{800} для гранатов из аллювиальных отложений находится в пределах 1,1...1,2 отн. ед. (поле 1). Для гранатов из базального горизонта волжского яруса (т.н. 6074), который содержит в себе алмазы, этот параметр превышает 1,2 отн. ед. (поле 2). В поле 2 имеются значения параметра гранатов, взятых из аллювия ручья (т.н. 6061), который выше по течению размывает волжский базальный горизонт. Для

гранатов из базального горизонта батского подъяруса (т.н. 6037), который не содержит алмазов, параметр D510/D800 составляет меньше 1,1 отн. ед. (поле 3).

Таким образом, можно сказать, что параметр отношений оптической плотности полос поглощения ионов Cr^{3+} и Fe^{2+} в спектрах гранатов является важным поисковым признаком. Его можно использовать для обнаружения россыпных и коренных алмазов. Данная методика была спробирована на небольшой площади и требует дополнительного более детального изучения.

Литература

1. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М: Недра, 2001.
2. Милашев В.А. Кимберлиты и глубинная геология. – Л.: Недра, 1990. – 167 с.
3. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. – Киев: Наукова думка, 1976. – 286 с.
4. Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. – М.: Недра, 1984. – 195с.
5. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Под ред.акад. В.С.Соболева.– М.:Недра, 1976.–324 с.

НАХОДКИ ГЛЕНДОНИТОВ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИОБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н.И. Потапова

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

Палеонтологические находки помогают в реконструкции условий осадкообразования, но встречаются и минералогические индикаторы геохимической среды их образования и, в частности, глендониты (Kemper & Schmitz, 1981). В нижнемеловых отложениях Приобского месторождения были обнаружены своеобразные карбонатные стяжения звездчатой конфигурации, которые при детальном изучении оказались глендонитами.

Глендониты представляют собой псевдоморфозы кальцита по кристаллам (и сросткам кристаллов) какого-то неизвестного минерала, имеющего предположительно моноклинную (а не тригональную, как это свойственно кальциту) сингонию. Внутреннее строение этих образований – зернистое, напоминает гранулярную структуру.

Есть предположения, что исходными минералами, ответственными за форму "кристаллов" глендонита, могли быть икаит $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, гейлосит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ или глауберит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Гексагональный, тетрагональный облик некоторых "кристаллов" глендонита позволяет подозревать в качестве первичного минерала также моногидрокарбонат $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или тунисит $\text{NaHCa}_2\text{Al}_4[(\text{OH})_{10}(\text{CO}_3)_4]$. Неясен и процесс, обуславливающий разрушение исходного минерала, замещаемого кальцитом. Принято считать, что первичный (исходный) для глендонита минерал накапливался в определенной климатической и фациальной обстановках, в условиях низких донных температур [3].



Рис. 1. Фотоснимок глендонита в дневном свете

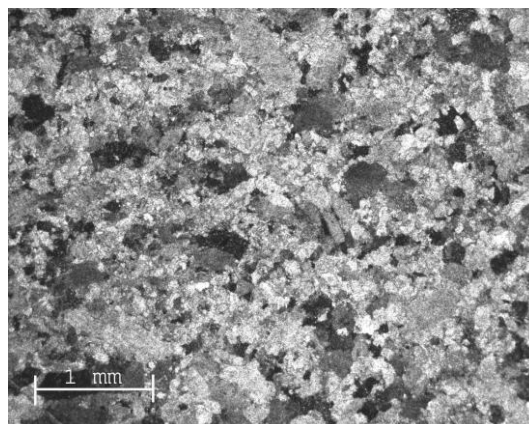


Рис. 2. Фотоснимок шлифа, николи скрещены

Глендониты встречаются в толще морских отложений мощностью около 6 м. Породы, где обнаружены данные минеральные образования, представлены песчаником светло-серым с буроватым оттенком, среднезернистым, крепко сцементированным, слоистым, однородным с тонкими прослоями (мощностью до 1,5 см) темно-серого аргиллита. Слоистость субгоризонтальная. Эти отложения бедны органическими остатками.

Обнаруженные глендониты (рис. 1) представлены в виде изометричных агрегатов многочисленных индивидов. Размеры колеблются от 0,5 до 3...3,5 см, наиболее обычны удлиненные псевдопирамидальные формы. В поперечном сечении они дают ромбические очертания. Ребра глендонитов искривлены и зазубрены, а углы между гранями сильно сглажены вследствие процессов растворения. Привершинные углы пирамидальных граней изменяются в пределах $40 \dots 50^\circ$, а острые обычно близки к 70° . Более детально морфологию этих образований планируется изучить с помощью рентгеновской томографии.

В строении глендонитов установлено наличие двух микроструктурных типов выделений кальцита (рис. 2).

Первый тип. Наиболее широко распространены образования, напоминающие рисовые зерна или удлиненные гранулы. При увеличении видно, что эти гранулы состоят из отдельных волокон, плотно упакованных в пучки. На поперечном срезе пучки округлые или угловатые с отчетливо проявляющимся концентрическим строением. Размеры их по длинной оси составляют 0,4...0,5 мм.

Второй тип. Шарообразные выделения и разнообразные их сращения типа гантелей, иногда крестообразно сросшихся, частично или полностью слившихся шаров, которые не встречаются в виде отдельных шаров. На срезе шаров отчетливо видна радиальная структура. Размер шаров колеблется от 0,12 до 0,25 мм.

Более детальное изучение внутреннего строения необходимо для определения не только морфологии, но и для уточнения генезиса данных образований. В настоящее время принято считать, что звездноподобные агрегаты кристаллов образуются чаще всего в переохлажденной морской воде — «cold salinity currents», или в верхних слоях морского дна (Kemper & Schmitz, 1981).

Многие палеонтологические признаки указывают, что в обеих полярных областях в течение меловой эпохи располагались пояса, сходные с современным умеренным гумидным климатом. Настоящие ледниковые отложения мелового периода, а также следы многолетней мерзлоты здесь нигде не обнаружены, а эпизодическое формирование ледово-морских отложений свидетельствует не об оледенениях, как иногда думают, а о кратковременных похолоданиях, приводивших к сезонным и локальным замерзаниям арктических морей [1]. Подобно редким находкам ледово-морских отложений они подчеркивают преобладание умеренного климата в меловых арктических морях (Н.М Чумакова, 1997). Такой вывод хорошо согласуется с мнением палеонтологов о том, что моря северного высокоширотного пояса были в мелу населены сравнительно теплолюбивыми моллюсками.

С учетом степени уплотнения и состава пород, находящихся на глубине 2400...2600 м первоначальная мощность осадка была как минимум в 2 раза больше. Таким образом, длительность периода похолодания климата в районе Широкого Приобья могла быть весьма продолжительной. Возможно, этим и обусловлена малочисленность остатков макрофауны — редкие отпечатки аммонитов и не идентифицированных раковин.

Однако это еще не значит, что низкие температуры — единственный или основной фактор проявления такой своеобразной карбонатной минерализации в терригенных отложениях. Уточнение генезиса глендонитов позволит снять имеющиеся противоречия.

Литература

1. Девятков В.П. Стратиграфия и палеогеография нефтегазоносных нижнесреднеюрских отложений Сибири // Дисс.... докт. геол.-мин. наук. — Томск, 2000.
2. Kempler E. Glendonite — Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus england, B. M.: Glendonites, their origins and description // The Mineral Record. The Mineral Record.—1976.—7 (2). — 1976.
3. Краевая Т.С., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Морфологические типы геннойш в кайнозойских толщах Камчатки и их возможное климатостратиграфическое значение // Литология и полезные ископаемые.— 1987.—№6.— С.131—135.

ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ РОССЫПИ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ

Е.В. Селиванова

Научный руководитель старший преподаватель Л.В. Штефан
Белорусский государственный университет, г. Минск, Беларусь

Перспективность южной части территории Республики Беларусь на поиски полиминеральных россыпных месторождений, связанных с кайнозойскими отложениями морского и озерно-аллювиального генезиса, была отмечена исследователями еще во второй половине прошлого столетия (А.Я.Зингерман, В.Н.Вишневецкий, В.Г.Макаров и др.). Однако геологические работы по этой тематике проводились или попутно, или с нарушением стадийности проведения работ. По различным методикам проводилось опробование, обработка и минералогический анализ горных пород. Следует отметить, что низкий выход зерна по песчаным отложениям, являющимся основным объектом изучения при проведении поисковых работ на россыпи, не позволил получить достоверные результаты при проведении опробования предполагаемых продуктивных толщ. Систематизация полученных результатов различными исследователями сводилась к выделению обширных "перспективных" площадей и низкоконтрастных аномалий. Следует определить, какие содержания рудных минералов, мощность продуктивной толщи и её площадь позволят нам отнести данное скопление минералов к месторождению полезных ископаемых (в данном случае применимы синонимы — россыпное месторождение, россыпное поле или россыпь). Основываясь на принципе подобия погребенных прибрежно-морских россыпных полиминеральных месторождений Западной Сибири в отложениях палеогена, подготовленных к разработке методом скважинной гидродобычи, с прогнозируемыми месторождениями на территории юга Республики Беларусь, к ним можно применить следующие оценочные параметры: средние содержания суммы рудных минералов 25...35 кг/м³, мощность рудной толщи 3...6 м, площадь — 5...10 км².

Термин "проявление" предполагается применять для обозначения повышенных концентраций рудных минералов, превышающих минимально аномальные значения в единичных пробах.

Данная площадь отнесена к Южно-Белорусской россыпной провинции, на которой проводится поисковое бурение. Она приурочена к Южной россыпной зоне в северном обрамлении Украинского щита. Территория сочленения Полесской седловины с Ратновским горстом, на которой проводится локальный прогноз перспективных площадей, находится в Западной россыпной зоне.

Важным условием при поисках погребенных морских полиминеральных россыпей является соблюдение стадийности проведения работ. В сложившихся условиях различной геологической изученности территории юга Беларуси оптимальным вариантом является проведение поисковых работ в три этапа.

1. Локальный прогноз перспективных территорий в рамках россыпных районов по материалам региональных геологических работ различного масштаба с оценкой ресурсов по категории P₃.

2. Поисковые работы масштаба 1: 25 000 на отдельных россыпных узлах с выделением россыпных полей и подсчета ресурсов по категории P₂.

3. Поисково-оценочные работы на россыпных полях с выделением отдельных залежей (участков) и подсчетом ресурсов в контурах месторождений по категории P₁.

В результате были выделены четыре перспективные площади, соответствующие рангу россыпных узлов для постановки поискового бурения. Перспективность данных площадей связывалась с песчано-алевритовыми отложениями бучакской, киевской и харьковской свит палеогена. Основанием для их выделения явился ряд геологических, структурных факторов и прямых поисковых данных.

Изучался гранулометрический состав песков, позволивший рассчитать коэффициент сортировки, размер зерен, коэффициент глинистости и другие параметры, являющиеся важными признаками при проведении поисковых работ на россыпи.

В пределах перспективных площадей выделены ореолы аномально повышенных рудных концентраций, связанных, в основном, с отложениями харьковской свиты верхнего палеогена. Кроме ильменита, рутила, циркона, лейкоксена присутствуют другие ценные минералы: монацит, дистен, силлиманит. Они представляют большой практический интерес как источник редкоземельных элементов и глиноземного сырья.

Ильменит – железо-черного, буро-черного цвета, форма зерен обломочная, уплощенно-вытянутая, толстотаблитчатая до пластинчатой, реже округлая. В обломках видны элементы кристаллов ромбоэдрического облика. Зерна угловатые, так как из-за высокой твердости ильменита они плохо поддаются окатыванию и часто сохраняют характерную ступенчатую или ямчатую скульптуру поверхности зерен. Хорошо окатанных зерен мало; излом зерен ильменита неровный или раковистый, блеск металлический. Поверхность зерен часто бывает матовой и тусклой. Нередко встречаются зерна ильменита, по которым в углублениях или по поверхности развивается лейкоксен.

Циркон – один из наиболее обычных минералов россыпей с высокой химической и абразивной стойкостью, различный по цвету: бесцветный, розовый, светло-коричневый и коричневый. Зерна с кристаллической формой имеют различный облик – дипирамидально-призматический, призматический, изометрический, дипирамидальный. Часто грани этих кристаллов бывают искривлены, ребра между ними закруглены и зерна имеют шаровидные и цилиндрические очертания. Поверхность гладкая и блестящая. В основном, этот минерал прозрачен, имеет сильный алмазный блеск, но встречаются зерна с большим количеством включений и трещин, что делает их непрозрачными, а иногда и с зональной окраской. Редко встречаются двойники.

Рутил – чаще всего встречается черный, а реже вишневым, красно-бурый, буровато-желтый и редко оранжевый. Самая популярная его форма – удлиненно-призматическая или столбчатая с дипирамидальными вершинками, реже шаровидная и эллипсоидная, а также обломочная. Призматические зерна, как правило, имеют много граней, в результате чего кристаллы в поперечном сечении имеют псевдоокруглые очертания. Поверхность рутила бывает как гладкая с сильным алмазным блеском, так и ямчатая или шероховатая матовая. Некоторые грани зерен покрыты вертикальной штриховкой, встречаются коленчатые двойники. Рутил черного цвета непрозрачен, а остальных цветов просвечивает.

Гранаты – светло-розового цвета, редко с красноватым оттенком и с сильным стекляннным блеском. Формы зерен обломочные с редко частично сохранившимися кристаллографическими гранями. Встречаются округлые (шаровидные) формы. Основная часть гранатов имеет обломочный облик. Зерна полуокатанные прозрачные, но часто разбиты трещинами, по которым развиты гидроокислы железа.

Турмалин – коричневого цвета, формы призматические, в поперечном сечении округлые и шаровидные. Хорошо окатан, прозрачен.

Дистен – бесцветный, редко с зеленоватыми пятнами. Формы – уплощенные вытянутые призмы, хорошо окатанные, так как все углы сглажены или овальные. Разбит трещинками, спайность видна в двух направлениях. Иногда содержит включения черного рудного минерала, прозрачен.

Пирит – латунно-желтого цвета. Формы его – округлые комочки или округлые палочки, состоящие из тонкозернистых кристаллических сростков. Блеск тусклый металлический, его поверхность затронута процессами окисления.

Монацит – имеет коричневый или светло-бурый цвет. С поверхности и по трещинкам он неравномерно окрашен красно-бурыми, черными скоплениями вторичных продуктов (возможно, гидроокислами железа, тория или редкоземельными элементами). Блеск у зерен жирный или смолистый. Прозрачен или просвечивает. Основная форма выделений яйцевидная или эллипсоидальная и обязательно уплощенная. Монацит хрупок, раздавливается легко.

Лейкоксен – продукт разложения ильменита и других титановых минералов. Скрытокристаллический. Встречается в виде неправильных и в разной степени окатанных зерен. Цвет в шлихах различный – белесоватый, кремово-желтый, серовато-коричневый, бурый, серый. Окатанные зерна его имеют гладкую, глянцевиую реже шероховатую и матовую поверхность. Блеск у него соответственно жирный или матовый. Нередко встречаются псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту.

Изучаемая толща пород относится к терригенной глауконитовой фосфоритоносной формации осадочного чехла Pg_{2-3} , в составе которой присутствуют отложения бучакской, киевской и харьковской свит палеогена, и к терригенной сероцветной угленосной ($Pg_3 - N_2$) формации с отложениями страдубской, бриневской и антопольской свит. Перекрываются породы этих формаций чехлом четвертичных образований.

Основываясь на литолого-фациальном анализе, палеогеографических и геотектонических особенностях района исследований, изучении рудной минерализации осадочных толщ, удалось установить рудовмещающие отложения и рудоконтролирующие структуры, к которым приурочены скопления минералов титана и циркония.

Наиболее продуктивной толщей с титан-циркониевой минерализацией, установленной в результате поисковых работ, оказалась верхняя песчаная пачка харьковской свиты, которая и является рудовмещающей. Отложения рудовмещающей толщи распространены практически повсеместно, отсутствуя лишь в сводовых частях локальных поднятий, на приподнятых участках склонов Украинского кристаллического щита и в долинах эрозионного постпалеогенового размыва. Образованы отложения этой толщи в условиях постоянно регрессирующего палеогенового моря. Они представлены песком тонко-мелкозернистым глауконитово-кварцевым, в нижней части разреза более глинистым, алевритистым. Породы большой мощности (30...40 м) отложились в глубоководных частях харьковского палеобассейна, а малой (1...15 м) – в пределах локальных поднятий и прибрежной зоны мелководного шельфа вдоль склонов Украинского кристаллического щита.

Исходным материалом песчаной пачки являлись киевские пески и алевриты. Дополнительным источником кластического материала являлись отложения харьковской свиты, которые в сводовых частях локальных поднятий при

регрессии моря образовали острова, впоследствии эродированные, а материал, обогащенный рудными минералами за счет прибрежной гидродинамической сепарации, впоследствии был переотложен на склонах и у подножий этих поднятий. Этим объясняется происхождение скоплений рудных минералов у подножий локальных поднятий, в сводовых частях которых полностью или частично отсутствует данная толща. Этот механизм образования россыпей реализован и в прибрежно-морской зоне мелководного шельфа вдоль северного обрамления Украинского щита. Приподнятые участки допалеогеновой поверхности, в бучакское время бывшие берегом, а в киевское – мелководным шельфом, на определенном этапе регрессии палеогенового палеобассейна в харьковское время оказались в прибрежно-морских условиях, благоприятных для образования россыпей пляжевого типа. Образовавшиеся в этих условиях пляжевые россыпи впоследствии при абразии берегов, вызванной периодическим изменением гидродинамического режима палеобассейна, многократно переотлагались в зоне мелководного шельфа, образовав россыпи новой генерации, которые контролируются береговой линией харьковского палеобассейна. Трудность обнаружения такой береговой линии заключается в том, что она постоянно смещалась в результате морской регрессии и ее характерные признаки – пляжевые отложения были эродированы. Однако на определенном этапе развития харьковского палеобассейна его береговая линия совпадала с береговой линией бучакского времени, которая совпадает с контуром распространения бучакских отложений, выделенных на основании данных поискового бурения и скважин прежних лет. Эта граница между мелководной и более глубоководной частями харьковского палеобассейна, в свое время ставшая береговой линией, существовала наиболее длительный период и контролировала образование россыпей.

Данная гипотеза является основной, объясняющей природу образования россыпей в районе исследований, позволяющей определить их генетический тип как переотложенные прибрежно-морские россыпи дальнего переноса, и выделить наиболее благоприятные участки для образования полиминеральных россыпей.

В результате поисковых работ были выделены площади с аномально высокими содержаниями рудных минералов в ранге россыпных полей.

Литература

1. Бордон В.Е., Матрунчик Л.И. Геохимическая зональность платформенного чехла Белоруссии.– Мн.: Наука и техника.– 1990.
2. Рихванов Л.П., Кропанин С.С., Бабенко С.А. и др. Циркон-ильменитовые россыпные месторождения как потенциальный источник развития Западно-Сибирского региона. – Кемерово. – 2001.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ МИНЕРАЛОВ ПЕРМСКО-РАННЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО БАСЕЙНА И СОВРЕМЕННЫХ РЕЧНЫХ СИСТЕМ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.В. Солобоева

Научный руководитель профессор М.М. Буслев

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Данная работа проводится автором в рамках совместного проекта Объединенного Института Геологии, Геофизики и Минералогии СО РАН и Кембриджского университета, направленного на изучение Западно-Сибирского бассейна. Работа основана на материале, полученном в результате проведенных в 2004 году полевых работ на территории Кузбасса. Нами были отобраны образцы пермско-раннемеловых отложений Кузнецкого бассейна, отложений современных речных систем (Обь, Чумыш, Катунь, Бия, Томь и Ангара), а также образцы пород горного обрамления бассейна (Салаир, Кузнецкий Алатау, Горная Шория). Геология Кузнецкого бассейна, в особенности аспекты его структуры и пермско-мезозойская стратиграфия, является ключом для понимания региональной эволюции Западно-Сибирского бассейна, его развития и деформаций.

Задача, поставленная перед автором, сводится к сравнению тяжелой фракции минералов пермско-раннемеловых отложений Кузнецкого бассейна с тяжелой фракцией минералов современных речных систем юга Западной Сибири. Набор тяжелых минералов является чувствительным индикатором источника сноса осадка. Многие минеральные виды обладают ограниченным парагенезисом, что позволяет судить о минералогическом составе области сноса. Различия в наборе тяжелых минералов позволяют выделять песчаные тела, разными путями доставленные из разных источников. Стратиграфические изменения в составе ассоциации тяжелых минералов являются основой для корреляции, независимой от традиционных биостратиграфических методов или корреляции по скважинам. Таким образом, поставленная задача способствует решению более глобальных проблем, связанных с реконструкцией геодинамики формирования мезозойского Кузнецкого бассейна.

Необходимо отметить, что подобные исследования для данного региона проводятся впервые. Несмотря на высокую степень геологической изученности района, связанной с многолетними геологоразведочными работами по поискам и разведке месторождений каменного угля и с нефтепоисковыми работами в 50-е годы, применение современных методов исследования может помочь более детально разобраться с историей развития бассейна, условиями и геодинамическими обстановками его образования.

Состав ассоциации тяжелых минералов определяется не только минералогическим составом исходных пород. Необходимо учитывать процессы, воздействие которых может привести к высокой степени гетерогенности ассоциаций, доставленных из одного источника. Оценка таких факторов является необходимым условием при установлении источника сноса осадочного материала и корреляции. Наиболее значимое воздействие на ассоциацию тяжелых минералов оказывают гидродинамика и диагенез при погружении. Гидродинамические процессы оказывают сильное влияние на соотношение минералов с разными гидравлическими свойствами, определяющимися размерами зерен, плотностью и формой. Диагенез способствует выборочному перемещению нестабильных минералов за счет циркуляции поровых вод повышенной температуры. Также необходимо учитывать влияние выветривания и абразии [4].

Для того, чтобы минимизировать воздействие этих факторов, в расчет брались устойчивые минералы со схожими плотностями, так как изменение гидравлических условий в процессе седиментации и диагенез не влияют на их соотношения [3]. Лучше всего характеристики источника сноса описываются следующими соотношениями минералов:

апатит: турмалин, гранат-циркон, рутил-циркон, монацит-циркон и хромшпинель-циркон. Эти отношения выражаются индексами ATi, GZi, RuZi, MZi, CZi.

Информацию об источнике сноса также можно получить анализом соотношения минералов одной группы. Нами уже получены результаты микросондового анализа гранатов, турмалинов и клинопироксенов из множества образцов.

Соотношения тяжелых минералов были оценены путем подсчета 200 непрозрачных детритовых зерен [1]. Распознавание проводилось на основе оптических свойств [2]. Также была проведена количественная оценка других компонентов, таких как диагенетические минералы, непрозрачные минералы и слюды. Отношения минералов, несущих информацию об источнике, были оценены при помощи ленточного метода подсчета, для которого идеальным количеством подсчитанных зерен является 200, хотя это и не всегда возможно, учитывая редкость некоторых минеральных фаз или недостаточный объем проб.

Исходя из полученных данных, уже сейчас можно выделить пять возможных источников осадочного материала, характеризующего пермско-раннемеловую стратиграфию Кузнецкого бассейна: базальты; фельзиты; высоко метаморфизованные породы и/или чарнокиты; метаосадочные породы, включая породы амфиболитовой фации, а также сильно метаморфизованные породы или граниты с повышенным содержанием алюминия; слабо метаморфизованные основные породы. Такое разнообразие отображает смену преобладающей области сноса материала во времени, что связано с тектоническими событиями на границах Западно-Сибирского бассейна, в Алтайской и Трансбайкальской областях, с изменением конфигурации бассейна и системы стока.

Литература

1. Galehouse, J.S. Point-counting // Procedures in Sedimentary Petrology. – New-York: Wiley-Interscience, 1997. – P. 385-407.
2. Mange M.A. & Maurer H.F.W. Heavy Minerals in Colour. – London: Chapman & Hall, 1992.
3. Morton A.C. & Hallsworth C.R. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // Sediment. Geol. – 1994. – V. 90. – P. 241-256.
4. Morton A.C. & Hallsworth C.R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones // Sediment. Geol. – 1999. – V. 124. – P. 3-29.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-МАЛОБАЛЫКСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К.А. Удод

Научный руководитель доцент Н.Ф. Столбова
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Цель работы: дать петролого-геохимическую оценку нефтегазоносности юрских отложений Западно-Малобалыкского месторождения. Для этой цели поставлены задачи: исследовать литологические, петрографические и геохимические особенности пород.

Актуальность работы определяется тем, что по состоянию на 2004 год в пределах исследуемого месторождения по основным нефтеносным объектам – пластам ачимовской толщи - запасы нефти, резко сократились (на 83 % по сравнению с утвержденными ГКЗ). Возникла проблема прироста нефтяных ресурсов за счет залегающих ниже горизонтов юры.

Работа проводилась в коллективе петролого-геохимической лаборатории ИГНД ТПУ, которая проводила комплексные исследования отложений Западно-Малобалыкского месторождения. Мною был рассмотрен и изучен материал по четырем глубоким скважинам, которые были пробурены для прогнозной оценки нижезалегающих горизонтов юрских отложений. Это скважины 31, 32, 44, 45.

В ходе работы были проведены детальные литологические исследования керн, отобранного из юрских отложений всех скважин (654 м). Было произведено фотографирование керн и дано макроскопическое его описание. Для дальнейших исследований были отобраны образцы пород (386 шт.) в них описаны текстурно-структурные особенности, компонентный и минеральный состав. В результате была построена литологическая колонка. Помимо литологических исследований были проведены геохимические анализы, по результатам которых были построены литогеохимические разрезы.

Геохимические исследования базировались на изучении закономерностей концентрации и особенностей распределения урана и глинозема в ассоциациях нефтегазоносных отложений. Эти элементы отличаются высокой информативностью. Они имеют высокое кларковое содержание в породах и обладают тесной связью с процессами литогенеза, эпигенеза и миграцией УВ.

С учетом литогеохимических данных были отобраны образцы для изготовления петрографических шлифов. Места отбор шлифов привязаны к аномалиям с наиболее контрастными величинам U/Al_2O_3 . Изготовленные шлифы (25 штук) отражают интенсивное проявление процессов наложенного эпигенеза, позволяют фиксировать в породе проявление новообразованных минералов, перераспределение вещества в ходе преобразования пород, изменение их текстурно-структурных особенностей.

В результате выполненных исследований дана литолого-фациальная характеристика разрезов, выделены нефтематеринские породы, зоны флюидомиграции и породы-коллекторы.

Методика работы и интерпретация полученных материалов ориентирована на использование нетрадиционной флюидодинамической модели нефтеобразования. Последняя базируется на свойстве осадочных пород в процессе литогенеза, динамических и флюидомиграционных процессов изменять свои свойства, в том числе петрофизические.

Западно-Малобалыкское нефтяное месторождение расположено в ХМАО, на южном окончании Среднеобского геоблока. Промышленная нефтеносность на месторождении установлена в 1985 году в нефтеносных пластах: АС4, БС2-3, БС8 и наиболее значительная в ачимовской пачке.

Юрские отложения отнесены к породам средней и верхней юры - тюменской, васюганской, баженовской свитам. Отложения представлены обломочными и глинистыми породами. Породы переслаиваются в различных количественных пропорциях. Текстурно-структурные признаки и особенности состава пород свидетельствуют о

разнообразии условий их формирования на стадиях седиментогенеза и диагенеза, а также на стадиях преобразования пород - на стадиях катагенеза, метагенеза и наложенного эпигенеза.

Анализ фациальных обстановок формирования отложений на этапе погружения осадочного бассейна, указывает на преобладающую роль морских и переходных палеоландшафтных обстановок, в частности таких, как фашии лагун и лиманов, дельт и мелководных морских обстановок.

Для разреза скважины 31 более характерны морские, прибрежно-морские обстановки, которые не особенно благоприятны для миграции УВ и формирования пород-коллекторов. Здесь наиболее проявлена горизонтальная слоистость. Отмечаются так же участки, характеризующие переходные фашиальные обстановки, распространенные в средней части разреза, в которых отложения представлены чередованием мощных толщ песчаников с небольшими по мощности глинистыми породами.

В разрезе скважины 32 среди фашиальных обстановок преобладают переходные – лагуны, лиманы, и дельты, которые наиболее благоприятны для формирования седиментационных пород-коллекторов. В породах этих фашии отмечено чередование параллельно-слоистых и однородных текстур с элементами неясной слоистости, проявление линзовидной слоистости, тяготеющей больше к верхней части разреза. Местами проявлена косая и волнистая слоистость. В верхней части разреза появляются текстуры взмучивания. Отложения представлены чередованием мощных толщ песчаников. Небольшими участками среди них отмечаются прослои алевролитов, благоприятных для формирования седиментационных пород-коллекторов.

В разрезе скважин 44 и 45 преобладают морские, мелководные фашиальные обстановки. На небольших участках разреза выявлены переходные фашии – лагуны, лиманов, и дельт. Для отложений наиболее характерна горизонтальная слоистость. Проявляется так же небольшими участками однородные текстуры с элементами ясной и ленточной слоистости. Отложения сложены преимущественно песчаниками с алевро-глинистыми породами. Отмечается трещиноватость. В целом разрезы скважин 44, 45 менее представительны по наличию седиментационных пород-коллекторов.

Отложения баженской свиты, представленные в разрезах изучаемых скважин характеризуются, как кремнисто-глинистые, с характерной для них горизонтальной, тонкой и параллельной слоистостью. Для них обычны морские, мелководные фашиальные обстановки формирования.

Геохимические исследования осуществлялись методом запаздывающих нейтронов на установке МЗН-1М на Томском исследовательском ядерном реакторе. При этом рассчитывались величины концентраций урана и глинозема, которые позволили оценить величину привноса-выноса урана относительно слабодвижного компонента глинозема. Отрицательные значения свободного урана, то есть его выноса из породы, связаны, как правило, или с процессом диагенезом осадка, или с проявлением углекислотного метасоматоза. Положительные его величины связаны с процессами, которые приводят к образованию керогена типа II или ураноносных битумов в резковосстановительной и восстановительных средах литогенеза.

Для пород баженской свиты характерна резковосстановительные геохимические фашии диагенеза. Выявилось приблизительно равное и очень высокое содержание урана в интервале 2900-2960м. это говорит о том, что кремнисто-глинистые, плотные породы баженской свиты обогащены углеродистым веществом – ураноносным керогеном типа II и являются нефтематеринскими отложениями во всех скважинах. Не исключено так же и то, что благодаря повышенной плотности они могли быть флюидоупорами для мигрирующих снизу углеводородов.

В различных интервалах разреза геохимические фашии диагенеза, изменяются от окислительных, до восстановительных. Обычно там, где проявляется окислительная среда диагенеза осадков, наблюдаются и отрицательные аномалии U/Al_2O_3 . Это свидетельствует о выносе урана и других элементов, в зонах разуплотнения седиментационных пород-коллекторов, улучшенных постседиментационными процессами. Петрографически они уточняются по результатам детального структурно-текстурного и минералогического анализа зон новообразованных метасоматитов.

Анализ особенностей проявления в разрезах U/Al_2O_3 показал, что отрицательные аномалии U/Al_2O_3 наиболее проявлены в скважине 32, здесь отмечаются четыре интервала их проявления с толщинами ~ 10 метров каждый. Это дает возможность говорить о том, что уран выносился флюидами. Формировались породы с высокой пористостью и проницаемостью.

При петрографическом изучении пород разреза и отрицательных аномалий по U/Al_2O_3 скважины 31 выделены следующие главные особенности: дислоцированность, повышенная пористость, битуминозность, минеральные преобразования. Так песчаники дислоцированы, пористы. Кварц раздроблен, полевые шпаты замещены глинистыми минералами. Глинистые породы пиритизированы и гидрослюдизированы.

В скважине 32 породы, представленные в петрографических шлифах относятся к песчаникам, с крупными порами-кавернами и пустотами выноса петрогенных компонентов. Обломочные зерна полевых шпатов серицитизированы и каоцитизированы, кварц раздроблен и частично перекристаллизован. Поры в породах крупные, местами они гораздо больше межблочных промежутков и достигают 0,5-1 мм. Конфигурации пор неправильные, зазубренные. Даже аргиллиты обнаруживают пористость и трещиноватость.

При микроизучении пород в 45 скважине также обнаруживаются своеобразные особенности: песчаники имеют преимущественно плотные, однородные текстуры; встречаются единичные поры и трещины между обломками; состав обломочного материала кварц-полевошпатовый; полевые шпаты изменены карбонатизацией и гидрослюдизацией.

Комплексный анализ результатов изучения юрских отложений позволил сделать ряд важных выводов.

Анализ фашиальных обстановок формирования вскрытых юрских отложений указывает на преобладающую роль морских и переходных палеоландшафтных обстановок- лагун и лиманов, дельт и мелководных участков моря. Породы дельт, как наиболее благоприятные для формирования пород-коллекторов, чаще проявились в разрезе юрских отложений, вскрытых скважиной 32.

Детальное петрографическое изучение пород в разрезах позволило выделить следующие общие особенности слагающих их обломочных и глинистых пород.

Обломочные породы отнесены к песчаникам, преимущественно мелкозернистым, и алевролитам полевошпатово-кварцевого состава. Породы характеризуются средней и хорошей сортированностью обломочного

материала и различной его окатанностью. Цемент пород представлен карбонатным, кремнистым и глинистым материалом.

Глинистые породы каолиново-гидролюдистые с хлоритом и биотитом, с примесью алевритового материала и захороненного ОВ. Захороненное ОВ представлено углефицированными остатками растительного детрита и разложившегося ОВ.

Микроскопическое изучение минерального и компонентного состава пород, а также их микротекстурных и микроструктурных особенностей, позволило сделать следующие, наиболее общие и важные выводы.

Текстурно-структурные и минеральные изменения наиболее интенсивно проявились в породах скважины 32. Они относятся к стадии наложенного эпигенеза выразились в дислокациях пород, в гидролюдизации, обильной карбонатизации пород, регенерации кварца и полевых шпатов, а также выносе петрогенных компонентов и формировании новообразованного пустотного пространства. Поры имеют сложную, трещинно-поровую морфологию, их проявление повышает фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов.

Анализ проявления в разрезах скважин U/Al_2O_3 позволил сделать вывод о степени влияния постседиментационных процессов на ФЕС пород коллекторов, о их месте проявления. Максимальные по интенсивности отрицательные литогеохимические аномалии, соответствующие участкам разуплотнения пород и миграции флюидов, в том числе с УВ, их наиболее широкое развитие проявлены в скважине 32, в интервалах 2935-2945м, 2995-3005м, 3010-3020м, 3090-3100м. И именно здесь получены первые притоки нефти.

На основе комплексного анализа разрезов скважин 45, 44, 32 и 31П с использованием литолого-петрографических и минералого-геохимических методов исследования наиболее перспективной на нефтегазоносность на Западно-Малобалыкском месторождении являются отложения, вскрытые скважиной 32, которая расположена в восточной части месторождения. Разрезы других изученных скважин также представляют интерес, но они менее перспективны с позиции их нефтегазоносности.

ЛИТОЛОГО–ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕГИОНСКОЙ СВИТЫ ЯРАЙНЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ (ЯМАЛО–НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

О.О. Ураев

Научный руководитель доцент В.Н. Устинова
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Ярайнерское месторождение расположено в бассейне рек Еты–Пур и Ернал–Чабей–Пур, на северном склоне Сибирских увалов, в Пурпейском районе Ямало–Ненецкого автономного округа Тюменской области в 150 км от г. Ноябрьск, территория представляет собой плоско–волнистую равнину, слабо наклоненную к северу. Месторождение приурочено к Ярайнерскому куполовидному поднятию, на северном склоне Тагринского мегавала. Куполовидное поднятие осложнено двумя локальными поднятиями – Северным и Южным (наиболее высоким является северный купол, он выше на 60 м); вследствие кулисообразного сочленения локальных поднятий структура имеет северо–западное простирание [4]. Анализ интервала нефтегазоносного разреза от ранней юры до позднего мела свидетельствует о формировании осадочных толщ в пределах Ярайнерского куполовидного поднятия в условиях локальной палеодепрессии, осложняющей склон Ампутинского мегапрогиба. В Надым–Пурпейском районе изученность отложений мегиионской свиты самая высокая на севере Западной Сибири. Это связано с открытием здесь крупных газоконденсатных и нефтяных залежей в ачимовской толще. Несмотря на значительный объем информации, на сегодняшний день нет единого мнения о геологическом строении этих отложений. Особого внимания заслуживает эволюция представлений об условиях осадконакопления в берриас–валанжинское время. По мере увеличения изученности этого стратиграфического диапазона менялись представления о типе формации, характере взаимоотношения коллекторов и покрышек в нефтегазоносном комплексе. Геологические модели формирования ачимовских отложений включают две основные группы [1]: 1) с преобладанием русловых, дельтовых и авандельтовых условий осадконакопления; 2) с преобладанием морских условий осадконакопления.

Для уточнения условий осадконакопления в ачимовских отложениях Ярайнерского месторождения автором были использованы фактический материал электрокаротажа по двум скважинам 14Р, 28Р, керновый материал по скважине 5222 из интервалов 2297...2304 м, 2538...2556 м, 2721...2729 м в количестве девяти образцов керна и изготовленные из них шлифы. Исследования обстановки осадконакопления были основаны на работах В.С. Муромцева, В.Б.Белозерова, Р.Ч.Сели и др. В частности, использовались их фациально–седиментационные схемы, позволяющие более объективно проводить интерпретацию фациально–седиментационных моделей продуктивных резервуаров [2]. Анализ волновой картины ачимовских отложений с сейсмостратиграфической точки зрения позволяет считать, что все кулисоперекрывающие друг друга клиноформы представляют собой один ачимовский сейсмокомплекс. Морфология слагающих сейсмокомплекс отражений существенно меняется. Анализ электрокаротажа показывает, что конусы выноса, составляющие эту толщу, сложены турбидитовыми потоками, заполнившими палеодепресссионную зону, которая располагалась на месте современного Ярайнерского поднятия. Судя по северо–западному падению клиноформ, источник сноса обломочного материала при формировании данного интервала располагался на юго–востоке. Турбидитовые потоки инициировали обвалы, и оползни рыхлого материала в верхней части склона. Турбидитовые потоки, двигаясь по понижениям дна – подводным руслам, сформировали субаквальные конусы выноса – фены, для которых характерна градационная слоистость от грубообломочных в основании до тонкодисперсных в кровле конуса и по его периферии. Различают три разновидности конусов [2]. Радиальные конусы выноса имеют веерообразную форму, локализуясь первоначально около питающего канала. Ввиду их многочисленности, они срastaются вдоль основания склона, формируя осадочные образования, параллельные склону. Внутренняя структура конусов крайне сложна. В них, наряду с продольным, существует концентрическое распределение грубо– и мелкозернистых фракций. Дистальные, вниз по конусу, турбидиты становятся все более мелкозернистыми. Вытянутые конусы выноса ориентированы перпендикулярно питающим окраинам. Несмотря на то, что данные конусы являются вытянутыми, а не концентрическими, здесь наблюдается обилие илов, а не песка, характер распределения осадков во многом аналогичен радиальным конусам.

Дельтовые конусы представляют собой субаквальную часть аллювиальных конусов выноса, которые развиваются от возвышенностей непосредственно в стоячую воду, т.е. минуя шельфы. Исходя из этого, главным условием их формирования является наличие мелководных бассейнов. Рубеж разделения области формирования принципиально отличающихся друг от друга толщ приходился на глубину бассейна 250–300 м [3]. Следовательно, можно предполагать, что при глубинах водоема, меньше указанных, основной объем концентрировался в дельтовых конусах выноса. Они по сравнению с конусами других типов в верхних частях сложены грубозернистым материалом, в то время как в нижнее обрамление конуса выноса поступал более глинистый материал. Значительные отклонения от нормальных условий накопления осадочного материала возникают здесь благодаря влиянию на осадконакопление рельефа морского дна. Наблюдаемая вследствие этого неадекватность традиционных моделей конусов выноса реальным совокупностям турбидитных фаций, предопределила введение моделей прилегания и ограничения. Первые формируются в условиях надвигания конуса выноса на препятствие (склон, антиклиналь и т.д.), вторые – по морфологии близки и к морфологии русловых отложений. Осадки приурочены к понижениям рельефа между смежными воздымающимися антиклиналями.

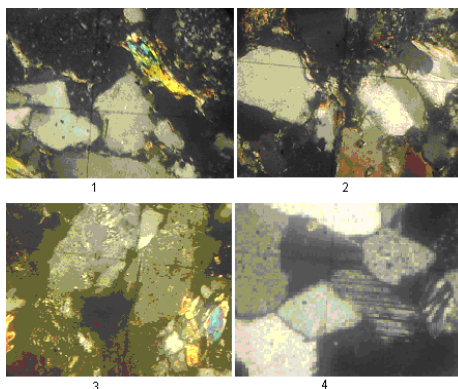


Рис. 1. Фотографии шлифов (николи +, увеличение 25)

1 – песчаник кварц-полевошпатовый мелкозернистый алевритистый с поровым карбонатно-глинистым цементом, 2 – песчаник аркозовый среднезернистый с карбонатно-глинистым поровым цементом, 3 – песчаник аркозовый среднезернистый бесцементный, 4 – песчаник аркозовый мелкозернистый алевритистый бесцементный

Изучение шлифов (рис. 1) свидетельствует о том, что в разрезе Ярайнерского месторождения в отложениях мегнионской свиты доминируют песчаники, мелко и тонкозернистые, серые, светло-серые, белые, буроватые. Участками они имеют массивную текстуру с прослоями и просечками глинистых алевролитов и аргиллитов темно-оттенков. Породы имеют выраженную субгоризонтальную пластовую отдельность, содержат углефицированный растительный детрит. Кроме того, для выделения литотипов вещественному составу в песчаниках определялось соотношение зерен кварца, полевых шпатов, обломков пород. По процентному содержанию обломков (рис.2), в разрезе преобладают аркозовые и граувакково-аркозовые песчаники. По значениям дисперсии размеров минеральных компонентов (0,3...0,001 мм) можно говорить о плохой сортировке терригенного материала по разрезу скважины и изменчивости в распределении литологических типов пород. В изучаемом разрезе скважин минеральные зерна, слагающие песчаники, отличаются плохой окатанностью, говорит о довольно быстром захоронении материала без существенного его перемыва.

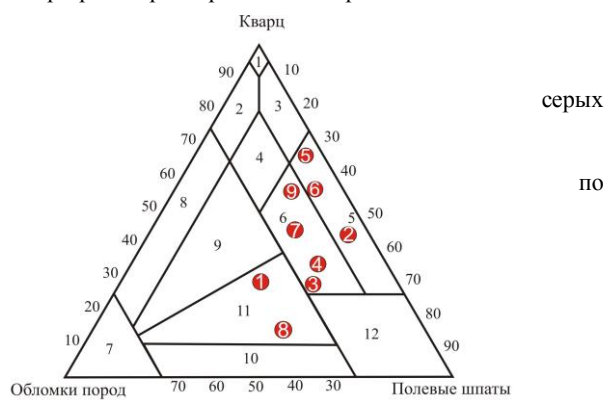


Рис. 2. Состав исследуемых песчаников на диаграмме В.Д. Шутова

Учитывая все вышеизложенное об образовании ачимовского комплекса в пределах Ярайнерского поднятия, можно предполагать, что отложения данного интервала формировались за счет турбидитовых потоков различной плотности и подводных оползней с быстрым захоронением материала, которые следует отнести к радиальному типу конусов выноса, формировавшегося в условиях надвижения его на препятствие.

Литература

1. Левинзон И.Л., Брехунцев А.М., Бородкин В.Н. Ачимовская толща – один из основных объектов стабилизации добычи углеводородного сырья на территории Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 2001. – № 1. – С. 4 – 17.
2. Белозеров В. Б., Даненберг Е. Е., Огарков А. М. Особенности строения Васюганской свиты в связи с поиском залежей нефти и газа в ловушках не антиклинального типа (Томская область) // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. – Новосибирск, 1980. – С. 101 – 111.
3. Онищук Т.М., Наумов А.Л., Веслер Л.А. Корреляция продуктивных пластов неокомских отложений в среднеобском НГО – Геология нефти и газа. – 1976. – №6. – С. 32 – 37.
4. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – 143 с.

ПЕТРОГРАФИЯ ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ КАСКЕЛЬЯВРСКОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Л.Н. Урманцева

Научный руководитель профессор О.М. Туркина
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Диорит-плагиогранитные массивы каскельяврского комплекса располагаются в пределах Центральнокольского блока и находятся между расположенными севернее метавулканитами Печенгско-Варзугской палеорифтовой структуры и позднеархейскими гнейсами и гранито-гнейсами. Крупнейшими из массивов являются Каскельяврский (120 км²) и Шуонияврский (90 км²). Массивы образованы породами двух интрузивных фаз. К I фазе относятся преобладающие кварцевые диориты, а также лейкогаббро, диориты и тоналиты, имеющие между собой постепенные переходы, и ко II фазе – гранодиориты, тоналиты и трондьемиты, которые образуют как отдельные массивы, так и дайки в кварцевых диоритах [1]. Время кристаллизации кварцевых диоритов Каскельяврского массива определено U-Pb методом по единичным зернам циркона 1950±9,5 млн. лет [2]. Возраст гранодиоритов Шуонияврского массива по данным U-Pb изучения сфенов и зональных цирконов установлен в 1939 ± 7 млн лет [3].

По минеральному и химическому составу среди исследованных пород выделены диориты, кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. Диориты и кварцевые диориты представляют собой среднезернистые породы, характеризующиеся гипидиоморфнозернистой структурой и слабогнейсовидной текстурой. Главными породообразующими минералами являются амфибол (15...30 %), биотит (5...15 %), кварц (от 5 до 15 % в кварцевых диоритах), плагиоклаз (~60 %). Соотношение Amph:Vt в диоритах 3:1, в кварцевых диоритах 2:1. В кварцевых диоритах появляется микроклин (до 5 %), образующий мелкие неправильные зерна в интерстициях. На контакте калишпата и плагиоклаза наблюдаются мирмекиты. Из аксессуарных минералов в диоритах и кварцевых диоритах наблюдаются апатит, сфен, ортит, рудный минерал.

Тоналиты представлены мелко-, среднезернистыми породами со слабогнейсовидной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. Главные породообразующие минералы представлены амфиболом (10...15 %), биотитом (15 %), кварцем (15...20 %), плагиоклазом (40...50 %). Количество микроклина увеличивается до 10 %. Из аксессуарных минералов наблюдаются сфен, апатит, ортит. Вторичные минералы, развивающиеся по плагиоклазу – сосюрит, эпидот. По биотиту развивается хлорит.

Плагиограниты представлены среднезернистыми породами с гипидиоморфнозернистой структурой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (~50 %), кварц (~25 %), микроклин (~15 %), из темноцветных минералов присутствует биотит (до 10 %). Микроклин образует мелкие и средние неправильные зерна в интерстициях. На контакте микроклина и плагиоклаза наблюдаются мирмекиты. Из аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит, ортит.

В ряду пород диориты – кварцевые диориты – тоналиты – плагиограниты количество амфибола от диоритов к тоналитам постепенно уменьшается, в плагиогранитах его нет. Количество биотита, наоборот, увеличивается, и в плагиогранитах он становится единственным темноцветным минералом. Содержание кварца в ряду растет от 5 до 25 %. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и образует удлиненные призматические кристаллы с неровными торцевыми гранями. Первичная роговая обманка замещается сине-зеленым амфиболом по трещинкам и на границах кристаллов. Биотит образует пластинчатые кристаллы, плеохроирующие от бурого до светло-желтого цвета и замещается хлоритом по трещинкам и по периферии. Плагиоклаз наблюдается в субизометрических или идиоморфных зернах. Отмечаются кристаллы с полисинтетическими двойниками. Калиевый полевой шпат представлен микроклином. Последовательность кристаллизации минералов, установленная для диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов имеет вид: Hbl+Pl→Vt→Qu→Kfsp, а для плагиогранитов: Vt→Pl→Qu→Kfsp.

Содержание SiO₂ в исследуемых породах варьирует от 55 до 73 %, что соответствует ряду от диоритов до лейкоплагиогранитов. По содержанию щелочей (Na₂O+K₂O) породы относятся к нормальному ряду с преобладанием Na₂O над K₂O. С ростом содержания SiO₂ уменьшаются концентрации Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, тогда как содержание Na₂O и K₂O увеличивается. Количество Al₂O₃ остается практически неизменным (рис. 1). На нормативной диаграмме Ab-An-Or породы каскельяврского комплекса смещены преимущественно в поле тоналитов из-за повышенного содержания Na₂O (рис. 2).

Вариации в содержании петрогенных элементов и породообразующих минералов, последовательность кристаллизации минеральных фаз позволяют предположить, что ряд пород диориты – кварцевые диориты – тоналиты – плагиограниты мог образоваться в результате дифференциации одного первичного расплава при фракционировании главным образом роговой обманки и плагиоклаза. Для проверки модели кристаллизационной дифференциации были проведены расчеты, позволяющие оценить количественное соотношение остаточного расплава и кристаллизата, состав кристаллизата, а также количества кристаллизующихся минеральных фаз при заданном химическом составе начального и конечного членов предполагаемого ряда пород. За исходный расплав был взят состав меланократового диорита, за конечный результат дифференциации был взят меланократовый плагиогранит. Состав минералов заимствован из работы [2]. В результате расчетов было определено, что при соотношении остаточного расплава к кристаллизату 0,16:0,84 химический состав и количества минеральных фаз кристаллизата сопоставимы с лейкогаббро, что не согласуется с составом пород первой фазы массива. Следовательно, можно сделать вывод, что плагиограниты не могут являться конечным членом процесса дифференциации исходной диоритовой магмы.

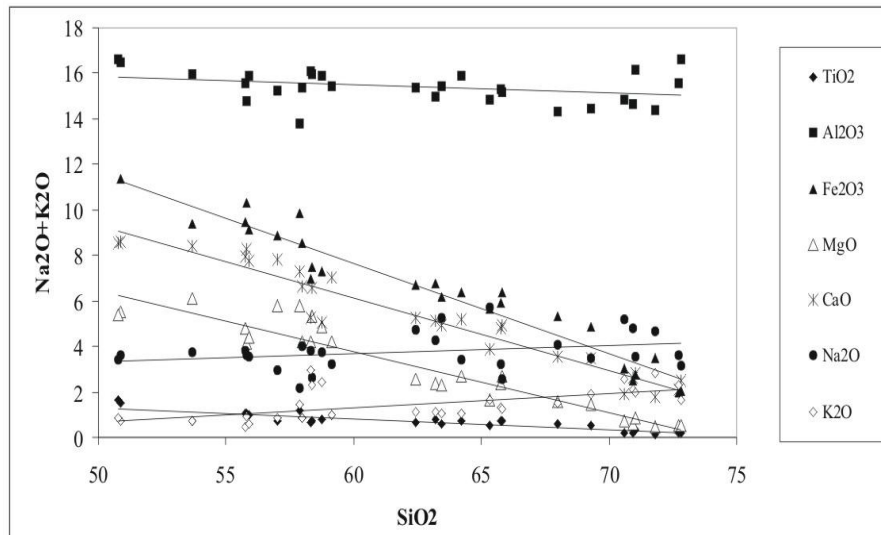


Рис. 1. Распределение петrogenных элементов в ряду пород диориты – кварцевые диориты – тоналиты – плагиограниты

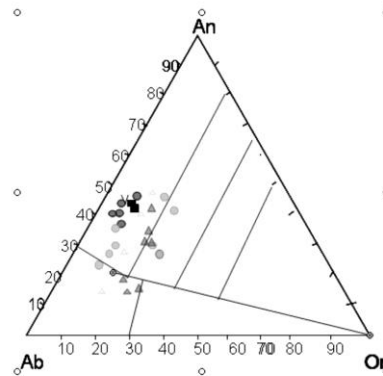


Рис. 2. Диаграмма Ab-An-Or для ряда пород

Литература

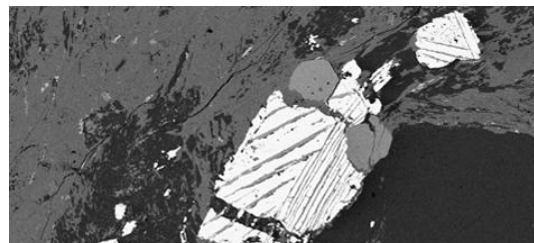
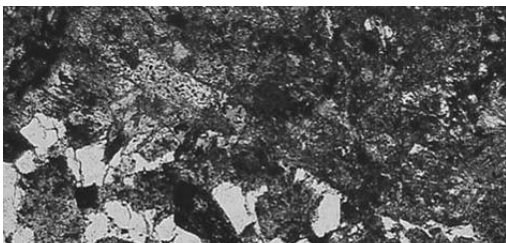
1. Ветрин В.Р., Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И. и др. Геологическое положение и возраст гранитоидов южного обрамления Печенги // Строеение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. –Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР. –1987.– С. 83 –93.
2. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Бережная Н.Г. и др. Возраст метаморфических преобразований и изотопный состав неодима в протерозойских гранитоидах южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // Метаморфизм и геодинамика.– Екатеринбург, 2006.–С. 15–18.
3. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. Абсолютный возраст гранитоидов Шуонияврского массива из южного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Докл. РАН.– 2000. –Т.370.–№2.– С. 227–230.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ БЕРЕНДЖАКСКОЙ ЗОНЫ ГРАНИТИЗАЦИИ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

А.Ю. Фальк

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В начале 80-х гг. XX в. кварц–альбитовые гранитоподобные породы («плагиограниты») Беренджакской площади на восточном склоне Кузнецкого Алатау были описаны как продукты метасоматической гранитизации [1]. Проведенное автором детальное изучение этих пород показало, что зона «гранитизации» формировалась как зона кремне–щелочного метасоматоза прогрессивной стадии метасоматического цикла (по Ю.В. Казизыну) с привнесом Si, Na и K и интенсивным выносом Fe, Mn, Mg, Ca в зоны базификации, образующиеся на флангах [2, 3]. Кроме того, было установлено, что на зоны базификации, отличающиеся пониженным содержанием кварца и интенсивной эпидотизацией и амфиболитизацией, приходится максимальные содержания P, Ti, Zr, Hf, Nb, La, Ce и других TR, а также Th, что должно найти отражение в формировании минералов этих элементов.



В результате перераспределения и привноса химических элементов в процессе метасоматоза в распределении акцессорных минералов так же, как и в распределении породообразующих минералов переменного состава [4], прослеживается закономерность.

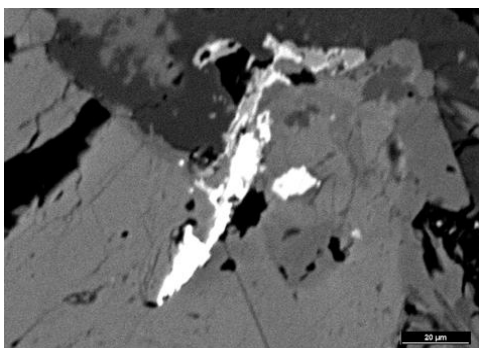


Рис. 3. Монацит (белый). Обр. И-21.

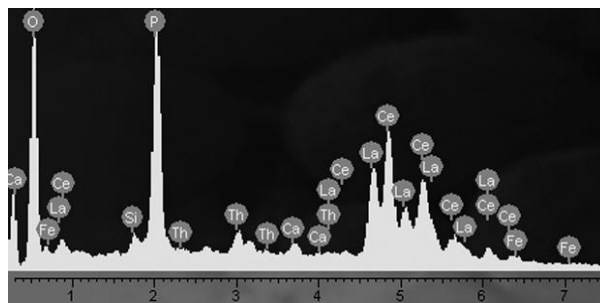


Рис. 4. Энергодисперсионный спектр монацита

В центральной части метасоматических зон в «плагиигранитах» акцессорные минералы пользуются ограниченным распространением и представлены пиритом, халькопиритом, цирконом и рутилом. Пирит и халькопирит присутствуют в виде единичных мелких зерен, отороченных лимонитом; циркон образует мелкие зерна неправильной формы в кварце; рутил – микрокристаллические агрегаты удлинённой формы в хлорите.

В метасоматитах переходной зоны акцессорные минералы более разнообразны и присутствуют в больших количествах. Среди акцессориев наиболее распространены: сфен, образующий псевдоморфозы микрокристаллических агрегатов (совместно с эпидотом, хлоритом и кальцитом, изредка с рутилом) по амфиболам (рис. 1); апатит, представленный короткопризматическими кристаллами с гексагональным сечением (рис. 2); магнетит часто со структурой распада; пирит и халькопирит представлены редкими зёрнами.

В зонах базификации количество акцессорных минералов достигает максимального содержания и разнообразия. Кроме мелких выделений (до 1 мм) магнетита, ильменита, пирита и халькопирита, здесь присутствуют сфен, рутил и апатит в форме мельчайших вкрапленных зерен и кристаллов в амфиболах, отмечается наличие реликтовых зерен хромита в амфиболах, а также такие минералы как монацит и ортит со структурами метамиктного распада (рис. 3–6). Образование последних и обуславливает повышенные содержания Th и TR в этих зонах. Изредка ортит образует гипидиоморфные кристаллы зонального строения, характеризующиеся сильным плеохроизмом, маскирующим его интерференционную окраску. В отличие от метасоматитов, непосредственно прилегающих к «плагиигранитам», для амфибол-плагноклазовых метасоматитов зоны базификации характерны мелкие длиннопризматические кристаллы апатита. В некоторых случаях на флангах зон метасоматической гранитизации ильменит образует скелетные кристаллы.

Породы, за счет которых формировались кварц-альбитовые метасоматиты, а это метабазальты коммунаровской свиты и метагаббро изыхского комплекса, содержат однообразный набор акцессорных минералов. Так, для метабазальтов характерна обильная вкрапленность мелких кристаллов магнетита, ильменита и сфена; в метагаббро, напротив, акцессорные минералы редки и представлены мелкой вкрапленностью сфена и реликтами хромитов в амфиболах. Кроме того, в метабазальтах отмечены подковообразные и кольцевые скопления мелких кристаллов магнетита.

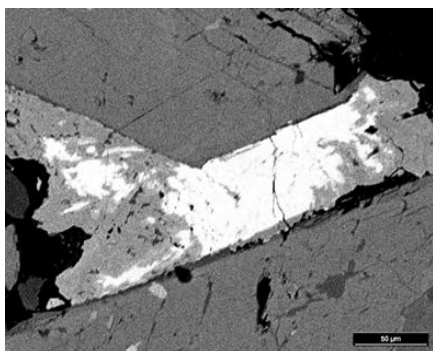


Рис. 5. Ортит (белый) со структурой метамиктного распада. Обр. И-21.

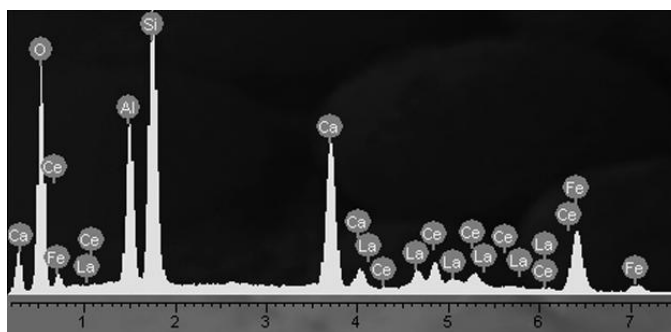


Рис. 6. Энергодисперсионный спектр ортита

Таким образом, по направлению к флангам зоны «гранитизации» увеличивается количество аксессуарных минералов – сфена, апатита и циркона, максимальное количество которых, а также присутствие ортита и монацита приходится на зоны базификации. При размыве этих зон в россыпях района образуется редкоземельно–редкометаллическая ассоциация (циркон, циртолит, ортит, монацит).

Литература

1. Арыштаев С.А., Васильев Б.Д. О природе «плагиигранитов» и «кварцевых порфиров» района Ипчуйского месторождения // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 39–49.
2. Фальк А.Ю. Беренджакская зона гранитизации (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды VII Междунар. науч. симп. студ., аспирантов и молодых ученых. – Томск: ТПУ, 2003. – С. 70–72.
3. Фальк А.Ю. Минералого-геохимические особенности зон метасоматической гранитизации (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды VIII Междунар. науч. симп. студ., аспирантов и молодых ученых. – Томск: Изд-во ТПУ, 2004. – С. 63–65.
4. Фальк А.Ю. Амфиболы Беренджакской зоны гранитизации (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды IX Междунар. науч. симп. студ., аспирантов и молодых ученых. – Томск: Изд-во ТПУ, 2005.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КРЕМНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

А.А. Чурбанов

Научный руководитель доцент Р.Х. Сунгатуллин
Казанский государственный университет, г. Казань, Россия

Находки кремней и халцедонов в верхнепермских карбонатных породах на территории Республики Татарстан известны с давних времен. Однако их систематизация и приуроченность подробно не исследовались. Очень мало сведений о процессах их образования, источниках кремнезёма, способах его переноса, осаждения и последующих диагенетических преобразований с возникновением декоративных разновидностей, включая полосчатые агаты.

В 2004-2005 г.г. автором на правом берегу р. Волга собрана коллекция разнообразных кремнистых образований, залегающих среди известняков и доломитов верхнеказанского подъяруса. Основная масса образцов была отобрана из пачки «подлужник» (по М. Э. Ноинскому), а также из пачек «опоки», «шиханы» и «серый камень». Среди кремнистых образований встречаются кремни, халцедоны, агаты, жёды с кристаллами кварца, кальцита, целестина.

Кремни – однотонные, рисунчатые (рис. 1), пятнистые, серые, чёрные, желтоватые, красные, коричневые. Кремни преимущественно образуют округлые, уплощённые конкреции диаметром до 1 м. В районе устья р. Свияга встречаются конкреции до 2 м при толщине 20...60 см. Иногда кремни образуют линзовидные тела длиной 10 и более метров при толщине 30...40 см.

Халцедоны – белые, серые, красные, коричневые, чёрные, жёлтые, сизые с различными оттенками. Среди халцедонов найдены их широко- и тонкополосчатые разновидности – агаты (рис. 2). В последних полосы разноокрашены: водянопрозрачные, белые, серые, коричневые, бурые, голубовато-серые, коричневатые-серые, реже красные. Удлиненные формы агатов достигают 20 см, изометричные разновидности – 10 см.

Жёды выполнены горным хрусталём (размер отдельных кристаллов до 13 мм), аметистовидным кварцем нежно-сиреневого цвета (размер отдельных кристаллов до 7 мм), раухтопазом, «цитрином», белым кварц-ангидритом. Кристаллы последнего, по данным электронно-парамагнитного резонанса, состоят из кварца и ангидрита и имеют форму кристаллов кварца. Внутри жёд часто встречаются шёлки светло-жёлтого кальцита, реже обнаруживаются гипс («марьино стекло») и кристаллы целестина. Также встречены псевдоморфозы халцедона по гипсовым «колоскам», полные кристаллы кварц-ангидрита, «висящие» внутри гипсовых желваков. Интересны горизонтальные пластинки халцедона и кварца внутри жёд, которые крепятся к стенкам и растут от центральной части вверх и вниз.

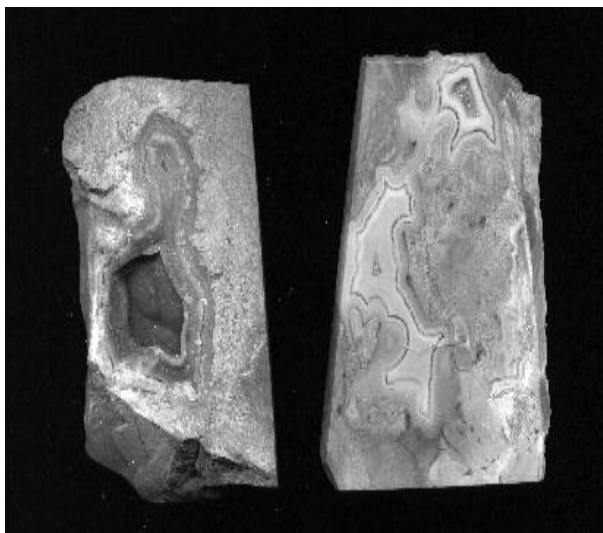


Рис. 1. Агат

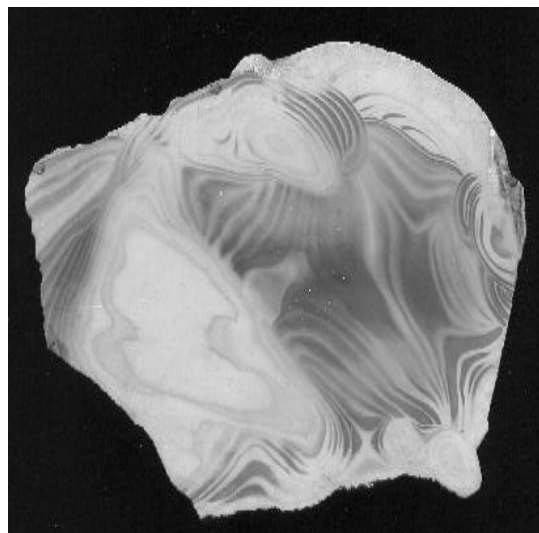


Рис. 2. Рисунчатый кремль

Будущие исследования нами предполагается посвятить изучению минералогии, генезиса кремнистых образований с привлечением современных физико-химических методов анализа. Предстоит выяснить взаимосвязь данных образований с тектоническими структурами, палеофациальными обстановками формирования пермских пород, гидрогеологическими и другими факторами.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГАББРОИДОВ ВЕРХНЕ-КУНГУССКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ЗАПАД ВОСТОЧНОГО САЯНА)

А.Н. Юричев

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

Объектом нашего исследования являются габброиды крупного Верхне-Кунгусского массива, который находится в юго-восточной части Канской глыбы (северо-запад Восточного Саяна). Он залегает среди глубоко метаморфизованных пород верхнего архея и нижнего протерозоя, которые представлены гнейсами и амфиболитами, часто мигматизированными. Среди метаморфических пород наблюдаются многочисленные мелкие тела габброидов и ультраосновных пород. Верхне-Кунгусский массив сложен ультрамафитами и габброидами со значительным преобладанием последних. Среди исследуемых габброидов нами выделены две главные разновидности: габбро и габбро-норит.

Макроскопически данные габбро и габбро-нориты представляют собой массивные породы темно-серого, почти черного цвета и имеют средне- и крупнозернистую структуру, с размерами зерен преимущественно от 2 до 4 мм. Под микроскопом устанавливается обычно гипидиоморфная микроструктура, обусловленная наличием таблитчатых и призматических зерен роговой обманки, а также субизометричных и неправильных индивидов плагиоклаза. В отдельных случаях отмечаются порфириовидная, пойкилитовая и реакционные структуры. Главными минералами являются роговая обманка и плагиоклаз, обычно с преобладанием первой, при подчиненной роли клинопироксена и ортопироксена. Последние два минерала обычно устанавливаются в центральных частях зерен роговой обманки с образованием реакционных структур. В небольших количествах отмечаются кварц, биотит. В качестве аксессуарных присутствуют апатит и рудные минералы, в некоторых разновидностях габброидов наблюдается заметная рассеянная вкрапленность последних. С вторичными изменениями пород связано появление новообразований соссюрита, эпидота, хлорита и актинолита.

Рудная минерализация в габброидах неоднородна по составу и представлена, главным образом, титаномагнетитом, гематитом, пиритом и ильменитом. Халькопирит и пентландит встречаются сравнительно редко.

Магнетит и ильменит морфологически очень похожи, для них характерна светло-серая окраска (рис. 1). Размер их зерен составляет десятые доли мм. Отличительными признаками ильменита являются розовато-сиреневые оттенки и его анизотропия.

Гематит выглядит почти белым по сравнению с магнетитом и ильменитом. Он сильно анизотропен. В крупных зернах он характеризуется красноватыми внутренними рефlekсами. Гематит может присутствовать в виде дискретных индивидов, но наиболее обычны его каймы вокруг магнетита или ильменита или пластинки внутри зерен этих минералов (рис. 2).

Пирит часто образует сливные скопления (сплошные агрегаты) со средним размером 1...2 мм. Обладает светло-желтым, соломенно-желтым цветом, рельеф неровный, бугристый, пузырьчатый (рис. 3). Зерна часто изъедены, корродированы, наблюдается замещение их гематитом. Местами встречаются реликты, которые остались от исходных зерен в результате замещения их гематитом.

Спорадически встречаются халькопирит и пентландит в виде очень мелких зерен, с размерами от сотых до первых десятых долей мм (рис. 4). Форма их зерен субизометричная, нередко удлинённая и неправильная. Халькопирит и пентландит обладают ровным рельефом и отличаются друг от друга густотой желтой окраски: халькопирит – желтый, пентландит – бледнее халькопирита, но желтее пирита.

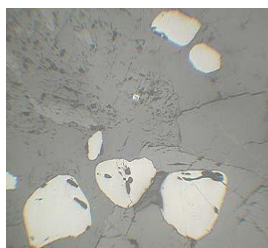


Рис. 1. Вкрапленность зерен магнетита

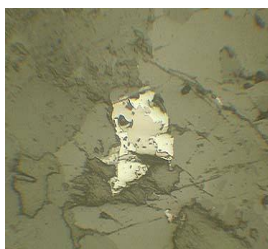


Рис. 2. Замещение магнетита гематитом (светлое)

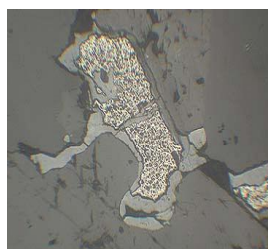


Рис. 3. Зерно пирита (светлое), замещаемое гематитом (серое)

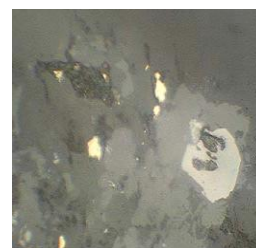


Рис. 4. Вкрапленность зерен магнетита (серое) и пентландита (светлое)

По нашему мнению, габброиды Верхне-Кунгусского массива представляют собой высокотемпературные метасоматические образования. Они, вероятно, возникли за счет ранее существовавших исходных габброидных интрузий под воздействием внедрившихся гранитоидных масс, которые способствовали также мигматизации вмещающих метаморфических пород. На метасоматическую природу, возможно, указывает постоянное присутствие в габброидах зерен роговой обманки с высокой степенью идиоморфизма, в центральных частях которых довольно часто устанавливаются реликтовые зерна пироксенов. В результате кислотного метасоматоза происходило и окварцевание габброидов.

Процессы метасоматоза, вероятно, способствовали перераспределению рудных компонентов с формированием в отдельных участках рудной минерализации.

Литература

1. Дж. Крейг, Д. Воган. Рудная микроскопия и рудная петрография. – М.: Мир, 1983. – 424 с.