

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.

Савельев Д. Е., Савельева Е. Н., Сначев В. И., Романовская М. А. К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник МГУ, 2006. № 6. С. 3–8.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, 2008. 320 с.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Шолто В. Н. Конвекция, диапиризм, адвекция // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 168–180.

Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Е. В. Старикова¹, В. Н. Кулешов²

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
starspb@mail.ru

² – Геологический институт РАН, г. Москва

Механизм формирования кутнагоритов фаменской марганценосной формации Пай-Хоя на основании минералогических и изотопных данных

Марганценосная вулканогенно-осадочная формация выделяется в составе глубоководного (лемвинского) осадочного комплекса Пай-Хоя в пограничном интервале громашорской (D₃gr) и силоваяхинской (D₃-C₁sl) свит [Юдович и др., 1998; и др.]. Ее основанием является горизонт яшмоидов (яшмовидных карбонатных силицитов), мощностью 6–12 м, выше которого в интервале до 40 м наблюдается переслаивание углеродистых разновидностей карбонатных силицитов, кремнистых известняков и карбонатно-кремнистых сланцев силоваяхинской свиты.

Кутнагоритовые руды установлены как в составе горизонта яшмоидов, так и в перекрывающей пачке переслаивания карбонатно-кремнистых пород, где слагают пластовые тела, мощностью 0.2–0.4 м [Старикова, Завилейский, 2007]. Они представляют собой породы буро-коричневого цвета, характеризующиеся тонкой (1–3 мм) волнистой слоистостью, некоторые образцы несут следы перекристаллизации и окисления. Залежи разбиты многочисленными тонкими кварцевыми прожилками, ориентированными перпендикулярно простиранию и слоистости пород.

Главным минералом руд является кутнагорит CaMn(CO₃)₂, в меньшей степени распространены кварц и кальцит, обычно входящие в состав поздних прожилков. Диагностика кутнагорита основывается на данных рентгенофазового анализа. Главные пики на рентгенограмме минерала (d, Å/10²): 3.734/15, 2.920/100, 2.706/5, 2.429/15, 2.218/15, 2.040/12, 1.867/4, 1.817/25 (обр. 3401/8). В качестве второстепенных фаз в рудах установлены Mn-доломит, родохрозит, пирит и гипергенные рансье-

ит и криптомелан, аксессуарная минерализация представлена Ва-Мп-мусковитом, микроклином, пирофанитом, галенитом, баритом, апатитом и монацитом.

Диапазон концентраций MnO в рудах составляет 15.80–39.40, при средних значениях 23.81 мас.%. Более низкие концентрации этого элемента отвечают участкам разубоживания рудного вещества «фоновым» карбонатно-кремнистым материалом. Для руд характерны высокие содержания CaO (в среднем, 20.87 мас. %) и кремнезема (в среднем, 22.90 мас. % SiO₂), количество Fe₂O₃ обычно не превышает первых процентов.

Характерной особенностью кутнагоритовых руд является волнистая слоистость и специфические микроструктуры (рис. 1). В породах наблюдается чередование кутнагоритовых слоев микрозернистого строения (размер зерен до 0.1 мм) со слоями, сложенными пелитоморфным агрегатом (рис. 1 б, в). Прецизионными исследованиями в последних выявляется комковатая микроструктура, сформированная мельчайшими (5–10 мкм) глобулами, погруженными в пелитоморфную массу (рис. 1 в, г).



Рис. 1. Макро- и микроструктуры кутнагоритовых руд.

а – волнистая слоистость породы и поперечные кальцит-кварцевые прожилки (полированный образец); б – чередование кутнагоритовых слоев пелитоморфной (микрокомковатой) и микрозернистой структуры (фото шлифа в проходящем свете, николи скрещены); в – контакт пелитоморфного (микрокомковатого) (нижняя часть кадра) и микрозернистого (верхняя часть) слоев, рассекаемых поздним прожилком с кальцитом и рансьеитом (SEM-фото); г – глобулы кутнагорита в пелитоморфном агрегате (SEM-фото). Цифры на SEM-фото соответствуют номерам анализов в табл. 1.

Микронзондовый анализ показывает, что карбонат из основной пелитоморфной массы так же, как и из микрозернистых слоев, близок к стехиометрическому кут-

нагориту с соотношением Ca/Mn \approx 1/1 (табл., ан. 1, 2, 9–11). В то же время наблюдается обогащение краевых частей округлых выделений марганцем, так что соотношение Ca/Mn близко к 0.6/1.2 (табл., ан. 3–6), при этом, центральные части глобулей содержат более кальциевый кутнагорит (табл., ан. 7, 8).

Т а б л и ц а

Химический состав (мас.%) и коэффициенты в формулах кутнагорита

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
FeO	1.43	1.60	1.10	1.41	1.16	1.46	0.54	1.31	0.55	0.51	0.48
MnO	26.62	27.56	41.88	35.80	42.27	40.33	34.50	26.57	27.65	25.70	26.13
MgO	3.02	3.54	2.26	3.28	2.07	2.23	1.65	6.78	2.89	2.78	3.08
CaO	26.93	25.30	14.77	18.51	14.51	15.98	22.31	23.34	26.91	29.02	28.41
CO ₂ *	41.82	41.80	40.71	41.18	40.58	40.89	41.05	43.01	41.77	42.06	42.17
Сумма	99.82	99.80	100.71	100.18	100.58	100.89	100.05	101.01	99.77	100.06	100.27
Коэффициенты рассчитаны на 2 катиона											
Fe	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02
Mn	0.79	0.82	1.28	1.08	1.29	1.22	1.04	0.77	0.82	0.76	0.76
Mg	0.16	0.19	0.12	0.17	0.11	0.12	0.09	0.34	0.15	0.14	0.16
Ca	1.01	0.95	0.57	0.71	0.56	0.61	0.85	0.85	1.01	1.08	1.06

Примечание: CO₂* – расчетное содержание углекислоты. Анализы кутнагорита (обр. 3402/7): 1, 2 – из пелитоморфной массы, 3–6 – из краевых частей глобулей, 7, 8 – из центральных участков глобулей, 9–11 – из слоев микрозернистого строения.

Для объяснения микрокомковатых структур с неравномерным распределением катионов рассматривается микробиальная модель [Старикова, 2008], согласно которой глобулы интерпретируются как фоссилизированные бактериальные тела с обогащенными марганцем «чехлами». Принимая данную гипотезу, породы в целом следует рассматривать как микробиальные маты, представляющие собой чередование слоев развития микроорганизмов (микрокомковатой структуры) со слоями хемогенного осаждения минералов (микрозернистой структуры).

Изотопные исследования проводились для серии образцов кутнагоритовых пород, имеющих различное стратиграфическое положение. Полученные данные демонстрируют незначительные вариации величин изотопного состава: для $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) установлен диапазон значений от –6.6 до 0.8 ‰, а для $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) – от 24.2 до 27.4 ‰ (рис. 2а). В целом, полученные величины изотопного состава углерода и кислорода показывают, что изученные породы обогащены легкими изотопами ¹²C и ¹⁶O по сравнению с современными морскими карбонатами. Это может свидетельствовать либо о специфических условиях их образования, либо о прошедших процессах преобразования.

Несмотря на то, что некоторая часть изученных проб характеризуется величинами $\delta^{13}\text{C}$, близкими к нормально-осадочным карбонатам (–2...2 ‰), большинство анализов смещено в область отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$. Это обусловлено участием изотопно-легкого углерода окисленного органического вещества (C_{орг}) в формировании кутнагорита, т.е. углекислота имела, по всей видимости, смешанный источник

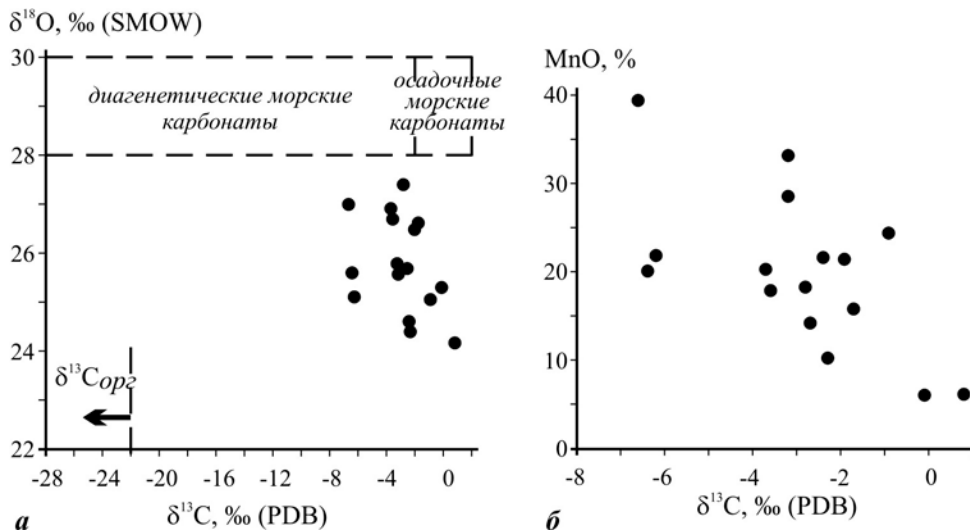


Рис. 2. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (а) и зависимость $\delta^{13}\text{C}$ – MnO (б) в кутнагоритовых рудах.

и, соответственно, смешанный изотопный состав. Значительная часть изотопно-тяжелой CO_2 поступала с хемогенным и/или биогенным кальцитом на стадии седиментации рудных отложений. Этим объясняется близость изотопного состава углерода к составу морских карбонатов. Другая часть, обогащенная легким изотопом ^{12}C , связана с микробиальным разложением захороненного в осадке органического вещества. Эта добавка объясняет смещение полученных величин до значений $\delta^{13}\text{C} = -6 \dots -2$ ‰.

Изучение корреляционных связей между компонентами кутнагоритовых руд выявило зависимость между содержанием марганца и изотопным составом углерода (рис. 2б): чем выше содержания MnO, тем легче изотопный состав углерода, а породы с минимальными содержаниями марганца характеризуются более высокими величинами $\delta^{13}\text{C}$, близкими осадочным карбонатам. Эта закономерность является характерной чертой диагенетических карбонатов марганца практически всех месторождений, связанных с осадочными комплексами пород, и хорошо описана в литературе.

Полученные характеристики изотопного состава кислорода могут быть следствием вторичных процессов, протекавших под воздействием растворов, содержащих изотопно-легкий кислород. Преобразование исходного изотопного состава кислорода в сторону более низких величин $\delta^{18}\text{O}$ могло быть следствием также и более высоких температур эпигенетических преобразований по сравнению с исходными.

Комплексный анализ минералогических и изотопных данных позволяет реконструировать условия становления рудных залежей (рис. 3). Устойчивость соотношения главных компонентов руд – марганца и кальция – свидетельствует о жестких связях между ними в осадочно-диагенетическом процессе. Соответственно, логично предположить, что эти элементы существовали в виде единого соединения уже на стадии седиментации или раннего диагенеза, в открытой системе вода–осадок. Вероятно, первоначально рудоносные илы представляли собой смесь хемогенного (частично биогенного) кальцита и оксидных соединений марганца и содержали органическое

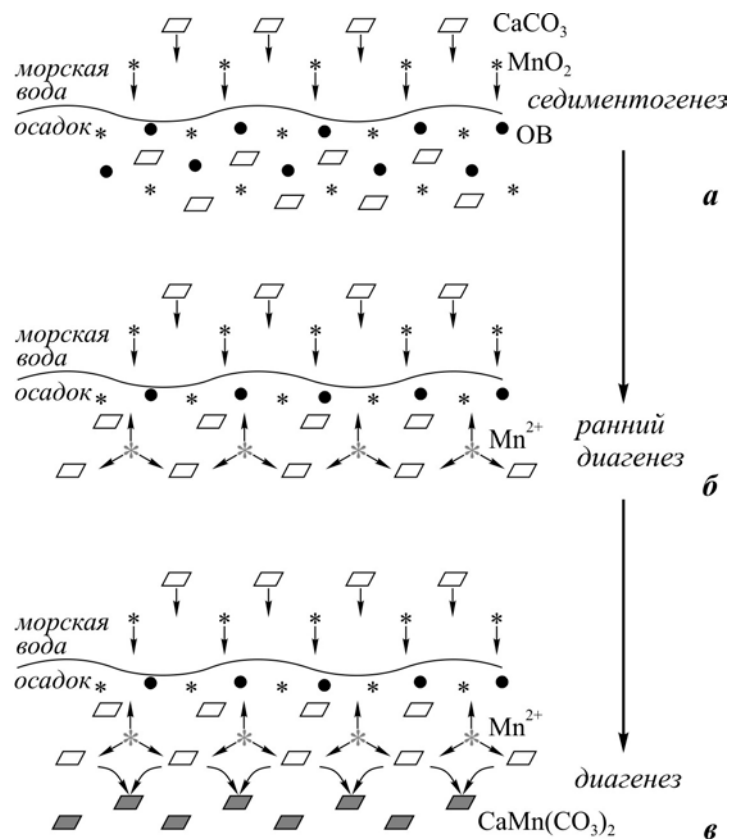


Рис. 3. Схема седиментации и диагенетических преобразований рудоносного ила.

вещество (рис. 3 а). Таким образом, в осадке накапливались седиментогенные карбонаты, углекислота которых находилась в изотопном равновесии с углеродом морской воды. Оксигидроксиды марганца накапливались в дисперсном состоянии, при этом часть марганца могла фиксироваться на поверхности элементспецифических микроорганизмов, давая начало характерным микрокомковатым структурам пород.

Восстановительные условия в рудоносном иле возникали ниже границы вода-осадок за счет частичного разложения органики и жизнедеятельности бактерий. Такие процессы широко описаны исследователями диагенетических преобразований осадков. Это приводило к постепенному исчерпанию растворенного кислорода и его извлечению из кислородсодержащих соединений, благодаря чему в поровый раствор переходили восстановленные формы марганца (рис. 3б). Взаимодействие Mn^{II}-содержащих вод с седиментогенными карбонатами приводило к формированию двойной углекислой соли Ca и Mn (прококутнагорита), образование которой и определило соотношение главных элементов в рудах близкое к 1:1 (рис. 3в). Отсутствие других первичных фаз этих компонентов показывает, что весь осажденный кальций фиксировался в новообразованном карбонате, а избыток марганца удалялся в морскую воду.

Таким образом, сформировалась основная пелитоморфная (и микрозернистая) масса кутнагорита, а фоссилизация бактериальных (?) тел привела к образованию округлых выделений с зональным распределением марганца. Изотопный состав углерода кутнагорита свидетельствует, что часть углерода заимствовалась из седиментогенного кальцита, обогащенного тяжелым изотопом ^{13}C , и некоторый вклад осуществлялся за счет разложения органического вещества, поставившего облегченный углерод. Причем выявленная положительная корреляция между содержанием марганца и количеством изотопно-легкого углерода в карбонате указывает на их генетическую взаимосвязь, т.е. возможность соосаждения марганца и органических форм. Не исключено, что фазы, обогащенные легким изотопом углерода, приурочены к краевым частям микроглобулей кутнагорита, однако подтверждение бактериальной гипотезы образования микрокомковатых структур требует дальнейшего изучения.

Исследования поддержаны РФФИ (проект 08-05-00415).

Литература

Старикова Е. В. Микробиальные (?) структуры фаменских карбонатов марганца лемвинской зоны Пай-Хоя // Структура и разнообразие минерального мира. Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2008. С. 357–359.

Старикова Е. В., Завилейский Д. И. Новые данные по марганценосности Лемвинских фаций Южного Пай-Хоя // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. Т. 1. С. 83–88.

Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.

Н. Р. Аюпова

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ayupova@mineralogy.ru*

Змеиногорское марганцевое месторождение (Миасский рудный район, Южный Урал)

Змеиногорское марганцевое месторождение расположено в Миасском рудном районе в зоне Главного Уральского разлома, где наиболее широко распространены гидрослюдистые сланцы, содержащие разрозненные горизонты графито-кремнистых и тальк-хлоритовых пород [Постнова, Нестоянова, 1963ф; Турбанов и др., 1978ф]. Залежи марганцевых руд мощностью от 0.15 до 2.75 м ассоциируют с джасперитами гематит-кварцевого и магнетит-кварцевого состава, образующими линзовидные тела протяженностью от 50 до 200 м при ширине в 10–14 м. Субвертикальные линзы джасперитов простираются в меридиональном направлении. Прогнозные ресурсы окисленных марганцевых руд по месторождению оцениваются в 35 тыс. т. Содержания Mn в окисных рудах, образовавшихся при выветривании родонита, составляют 36 мас. %, инфильтрационные руды содержат до 60 мас. % Mn.

Джаспериты характеризуются линзовидно-полосчатыми, брекчиевыми, сгустково-пятнистыми и прожилково-сетчатыми текстурами, подчеркнутыми красными, бурыми, темно-серыми и белыми обособлениями.

Линзовидно-полосчатая текстура джасперитов встречается редко и обусловлена чередованием субпараллельных линзовидных полос, сложенных, в основном, красным гематит-кварцевым агрегатом. Мощность слоев колеблется до 1–3 см. Полосчатость обусловлена маломощными прерывистыми скоплениями кристаллического гематита. Очевидно такая полосчатость джасперитов унаследована от первично слоистого субстрата.

Брекчиевая текстура джасперитов выражена в наличии обломковидных обособлений стекловатого ярко-красного гематит-кремнистого вещества в основной существенно кварцевой массе. Контуры этих обособлений иногда контрастируют между собой, имеют четкие границы, часто они размываются, перестают быть четкими и нарушаются вкрапленностью либо гематита, либо магнетита, образуя сгустково-пятнистую текстуру. Предполагается, что микробрекчиевые текстуры могут иметь апогиалокластическую природу [Аюпова, Масленников, 2005].

Джаспериты *сгустково-пятнистой текстуры* состоят из отдельных участков микрозернистой кремнистой массы с тончайшей вкрапленностью микросферических частиц гематита и из изометрических участков, отличающихся от основной массы наличием гнезд и полос мельчайших выделений пластинчатого гематита и скоплений октаэдрического магнетита. Магнетит в некоторых случаях образует густую вкрапленность. В расположении составных частей такой породы отсутствует какая-либо ориентировка.

Прожилково-сетчатая текстура джасперитов является более поздней и, в основном, характерна для окварцованных и омарганцованных джасперитов. Они создаются сетью прожилков молочно-белого кварца, магнетита или окисленных марганцевых минералов. Мощность прожилков составляет от 0.1 до 3 см.

Джаспериты состоят из мелкозернистого кварца, мелких чешуек красного гематита, зерен октаэдрического магнетита и столбчатых зерен граната-спессартина.

Мелкозернистый *кварц* представляет собой основную массу породы, характеризуется изометричной формой и слегка угловатыми границами. Тонкий агрегат кварца часто имеет округленную форму. Несмотря на то, что эти сферические скопления довольно сильно разрушены, органическое происхождение их остается вне всякого сомнения. Зерна более позднего крупнозернистого кварца характеризуются изометричной формой, угловатыми краями, ступенчатыми границами и распределены в основной ткани мелкозернистого гематит-кварцевого агрегата беспорядочно в виде гнезд и жилок мощностью 1–1.5 мм.

Гематит представлен мелкими пылевидными ярко-красными комочками и встречается в тонком срастании с кварцем. Пластинчатые кристаллы гематита неравномерно рассеяны среди мелкозернистого кварца или образуют скопления в виде гнезд или цепочек. Изредка наблюдается развитие магнетита по гематиту. Часто гематит под действием гипергенных процессов в джасперитах интенсивно замещается гетитом.

Магнетит встречается в виде октаэдрических кристаллов и их обломков и зерен разного размера (до 0.6 мм) и образует, так же как и гематит, скопления в виде гнезд и цепочек. В аншлифах наблюдается мартитизация магнетита.

Гранат представлен изометричными зернами размером до 0.3 мм сероватого светло-коричневого цвета. Края их неровные, слегка извилистые. В наиболее круп-

ных зернах обнаруживается зональность – в центре цвет более насыщенный, чем по краям. Встречается как в виде отдельных зерен, так и их скоплений, а также в виде цепочек вместе с магнетитом, с которым часто образует сростания. По характеру и наличию индукционных поверхностей можно утверждать об их одновременном образовании. Гранат из джасперитов Змеиногорского проявления по результатам рентгеноспектрального анализа диагностирован как спессартин. Среднее содержание спессартина по 4 анализам (мас. %): SiO_2 35.40, TiO_2 0.01, Al_2O_3 19.50, FeO^* 4.45, MnO 34.32, MgO 0.54, CaO 5.49.

Первичные марганцевые руды представлены родонитовыми породами нежно-розового цвета. В родонитовых породах Змеиногорского месторождения можно выделить несколько основных минеральных агрегатов.

Родонитовые агрегаты локализируются в виде слоев мощностью 1–10 реже 50 и более см в кровле тел джасперитов и сложены, в основном, родонитом (до 90–95 %). Родонит создает ведущий цветовой фон породы и тем самым определяет ее ценность как поделочного камня [Стоялов, 1980]. Просвечиваемость пластинок толщиной до 1 см и яркие красные цвета позволяют оценивать это сырье как ювелирное. Родонитовый агрегат включает также выделения кварца и барита.

Спессартин-родонит-родохрозитовый агрегат распределен в родонитовом агрегате в виде пятен неправильной формы с весьма извилистыми границами и сложен родохрозитом (60 %), родонитом (до 30 %), спессартином (до 10 %). Окраска неоднородная – от белой до желтоватой, местами до бледно-коричневатой.

Родохрозит-тефроитовый агрегат состоит из тефроита (70 %), родохрозита (до 40 %) и спессартина (до 10 %). Цвет серый с едва различимым зеленоватым оттенком.

Два последних агрегата распределены в родонитовой породе в виде пятен неправильной формы с весьма извилистыми границами, создавая тем самым пятнистые текстуры пород. Гипергенные марганцевые минералы, развивающиеся по трещинкам в родонитовых породах, создают «сетчатые» текстуры. Приповерхностные горизонты родонитовых пород нацело подвержены выветриванию.

К настоящему времени в составе родонитовых пород установлены следующие минералы: родонит, родохрозит, тефроит, спессартин, кварц, барит.

Родонит представлен двумя генерациями. Ранний родонит образует небольшие (от 0.01 до 0.05 мм) таблитчатые или изометричные кристаллы, которые в тесном сростании с кварцем, спессартином, родохрозитом и гематитом слагают главные минеральные агрегаты. Родонит второй генерации представлен более крупными (до 0.7 мм по удлинению) хорошо ограниченными кристаллами таблитчатого габитуса и наблюдается в виде тонких прожилков в мелкозернистых родонитовых агрегатах. Окраска родонита всех генераций варьирует от бледно- до ярко-розовой, при этом родонит более поздних генераций, как правило, окрашен более интенсивно. В крупных кристаллах хорошо заметна спайность в двух направлениях. Средний химический состав родонита по 10 анализам составляет (мас. %): SiO_2 45.75, TiO_2 0.08, Al_2O_3 0.22, FeO^* 0.40, MnO 47.76, CaO 3.30.

Тефроит в марганцевых породах является одним из главных минералов. Он встречается в ассоциации с родонитом, родохрозитом и спессартином. В образцах минерал имеет характерную пепельно-серую до зеленовато-серой окраску. Состав тефроита (мас. %): MnO 68.04, SiO_2 30.02, TiO_2 0.23, Al_2O_3 0.49, FeO 0.34, CaO 0.32.

Спессартин в родонитовых породах установлен в ассоциации с родонитом, родохрозитом и тефроитом и образует мелкие изометричные кристаллы, часто плохо

ограниченные зерна округлой формы. Состав спессартина родонитовых пород отличается от состава спессартина джасперитов: отсутствует FeO*, уменьшается содержание CaO и, соответственно, возрастает содержание MnO (ср. 5 ан.): SiO₂, 36.56, TiO₂ 0.15, Al₂O₃ 21.48, MnO 38.71, CaO 1.97.

Родохрозит первой генерации образует таблитчатые или неправильной формы выделения размером до 0.05 мм и встречается в ассоциации с тефроитом и родонитом в составе родохрозит-тефроитовой и родонит-родохрозитовой породы. Родохрозит второй генерации образуется за счет перекристаллизации более раннего родохрозита и формирует небольшие прожилки и гнезда, расположенные среди родонитовых и родохрозит-тефроитовых агрегатов. Кристаллы родохрозита второй генерации иногда достигают в размере 1 мм. Окраска родохрозита в мономинеральных выделениях варьирует от бледно-розовой до белой.

Барит является одним из наиболее поздних минералов и формирует мелкие скопления в родонитовом агрегате размером до 1 см в длину и мощностью до 3 мм. Окраска барита в мономинеральных выделениях желтая различной интенсивности.

Кварц представлен мелкими (0.03–0.1 мм) зернышками неправильной формы и образует с родонитом первой генерации тесные сростания.

Гипергенная марганцевая минерализация представлена пиролюзитом, псиломеланом и опалом.

Пиролюзит в отраженном свете под микроскопом легко распознается по высокой отражательной способности, светло-серому с кремовым оттенком цвету. Развивается пиролюзит по родониту и родохрозиу.

Псиломелан представляет собой срытокристаллический серовато-черный агрегат с тусклым металлическим блеском.

Опал в окисленных рудах образует оолитовые образования и не имеет широкого распространения среди гипергенных минералов.

Змеиногорское марганцевое месторождение размещается среди метаморфизованных в условиях зеленокаменной фации вулканогенно-осадочных пород в зоне Главного Уральского разлома и, как и многие марганцевые месторождения Урала, ассоциирует с джасперитами. Основные текстурно-структурные признаки и минеральные ассоциации в джасперитах и в первичных родонитовых породах предполагают преобразование исходных осадков в условиях зеленокаменного метаморфизма и под влиянием коллизионных процессов. Хорошо сохранившиеся брекчиевидные и линзовидно-полосчатые текстуры джасперитов предполагают их образование по вулканогенно-обломочным породам. В джасперитах участками присутствуют стекловатые брекчиевидные железисто-кремнистые глобулы, формирование которых, вероятно, происходило на начальных этапах преобразования исходного вещества. Развитие магнетита по гематиту указывает на более поздние стадии кристаллизации магнетита.

Спессартиновый состав граната является отличительной чертой минерального состава джасперитов этого месторождения, нехарактерной для джасперитов слабо метаморфизованных южно-уральских месторождений. В литературе известно, что спессартин часто встречается в метаморфизованных кремнистых породах [Дир и др, 1965], кроме того, спессартин является неотъемлемой частью обогащенных кремнеземом участков родонитовых пород Среднего Урала [Брусницын, 2000]. В родонитовых породах месторождения спессартин встречается в виде плохо ограниченных зерен округлой формы и, вероятно, представляет собой продукт преобразования глинистых минералов. Появление в родонитовых породах серии родонитовых, родохрозитовых и баритовых прожилков и образование жил молочно-белого кварца в джасперитах

предполагает коллизионный этап преобразования пород. Процессы гипергенеза затронули как джаспериты, так и родонитовые породы. В джасперитах постоянно наблюдается замещение гематита гетитом и процессы мартитизации магнетита. Гипергенная минерализация в марганцевых породах проходила, в основном, по родониту и по карбонатам с образованием опала и оксидов-гидрооксидов марганца.

Исследования проводились в ходе выполнения хоздоговорных работ с ООО «УралПромДобыча». Автор благодарит за помощь в проведении работ проф. В. В. Масленникова, В. М. Демьяновского, Д. В. Гумарова. Исследования также поддержаны программой Президиума РАН № 17.

Литература

Аюпова Н. Р., Масленников В. В. Гальмиролититы Узельгинского колчеданосного поля. Миасс: УрО РАН, 2005. 199 с.

Брусницын А. И. Родонитовые месторождения Среднего Урала. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Том 1. М.: Мир, 1965. 371 с.

Стоялов С. П. Геолого-промышленная классификация месторождений подольного родонита // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 232–239.

Постнов П. М., Нестоянова О. А. Окончательный отчет о геолого-съёмочных и поисково-разведочных работах по обследованию марганцево-рудных месторождений Учалинского района БАССР, произведенных Тунгутаровской геологоразведочной партией в 1934–35 гг. под руководством горного инженера П. М. Постнова. Фонды Башкирского геологического управления, 1963ф.

Турбанов В. Ф., Парашина Т. Н. и др. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:50000 площади планшетов N-41-37-В, Г; N-41-49-А, Б, В, Г; N-41-61-А, проведенного Кундравинским геолого-съёмочным отрядом в 1975–78 гг. в Чебаркульском, Уйском и Пластовском районах Челябинской области. Фонды ЧКРЭ, 1978ф.

ЧАСТЬ 6. АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО- МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В. А. Попов

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
popov@mineralogy.ru*

Объекты исследования генетической минералогии

В целом семействе геологических наук – минералогии, петрографии, литологии, учении о полезных ископаемых исследование начинается с наблюдения над камнем.

Л. Н. Овчинников

(Из предисловия к книге «Онтогенез минералов», 1975)

В эпоху дифференциации наук, длившуюся примерно 250 лет, из минералогии выделились палеонтология, кристаллография, геогнозия (геология), петрография, литология, геохимия, учение о полезных ископаемых. В каждой обособившейся науке развились «свои» методы исследований. Однако объекты исследований фактически одни – минеральные тела разной величины и сложности. Всякое минеральное тело имеет химический состав, физические свойства и форму (геометрию). Методологически важно их рассматривать совместно, не отрывая от тела. Всякое минеральное тело имеет историю развития, историю «жизни» – онтогенез. В общем случае минеральное тело имеет сложный онтогенез, «записанный» в его форме и анатомической картине.

К минеральным телам относятся: кристалл (зерно или даже его часть), жеода, конкреция, жила, дайка, шток, слой, тело минеральной формации (осадочной, магматической, метасоматической), тело парагенерации и т. п. Сложные минеральные тела, имеющие генетическую интерпретацию, получили название геологических тел. Некоторым сложным минеральным телам дают неверную интерпретацию и их геологическое название пересматривается или является дискуссионным. Однако эти твердые тела остаются минеральными независимо от интерпретации. Методологически «считывание» онтогенеза любых по сложности минеральных тел должно быть аналогичным во всех науках геолого-минералогического цикла. Поскольку твердые минеральные тела «живут» в пространстве и во времени, то моделирование их онтогенеза должно выстраиваться в этих координатах.

Термин «генезис» специалистами разных наук понимается по-разному. Для геологов важны «геологические условия» образования минеральных тел, для геохимиков – физико-химические, для технологов – зарождение, рост и изменение минералов и т. д. По геологическим условиям геологу проще всего делать прогнозы типов минерализации на больших территориях. Геохимики также могли бы делать прогнозы при наличии физико-химических данных в пространстве и времени земной коры. Однако камень определенного минерального состава может оказаться «рудой» или «нерудой» в экономическом смысле при наличии свойств, определяемых онтогене-

зом (величина минеральных индивидов, тип поверхностей зерен, явлений сростания, распада, замещения, деформаций и т. д.). Отсюда ясно, что для практического использования важны все генетические стороны минеральных (каменных) объектов. Объектами генетической минералогии, следовательно, являются минеральные тела любого происхождения (осадочные, магматические, метасоматические и др.).

В разные периоды истории становления геолого-минералогических знаний просматриваются эпохи гипертрофированного увлечения какими-либо сторонами генетического моделирования минеральных объектов. Чаще всего эти эпохи соответствовали появлению новых физических приборов или новых идей в так называемых точных науках. Так, на рубеже XIX–XX вв. началось «повальное» увлечение равновесной термодинамикой. В 60-х гг. XX в. в геологические науки стали интенсивно внедрять статистический подход, математическую логику, теорию графов и др. В это же время геохимию окончательно «оторвали» от минералогии, а саму минералогию попытались свести к физике минералов. Однако при всех этих нововведениях качественного рывка в теории геологических наук не произошло. Координату времени для минеральных объектов полностью перевели на геохимическую (бестелесную) основу – так называемый «абсолютный возраст» по соотношениям изотопов. Это был, конечно, методологический просчет: для моделирования генезиса минеральных тел нельзя отрывать химию и физику от пространства тела. К настоящему времени строго установлено, что в процессе кристаллизации минеральных индивидов происходит разделение атомов элементов и их изотопов в пространстве тел. Законы этого разделения еще не познаны. Изотопное моделирование в геологии пока игнорирует законы анатомии кристаллов минералов.

Эвристичное моделирование в генетической минералогии может быть осуществлено на основе комплексного минералогического картирования с получением надежной анатомической картины минеральных тел любой сложности. Физико-химические построения при этом могут быть оптимально-минимальными, поскольку не сильно влияют на прогностические свойства модели. Геологическая ситуация также малоинформативна, поскольку она сама выводится (интерпретируется) исходя из свойств и расположения минеральных тел. Например, если в блоке земной коры вместо цепочки тел мраморов (в ранней интерпретации) окажется цепочка тел карбонатитов (в новой интерпретации), то мы вынуждены изменить геодинамическую модель рассматриваемой территории.

Без онтогенеза (истории «жизни») минеральных тел невозможно продуктивно использовать геохимические, петрохимические, литохимические их характеристики. Онтогенез минерального тела «записан» в его поверхности и анатомии в виде морфологических признаков, изучением которых занимается раздел минералогии под названием «онтогенез минералов». Таким образом, онтогенез минералов является фундаментальной частью генетической минералогии. С помощью онтогенеза минералов решается также вопрос правильности применения физико-химических расчетов в генетическом моделировании. Например, если на расчетной диаграмме получается, что кварц и пирит образуются в кислой среде, то надо пересматривать теоретические основы расчетной модели (в реальных кислых средах образуются тридимит, кристобалит и марказит). Если кварц и кальцит на диаграмме попали в разные поля условий кристаллизации, а реально между ними наблюдаются поверхности совместного одновременного роста, то нам необходимо пересмотреть диаграмму. Если теоретически малахит и азурит должны кристаллизоваться в разных условиях, а реально между

ними обнаружены индукционные поверхности, то надо пересматривать теоретические представления.

Вообще применение физико-химических расчетов для природных систем является делом сложным и неоднозначным. Вот что писали крупные специалисты по моделированию гидротермальных объектов П. Б. Бартон и Б. Дж. Скиннер после детального рассмотрения вопроса: «...в рудах... встречаются различные ассоциации даже в одном и том же образце. Эти различия показывают, что рудообразующий раствор изменялся в пространстве и во времени, а также важные параметры, как ... [активности компонентов – П. В.], не были постоянными. *Приведенные рассуждения предназначены для лучшего объяснения условий рудоотложения, а не для решения конкретных вопросов.* Должно быть ясно, что для получения однозначных результатов необходима чрезвычайная тщательность при исследованиях парагенезиса и отборе материала для анализа» [Бартон, Скиннер, 1970, с. 279].

Физико-химическое рассмотрение предполагает наличие равновесия в минеральном агрегате. Это предположение фактически снимает с рассмотрения проблему времени, и единые физико-химические условия приписываются всему минеральному телу. В то же время природные минеральные тела в общем случае развиваются в изменяющихся во времени условиях, равновесия нет. При картировании выясняется, что минеральные тела весьма изменчивы в пространстве, поэтому для каждого соседнего участка необходимо производить новое физико-химическое рассмотрение, дающее результат в виде правдоподобного рассуждения. Поскольку из правдоподобных рассуждений не следует реального прогноза минерализации, то нет необходимости излишне увлекаться физико-химическими построениями, отвлекая исследователей от всегда полезного для технологии минерального сырья минералогического картирования.

Большинство исследователей месторождений полезных ископаемых предполагают, что «рудоотложение» происходит в других условиях, чем «просто минералообразование», вследствие чего возникло множество лишних терминов и понятий, порожденных «особым» видением природных явлений. Так, «околорудный геохимический ореол», «околорудный метасоматоз», «сбрасывание рудной нагрузки», «рудоподводящий канал» и т.д. рассматриваются как реально существующие вещи, которые являются предметом научного рассмотрения. В то же время давно известно, что в природных минеральных телах минералы всех классов (силикаты, оксиды, карбонаты, сульфиды, фосфаты и т. д.) могут кристаллизоваться как совместно одновременно, так и отдельно. Речь может идти только о разных количественных соотношениях разных минералов в конкретных системах. Принципиального различия в физико-химическом отношении «рудообразующих» и «минералообразующих» систем нет. По-видимому, термин «рудообразование» приемлем в экономической геологии. В генетической минералогии надо использовать термин «минералообразование».

Итак, объектами генетической минералогии являются любые минеральные тела самой различной величины и сложности. Методика их исследования аналогична независимо от величины объектов и состоит из приемов пространственно-временного фиксирования морфологических признаков явлений. Из генетической модели объекта вытекает геологическая интерпретация его (а не наоборот, как полагают многие геологи). Физико-химические построения могут входить в генетическую модель как дополняющие и украшающие ее, но не могут являться основополагающими. Так, например, осадочные процессы как проявление гравитационных сил можно наблюдать в водных бассейнах, в магматических камерах, в тектонических

зонах, в «гидротермальных отстойниках», жеодах, в газовых системах и т.д. Для каждого типа систем есть свои онтогенические особенности.

Важно среди множества соприкасающихся минеральных тел по строгим правилам выделить систему, которую мы хотим познать, и далее не «вырывать» элементы системы и не рассматривать их отдельно от системы, поскольку они уже не обладают эмерджентными свойствами ее. Так, например, если хотим по циркону говорить об изотопной модели возраста избранной системы (минерального тела), то нельзя цирконовые индивиды изучать отдельно от системы (предварительно раздробив минеральный агрегат). Онтогенез циркона необходимо вписать в онтогенез системы, а далее соотношения изотопов должны быть «расписаны» в анатомии кристаллов циркона. В настоящее время нет ни одной работы в геологической литературе, где изотопный возраст цирконов получен по онтогенической методике.

Литература

Бартон П. Б., Скиннер Б. Дж. Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 211–285.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.

В. В. Масленников, С. П. Масленникова, М. Б. Хадисов
*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mas@mineralogy.ru*

Сравнительный анализ ассоциаций акцессорных минералов в гидротермальных сульфидных отложениях и продуктах их субмаринного гипергенеза

В последнее десятилетие исследования лаборатории минералогии рудогенеза Института минералогии УрО РАН направлены на решение фундаментальной проблемы геологии, связанной с созданием концепций взаимодействия гидротермальных отложений с гидросферой. На основе сравнительного анализа состава гидротермальных отложений и продуктов их придонного преобразования предусматривается определить роль и место субмаринного гипергенеза (гальмиролиза) в теории гидротермально-осадочного колчеданообразования, оценить его влияние на минералогическое разнообразие колчеданных месторождений. Одно из направлений решения этой проблемы включает сравнение ассоциаций акцессорных минералов в гидротермальных отложениях и продуктах их субмаринного гипергенного преобразования. Главную информацию по этому вопросу дают материалы по минералогии колчеданных месторождений Урала, представленные в работах Г. Н. Пшеничного, Т. Н. Шадлун, П. Я. Яроша, М. И. Исмагилова, Н. П. Еремина, А. Г. Жабина, В. В. Зайкова, С. В. Колотова, В. П. Молошага, В. В. Мурзина, Е. В. Белогуб, К. А. Новоселова, И. В. Викентьева, И. Ю. Мелекесцевой и др.

В большинстве работ основное внимание уделялось минералогии продуктов гидротермального отложения или метаморфического и гидротермально-метасомати-

ческого преобразования колчеданных руд. Вместе с тем, субмаринный характер преобразований доказывается литологическими признаками, в том числе минералогической зональностью сульфидных циклитов, зависимостью степени преобразования от гранулометрии рудокластитов [Сафина, Масленников, 2008]. В последние годы появилось понимание важности изучения и сравнения минералогии донных гидротермальных и субмаринных гипергенных рудных фаций для выявления причин минералогического разнообразия колчеданных месторождений и построения наиболее полных моделей колчеданообразования [Масленников, 1999; 2006; Зайков, 1997; 2006; Зайков и др., 2001; Масленникова, Масленников, 2007; Сафина, Масленников, 2008].

Основные особенности гидротермального минералообразования при формировании колчеданных месторождений связаны с температурой, Eh, pH, fO_2 и fS_2 , соотношением $(H_2S+HS^-+S^{2-})/(Fe+Cu+Zn+Pb)$ поступающих флюидов, которые во многом отражают степень их смешения с морской водой на глубине гидротермальной системы и зависят от состава породных пород, в различной степени буферизующих процессы окисления.

Иные аргументы приемлемы для объяснения минералогической специализации колчеданных руд, сформированных низкотемпературными субмаринными гипергенными растворами. К таким рудам относятся, прежде всего, сульфидные, баритовые и оксидные продукты субмаринного гипергенеза, сформировавшиеся, главным образом, по обломочным сульфидным отложениям и почти полностью утратившие облик исходных сульфидных осадков. Состав новообразованных главных минералов в сульфидных продуктах субмаринного гипергенеза колчеданных руд определялся литологическими факторами минералообразования, среди которых наиболее важными являются состав исходных рудокластов, размеры обломков, состав примесных нерудных осадков.

На месторождениях кипрского типа и типа бесси кислые условия субмаринного гипергенеза, обусловленные окислением исходного колломорфного пирита, вызывают кислотное выщелачивание халькопирита и новообразование эвгдрального пирита. На месторождениях типа куроко (баймакского, алтайского), напротив, преобладают сфалеритовые, халькопиритовые, галенитовые, борнитовые, теннантитовые или баритовые диагениты при подчиненном развитии или отсутствии пиритовых разновидностей. В последнем случае микроскопические исследования свидетельствуют о выщелачивании исходного пирита с замещением его халькопиритом, а халькопирита – борнитом, теннантитом и сфалеритом в ассоциации с галенитом и баритом, с появлением электрума и кюстелита. Предполагается, что субмаринный гипергенез сульфидных рудокластитов на месторождениях типа куроко происходил в субнейтральных и субщелочных условиях, поскольку гипергенные кислоты, связанные с окислением пирита, нейтрализовались сфалеритом – преобладающим минералом в рудокластах. Это способствовало формированию минералов, устойчивых в слабокислых и субщелочных условиях (халькопирит, борнит, дигенит, сфалерит, галенит). Предполагается, что донорами восстановленной серы служили исходные сульфиды и в первую очередь, растворяющийся в кислотах сфалерит. Сульфидные продукты субмаринного гипергенеза колчеданных месторождений уральского типа содержат все разновидности, характерные как для месторождений кипрского типа, так и для месторождений типа куроко. Однако, чаще всего в них преобладают гематит-пирит-халькопиритовые продукты субмаринного гипергенеза рудокластитов.

Представленные обобщающие результаты, базирующиеся на огромном фактическом материале многих исследователей, являются оригинальными в рамках разви-

тия глобального сравнительного минералогического анализа различных типов колчеданных месторождений и по-новому объясняют причины их разнообразия.

Установлено, что продукты субмаринного гипергенеза колчеданных руд характеризуются своеобразной акцессорной минерализацией, отличающейся от минерализации гидротермальных рудных фаций. На основе сравнения акцессорных минералов в трубах «черных курильщиков» и продуктах их придонного преобразования установлена эволюция состава акцессорных минералов от высокотемпературных минеральных ассоциаций, образованных в резко восстановительных условиях, к минеральным ассоциациям, сформированным в низкотемпературных и более окислительных условиях. На возрастание окислительных условий минералообразования указывает появление блеклых руд, магнетита, гематита и барита.

Имеются некоторые особенности эволюции минералообразования в различных рудно-формационных типах колчеданных месторождений. На месторождениях кипрского типа непреобразованные рудокластиты бедны акцессорными минералами. По мере возрастания степени гальмиролиза и растворения обломков колломорфного пирита и замещения его диагенетическим халькопиритом в них появляются новообразованные блеклые руды, галенит, иногда карролит и кобальтин (Летнее, Зимнее месторождения на Урале, Бесси в Японии, Аржа на Омане и др.). На месторождениях уральского типа в процессе субмаринного гипергенеза происходила смена теллуридно-сульфоарсенидной минерализации на золото-галенит-сульфосольную или, реже, золото-дигенит-борнит-сульфосольную (Молодежное, Яман-Касы, Учалы). На месторождениях баймакского типа исходные гидротермальные теллуриды так же, как и на месторождениях уральского типа, сменялись минералами золото-борнит-дигенит-сульфосольной ассоциации, иногда содержащими новообразованные гессит и кервеллит (Валенторское), реже – алтаит (Барсучий Лог) или арсенопирит (Джуса), развивающиеся по гальмиролитическим сульфидам и блеклым рудам, вероятно, в стадию позднего диагенеза–катагенеза. Аналогичные тенденции установлены на некоторых месторождениях алтайского типа (например, Артемьевском), когда в конце ряда от висмутовых сульфидов к галенит-блеклорудным ассоциациям вновь появлялись арсенопирит и самородное золото, замещающие теннантит. На месторождениях куроко типа халькопирит-висмутовая акцессорная минерализация сменяется борнит-блеклорудной с многочисленными сульфидами серебра и меди и самородным золотом. Однако, в жилах вновь встречается сульфидная серебро-висмутовая минерализация. На месторождениях, ассоциирующихся с черными сланцами (Сафьяновское), также наблюдаются признаки эволюции минералообразования от восстановительных условий к окислительным, несмотря на примесь органического вещества. Это выражается в замещении гессит-глаукокодот-халькопиритовой ассоциации энаргит-ковеллин-галенитовой с самородным золотом.

Как и для гидротермальных фаций, устанавливается нарастание роли халькофильных (Pb, Cu, Zn) и благородных (Au, Ag) металлов по сравнению с сидерофильными (Fe, Co, Ni) в ряду от серноколчеданных и медноколчеданных продуктов субмаринного гипергенеза сульфидных отложений к колчеданно-полиметаллическим. Однако для продуктов субмаринного гипергенеза по мере нарастания зрелости наиболее отчетливо проявлена смена дисульфидной, теллуридной и арсенидной минерализации сульфидной и сульфосольной с соответствующим уменьшением в минералах отношения восстановленных ионов серы, теллура и мышьяка к сумме металлов.

В целом, теллуриды нередко оказываются более устойчивыми в окислительных условиях по сравнению с многими сульфидами (пирротином, пиритом, халькопиритом, сфалеритом). Может быть несколько причин того, что они нередко исчезают быстрее сульфидов. Одна из них – это более низкие содержания теллуридов по сравнению с общим количеством сульфидов. Поэтому любые процессы растворения и нового образования приводят к визуальному уменьшению количества редких минералов по сравнению с главными. Другая причина исчезновения видимых теллуридов может быть связана не только с их субмаринным окислением, но и восстановлением металлов, которое сопровождается окислением сильных восстановителей, например, пирротина или троилита. В этом случае вместо теллуридов можно ожидать, например, появления самородного золота и висмута. Если рудный осадок сильно разбавлен фоновыми отложениями, влияние окисляющихся сульфидов на теллуриды может быть ограниченным, что способствует сохранению реликтов последних, например, в окисных металлоносных осадках.

«Нарушение» общей тенденции минералообразования, связанное с появлением поздних теллуридов и сульфоарсенидов, обычно объясняется наложением гидротермальных процессов или процессами позднего диагенеза, катагенеза или даже метаморфизма руд. Однако нами, в основном, изучались неметаморфизованные месторождения. Это, позволяет предполагать, что такие «нарушения» могут быть связаны с нарастанием восстановительных условий минералообразования как при поступлении новых порций гидротермальных растворов, так и в глубоких зонах субмаринного гипергенеза, обедненных кислородом. Одной из причин дополнительного субмаринного гипергенного формирования сульфидов, теллуридов, арсенидов, сульфоарсенидов и самородных элементов может быть примесь минералов, содержащих сильные восстановители такие, как Fe^{2+} . К таким минералам относятся железистые разновидности оливина и пироксена. В этих условиях возникают благоприятные восстановительные условия не только для формирования вторичных моносульфидов и дисульфидов железа, но и для других аксессуариев. Вероятно, примером этому могут служить сульфидно-арсенидные ассоциации Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения, охарактеризованные в монографиях И. Ю. Мелекесцевой [2007] и В. В. Зайкова [2006]. В целом, намеченная проблема вторичного образования аксессуарных минералов в рудах колчеданных месторождений требует дальнейшего решения.

Авторы благодарят профессора д.г.-м.н. В. В. Зайкова и к.г.-м.н. Н. П. Сафину, без помощи которых многие проблемы минералогии субмаринного гипергенеза сульфидных отложений остались бы нерешенными. Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (08-05-00731а).

Литература

Зайков В. В. Минералы золота и серебра в зонах субмаринного и континентального гипергенеза медно-колчеданных месторождений Южного Урала // Уральский минералогический сборник № 7. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 33–53.

Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 429 с.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Мелекесцева И. Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.

Сафина Н. П., Масленников В. В. Литолого-минералогическая зональность сульфидных циклитов Яман-Касинского и Сафьяновского колчеданных месторождений (Урал) // ДАН, 2008. Т. 419. № 6. С. 804–806.

Сафина Н. П., Масленников В. В. Последовательность минералообразования в кластогенных рудах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // ЗРМО, 2008. Ч. СXXXVII. № 4. С. 89–103.

О. С. Теленков, В. А. Котляров, Ю. М. Нерослов
Институт минералогии УрО РАН
telenkov@mineralogy.ru

Информационное обеспечение проведения электронно-микроскопических исследований в центре коллективного пользования Института минералогии УрО РАН

В рамках развития корпоративной информационной системы Института минералогии УрО РАН [Коржавин, 2001, 2003; Теленков, 2007] в 2008 году было разработано программное обеспечение для центра коллективного пользования (ЦКП) аналитическими методами исследования минерального вещества. Программное обеспечение, реализованное в составе web-сервера Института минералогии УрО РАН, предполагает его удаленное использование в сети интернет на основе распределенного доступа к функциональным возможностям и данным, как заказчиками, так и аналитическим персоналом ЦКП.

На стартовой странице сайта ЦКП (рис. 1) предлагается выбор метода аналитических исследований с приведением описания применяемого оборудования, параметров и условий проводимых исследований, способов подготовки проб и препаратов, информации о персональном составе аналитических лабораторий. Использование коммуникационных сервисов сайта, построенных по типу социальных сетей (web-почта, система обмена мгновенными сообщениями, IP-телефония, видеоконференция), позволяет организовать эффективное взаимодействие персонала ЦКП с заказчиками на всех стадиях проведения аналитических исследований. За основу такого взаимодействия принята система поэтапного документооборота, представляющего собой замкнутый цикл прохождения заказов на производство анализов – от первоначального формирования заказа, через передачу его в аналитическую лабораторию с последующим получением результатов исследований. Для всех видов анализов эта система является однотипной и различается лишь в части представления результатов, в соответствии со спецификой метода. Здесь мы рассмотрим работу системы на примере проведения электронно-микроскопических исследований с использованием электронного микроскопа РЭММА-202МВ с энергодисперсионной приставкой для качественного и количественного микроанализа элементного состава.

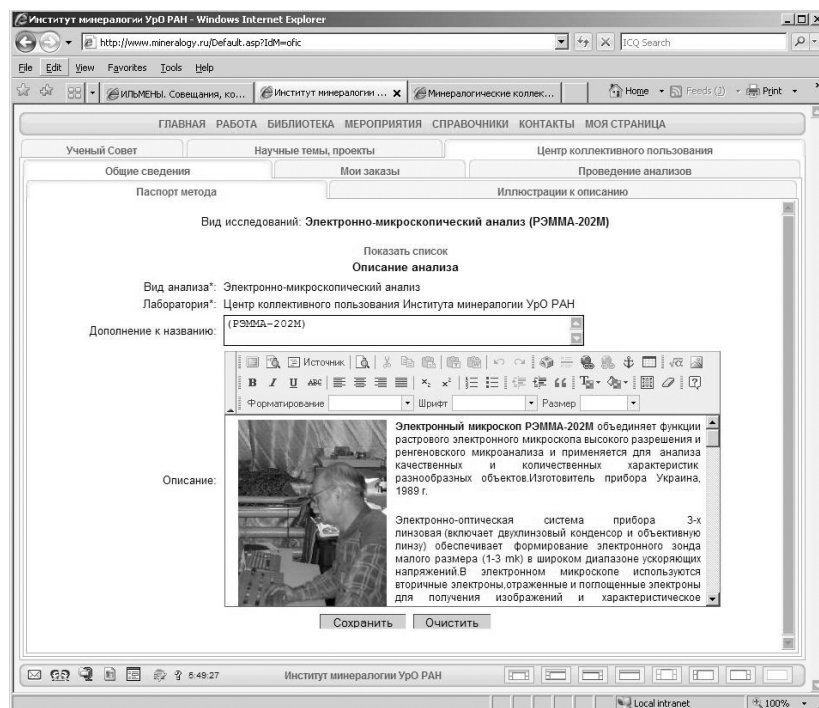


Рис. 1. Стартовая страница сайта ЦКП.

Оформление заказов на проведение аналитических исследований пользователями осуществляется на своей персональной странице сайта ЦКП посредством заполнения формы заказа, содержащей следующую информацию (рис. 2, 3):

- номер и дату подачи заказа;
- общее описание состава заказа и предполагаемой схемы проведения аналитических измерений;
- характеристику каждой конкретной аналитической пробы или препарата (поверхности сколов образцов, полированных шлифов, монофракций и проч.) с привязкой к полевому описанию объектов опробования.

После оформления заказа и передачи аналитического материала в лабораторию данные по заказу передаются в интерфейс аналитика, где идет последовательное их дополнение информацией о состоянии и результатах выполненных исследований. При этом заказчик со своей персональной страницы имеет возможность видеть весь ход выполнения аналитических измерений и корректировать изначально обозначенную их схему. Используемое в настоящее время в Институте минералогии УрО РАН оборудование (электронный микроскоп РЭММА-202МВ с энергодисперсионной приставкой) не оснащено современным программно-техническим комплексом для удаленного в сети Интернет управления проведением анализов. Тем не менее, опосредованно, через видеотрансляцию в режиме реального времени всех действий аналитика и рабочего стола его компьютера, возможна организация удаленного взаимодействия с заказчиком при осуществлении каждого конкретного измерения. Схема такого взаимодействия следующая. После вывода оператором-аналитиком на экран

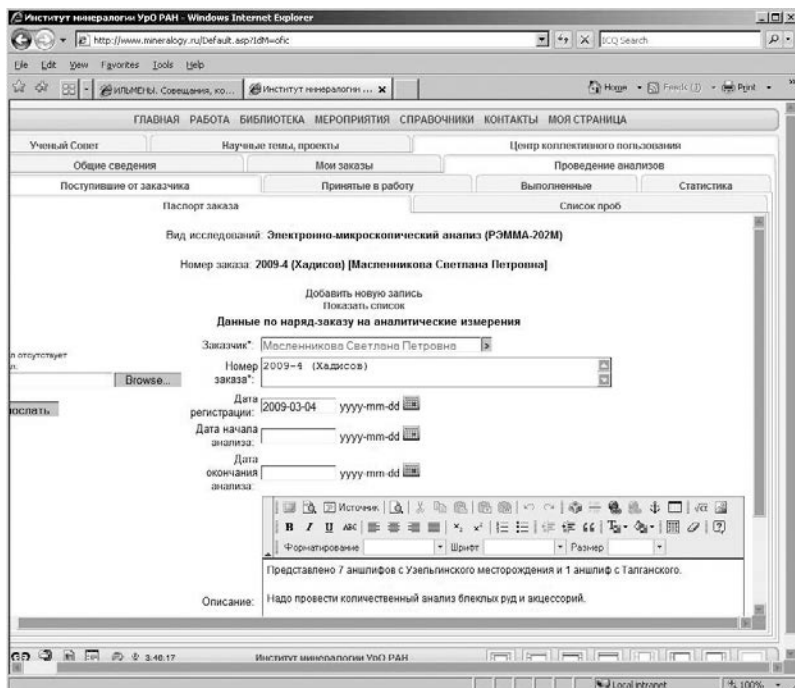


Рис. 2. Общая информация по заказу на проведение аналитических исследований.

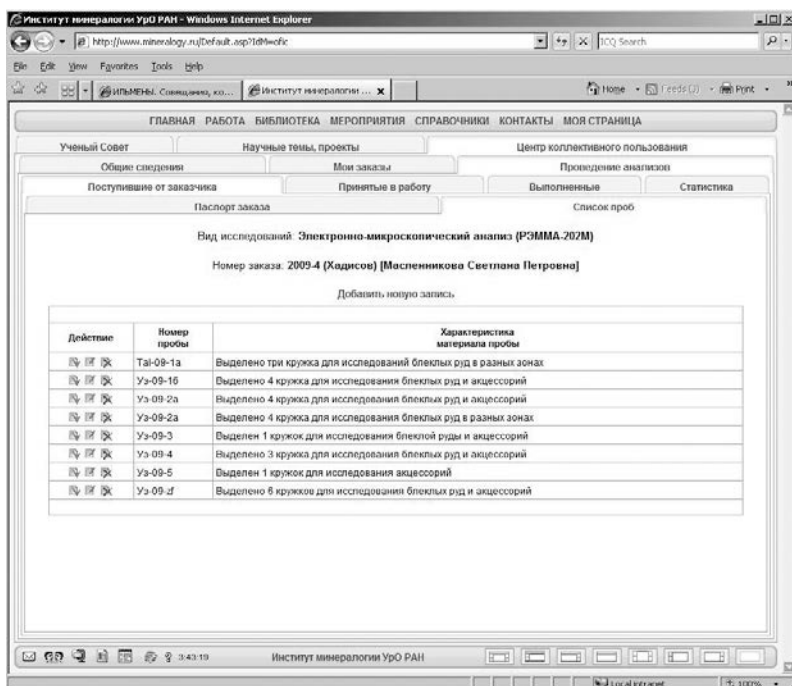


Рис. 3. Информация по аналитическим пробам в заказе.

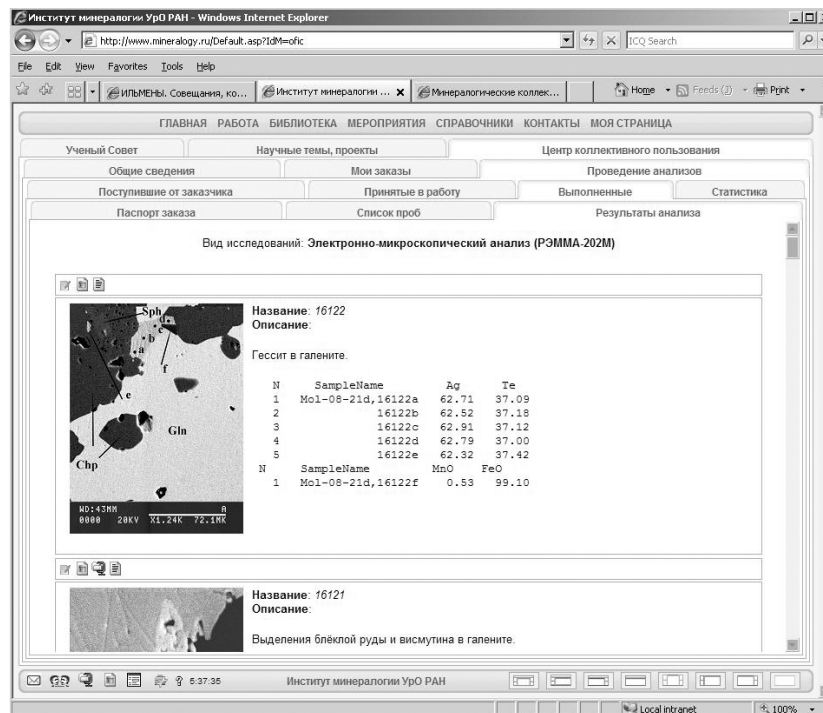


Рис. 4. Представление результатов электронно-микроскопических исследований

изображения необходимого участка анализируемого препарата, заказчик сохраняет его в файл и пересылает на сервер ЦКП через специальный интерфейс представления результатов электронно-микроскопического анализа. При необходимости возможно указание точки или профиля для осуществления качественного или количественного анализа, который будет выполнен оператором-аналитиком непосредственно после действий заказчика или позднее с размещением результатов в составе информации по заказу (рис. 4).

Таким образом, после выполнения всей намеченной схемы проведения исследований по заказу, ставится отметка о выполнении работ по нему и вся информация с результатами исследований передается в распределенное информационное хранилище. В дальнейшем, в соответствии с организационной структурой работ по исследовательским проектам, результаты полученных измерений могут совместно использоваться всеми исполнителями работ для их анализа и публикации. При этом, если при оформлении заказа была осуществлена увязка анализируемых препаратов к полевому описанию объектов опробования с пространственной привязкой, результаты измерений автоматически передаются в состав геоинформационных систем по проектам, что автоматически предполагает возможность осуществления комплексного ГИС-анализа с использованием микрозондовых (в данном случае) исследований.

Разработанное программное обеспечение предложено для использования в целях информационного обслуживания распределенного центра коллективного пользования по исследованию минерального вещества в Отделении по наукам о Земле УРО РАН. В будущем предполагается создание на этой основе регионального информа-

ционного хранилища и ресурсного центра [Теленков, 2006] в составе информационной системы «Природопользование Урала».

Литература

Коржавин В. Н., Хворов П. В. Применение Internet-технологий в организации проведения аналитических работ на примере рентгеноструктурного анализа // Тезисы докладов Третьей Национальной конференции по применению рентгеновского, синхротронного излучений, нейтронов и электронов для исследования материалов (РСНЭ-2001). Москва, 2001. С. 448–449.

Коржавин В. Н., Теленков О. С. WEB-интерфейс доступа к базам данных в геолого-минералогических исследованиях на основе ГИС // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 257–258.

Теленков О. С. Региональное информационное хранилище и ресурсный центр для обеспечения фундаментальных исследований в области геологии и минералогии // Металлогения древних и современных океанов-2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 245–249.

Теленков О. С., Дутиков Д. Н., Гребенникова Л. Н., Заушицина О. Л. Обработка данных геолого-минералогических исследований в составе корпоративной информационной системы // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 170–173

А. В. Брисюк

Санкт-Петербургский государственный университет,

г. Санкт-Петербург

mralex_spb@mail.ru

Минералого-геохимическая характеристика пегматитовой жилы Люмаки, Финляндия (научный руководитель В. В. Гордиенко)

Объектом исследования в настоящей работе послужила пегматитовая жила в районе Люмаки в Финляндии, вмещающая одноименное месторождение ювелирных бериллов. Эти пегматиты пространственно и генетически связаны с гранитами-рапакиви. Актуальность исследований заключается в том, что пегматитовые жилы данной формации очень слабо охарактеризованы в литературе, кроме того, эти данные устарели в связи с совершенствованием аналитических методов и эволюцией геологических концепций. Пегматит Люмаки охарактеризован только в одной статье [Serro, 1993], посвященной бериллам, а описание самой жилы крайне скупое.

Целью работы явилось сравнительное изучение закономерностей распределения элементов-примесей в минералах пегматитовой жилы по ее простиранию и мощности, а также выявление геохимической преемственности между жилой и интрузивом гранитов-рапакиви, дифференциатом которого она является, и сопоставление результатов исследования с имеющимися данными по волынским пегматитам.

Основные задачи исследования:

1. Описание вариаций вещественного состава и текстурно-структурных особенностей пород жилы по простиранию и мощности на основе выполненной в поле фотодокументации и изучения взятых образцов и шлифов.

2. Выявление на основе результатов аналитических исследований (ICP-MS, спектральный полуколичественный анализ, рентгено-спектральный флюоресцентный анализ, РФА) различия в составе минералов по простиранию и мощности тела.

3. Определение температур кристаллизации ведущих парагенезисов пегматита.

4. Выделение наиболее перспективных участков для добычи бериллов.

Минералого-петрографическая характеристика пород жилы Люмаки.

Пегматитовая жила (рис. 1) представляет собой субширотное пологопадающее пегматитовое тело (угол падения 12° , азимут простирания 300°), резко несогласно секущее вмещающие породы.

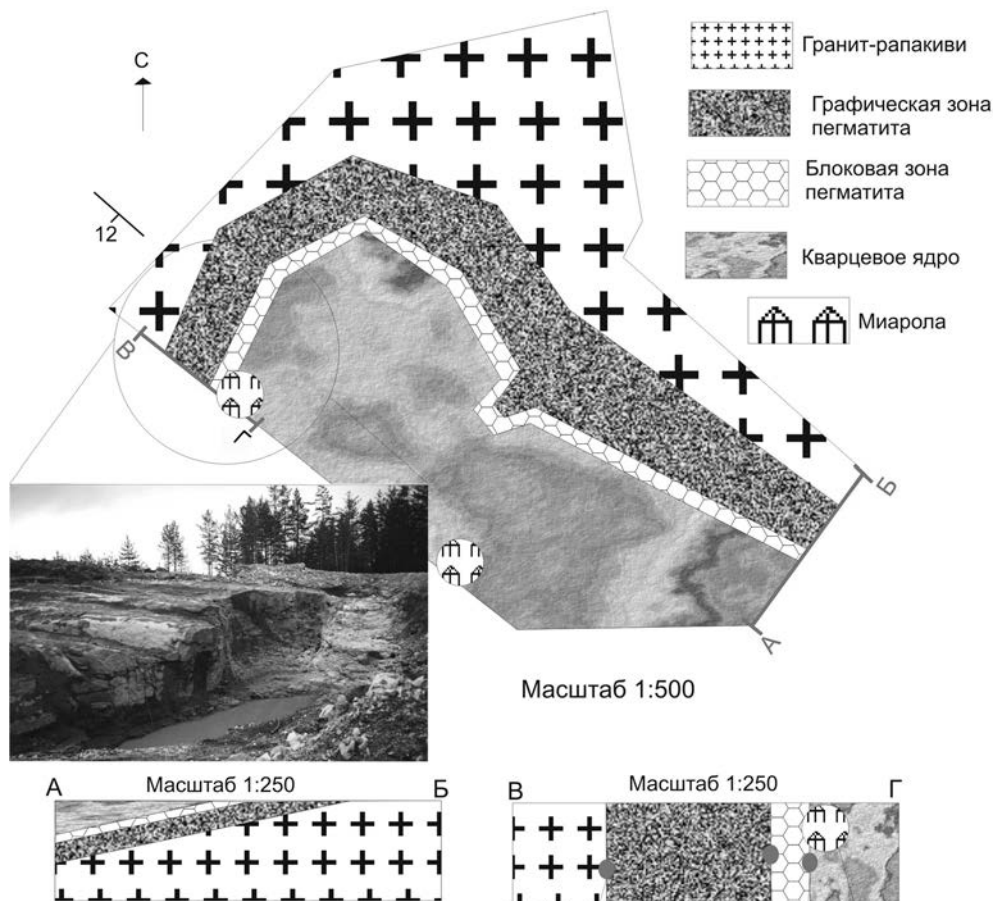


Рис. 1. Схема карьера Люмаки.

Вмещающие породы представлены роговообманковыми биотитовыми рапакиви. Окраска у них розовато-серая, средний минеральный состав (в порядке уменьшения содержания): микроклин, кварц, плагиоклаз, роговая обманка, биотит, пироксен и акцессорные минералы (флюорит, апатит, циркон, ильменит и магнетит).

В *приконтактной зоне* со стороны гранитов-рапакиви происходит увеличение содержания темноцветных и связанных с ними акцессорных минералов. Изометричные овоиды КПШ окаймлены бежевой оторочкой и, в целом, наблюдается помутнение и побурение КПШ. В приконтактной зоне в граните развита сильная трещиноватость, обтекающая пегматитовое тело. Наблюдаются веерообразные и концентрические трещины, заполненные дресвяным материалом. В зоне непосредственно контакта породы эпидотизированы, наблюдаются микропримазки флюорита на биотите. Зона контакта имеет неровную, но четкую границу. В приконтактной зоне со стороны пегматита минералы ожелезнены и представлены микроклином и кварцем, также заметны редкие зерна плагиоклаза (альбита) таблитчатой формы.

Затем следует *графическая зона*. Она образует внешнюю непрерывную оторочку мощностью ≈ 5 м. Местами породы графической зоны разделены горизонтальными трещинами на плиты переменной мощности, по трещинам развиты кристаллы мориона и микроклин-пертита. В основном, эта зона представлена графическими срастаниями кварца и КПШ. Ближе к центру тела мономинеральные обособления микроклина чередуются с участками радиально-графических структур, при этом зерна дымчатого кварца и микроклина имеют вытянутую, иногда конусовидную форму и направлены в сторону осевой части тела. Эта зона ожелезнена, местами наблюдаются целые участки, покрытые железистыми охрами. К центру пегматита наблюдается укрупнение зернистости, увеличивается содержание биотита, вкрапленники кварца становятся более редкими, ихтиоглипты приобретают скелетный характер и сложную форму. Перед следующей зоной (блоковой) содержание кварца резко возрастает, и увеличивается размер зерен.

Блоковая зона развита неравномерно, связана с предыдущей зоной преимущественно постепенными переходами и местами содержит реликты классической графической зоны. Блоковая зона представлена крупными выделениями серого блокового кварца и микроклин-пертита, ближе к кварцевому ядру появляются крупные лейсты биотита. Он образует пластины, пачки и бочонкообразные кристаллы, иногда встречается в виде «барботова глаза». Местами встречаются блоковый альбит, ювелирный желтый берилл, монацит и редкие проявления топаза (неограниченные мелкозернистые агрегаты). В этой зоне появляются миаролы. В примиарольной части в ходе выщелачивания породы сильно ожелезнены, и микроклин-пертит становится бурым или красным, пегматоидные породы переходят в друзовые срастания кварца и микроклин-пертита, которые при выходе в миаролу приобретают хорошую огранку. Мощность блоковой зоны не превышает 1 м.

В блоковой зоне появляются *миаролы*, выполненные дымчатым кварцем, мелкими крайне редкими кристаллами топаза, мелкочешуйчатым биотитом и зеленым ювелирным бериллом. Они могут содержать кристаллы альбита, микроклина, ортоклаза, местами – бертрандит, гетит и флюорит. Размеры миаролы могут быть от нескольких сантиметров до нескольких метров. Вокруг миаролы наблюдаются трещины контракции. Под миаролами расположена зона выщелачивания, где видны следы растворения и замещения кварца, биотита и микроклин-пертита, а также и новообразованные минералы: альбит, гидрослюда и опал. В пегматитах Люмаки эта зона не превышает первых десятков сантиметров.

Кварцевое ядро расположено в центральной части тела и представлено молочно-белым кварцем. В кварцевой зоне тоже иногда встречаются миаролы, выполненные исключительно дымчатым кварцем. Причем плитки кварца около миаролы расположены ориентировано и иногда регенерированы до бесцветного и дымчатого кварца. Непосредственно на контакте с миаролой кварц бывает настолько трещиноватый, что при разборке превращается в кварцевую сыпучку. Мощность кварцевого ядра до 20 м, контакт с блоковой зоной резкий и извилистый.

Минералого-петрографическая характеристика пегматитов позволяет отнести их к хрусталеносной формации по классификации В. В. Гордиенко [1996].

Морфологические особенности и генерации калиевых полевых шпатов. В пегматитах Люмаки можно выделить две разновидности КПШ.

Графический КПШ, по-видимому, является наиболее ранним. Его характерной особенностью является, в целом, пойкилитовый характер выделений, обусловленный многочисленными закономерно ориентированными мелкими вростками кварца в значительно более крупных выделениях КПШ. Графический КПШ образует зерна от 1 до 10 см, заполненные пертитовыми вростками альбита (плаггиоклаз соответствует 17 номеру).

Блоковый КПШ принадлежит ко второй генерации минерала. Он образует изометрические выделения с характерным груборешетчатым двойниковым строением, лишенные кварцевых вросток. Часто можно увидеть, что графический агрегат путем постепенного укрупнения ихтиоглиптов кварца и их преобразования в ленточные изометричные формы переходит в агрегат блокового КПШ и кварца. Такие наблюдения свидетельствуют о более позднем образовании блокового КПШ по сравнению с графическим. Для блокового КПШ характерно развитие крупных ленточных пертитов, плаггиоклаз в которых соответствует номеру 8.

По свинцовому термометру [Гордиенко, 1994] была рассчитана температура кристаллизации минералов. Она составила для графической зоны 633 °С, для блоковой – 573 °С. Отношения К/Na в КПШ уменьшается по мощности (почти в 2 раза), и, опираясь на изобарометрическую диаграмму Стромера (рис. 2), этот факт можно интерпретировать как существенное снижение давления в системе в ходе пегматитогенеза. Давление во время кристаллизации графической зоны было >10 кб, во время кристаллизации блоковой зоны оно составило ≈ 3.5 кб. На основе этого можно сказать, что процесс образования миарольных ассоциаций происходил гораздо позже во времени и миаролы, возможно, наложенные.

Вариации вещественного состава по простиранию и по мощности пегматитовой жилы. Полученные данные о вариациях изменения вещественного состава биотита во времени в пегматитовой жиле Люмаки довольно сложны и противоречивы.

От блоковой зоны к примиарольной его содержание возрастает в 20 раз, а в самой миароле уменьшается в 10 раз. Данный факт свидетельствует о накоплении Be в биотите во времени и его выносе на последних стадиях пегматитогенеза.

Rb в КПШ в восточной и западной частях жилы закономерно возрастает от вмещающих гранитов-рапакиви в сторону кварцевого ядра, что сопровождается увеличением доли КПШ в породах. В западной части наблюдается незначительное понижение его содержания (на общем возрастающем фоне) только в приконтактной зоне жилы со стороны пегматитов. В восточной части содержание Rb тоже понижается в приконтактной части, но со стороны вмещающих гранитов, а в пегматитах равномерно возрастает в сторону кварцевого ядра, вариации в этой части жилы весьма невелики. В целом, с востока на запад содержание Rb возрастает во всех зонах жилы

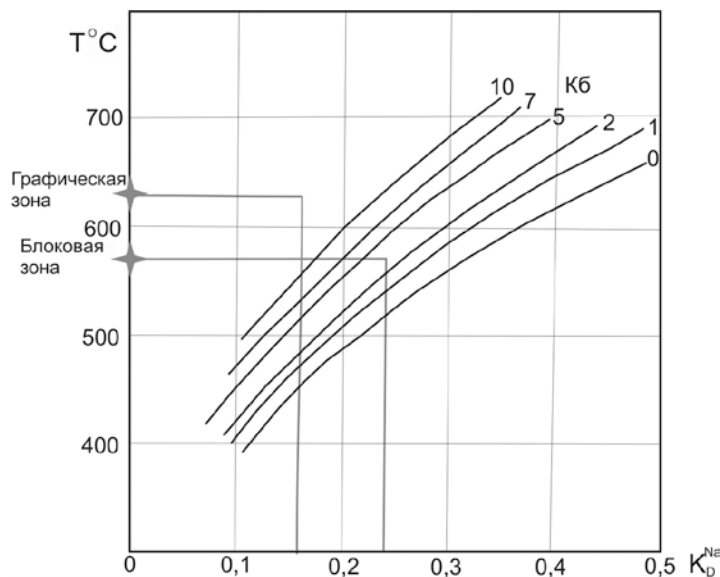


Рис. 2. Изобарометрическая диаграмма Стромера.

(более всего в приконтактной зоне со стороны пегматита), а во вмещающих породах в том же направлении оно падает.

Sr в КПШ по простиранию выявляет обратную с Rb корреляцию, т.е. его содержания понижаются в сторону кварцевого ядра пегматита (исключение составляет графическая зона, где наблюдается незначительное повышение концентрации Sr) и, соответственно, возрастают во вмещающих породах. Тем не менее, Sr ведет себя по-разному в восточной и западной частях: на западе он закономерно убывает, незначительный положительный скачок наблюдается лишь в приконтактной зоне; его поведение полностью противоположно Rb. Совсем иная картина наблюдается в восточной части жилы. Особых изменений в содержании Sr здесь нет: незначительное падение в приконтактной зоне от вмещающих гранитов к пегматитам, далее незначительное возрастание в породах жилы с последующим резким падением в графической зоне, также наблюдается обратная корреляция с Rb.

Содержания Ba в КПШ в пегматитовой жиле напрямую коррелируют со Sr и имеют обратную корреляцию с Rb в западной части жилы, убывая впоследствии в сторону кварцевого ядра. Отношения Ba/Rb и K/Rb в КПШ уменьшаются по мощности (K/Rb-отношение от контакта с вмещающими гранитами рапакиви к блоковой зоне пегматита уменьшается в 1,5 раза, Ba/Rb – в 12 раз соответственно), что свидетельствует о направленности процессов кристаллизации к осевой части пегматитового тела по мере остывания расплава. Это говорит о небольшой дифференцированности пегматитов Люмаки. В целом, распределение элементов Rb, Sr и Ba по простиранию жилы показывают, что ее восточная часть менее дифференцирована, чем западная, а следовательно последняя является самой продуктивной на камнесамоцветное сырье.

Продолжение изучения данного района позволит, вероятно, обнаружить поле пегматитов аналогичной специализации и на территории России, а также разработать методику по изучению и поиску подобных объектов.

Литература

Гордиенко В. В. Гранитные пегматиты (рудные формации, минералого-геохимические особенности, происхождение, поисково-оценочные критерии). СПб.: СПбГУ, 1996. 272 с.

Гордиенко В. В., Пономарева Н. И. Распределение свинца между сосуществующими калиевым полевым шпатом и плагиоклазом как диполовошпатовый геотермометр // Доклады академии наук, 1994. Т. 338. № 2. С. 205–206.

Seppo I. L., Kari A. K. A new gem locality Luumaki, Finland / Notes and new techniques, 1993. Vol. 29. № 1. P. 30–37.

А. С. Дмитриева
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
annadel@inbox.ru

Условия образования турмалиновой минерализации в пегматитовых жилах Малханского месторождения, Восточное Забайкалье
(научный руководитель В. Е. Загорский)

Целью настоящей работы является реконструкция условий образования турмалиновой минерализации в миароловых пегматитах Малханского поля на основе изучения флюидных включений (ФВ) в турмалине. В пределах поля, являющегося одним из крупнейших источников драгоценного турмалина в Евразии, наибольший интерес представляют высокопродуктивные жилы Моховая, Орешная, Соседка, Октябрьская, Западная-1 и некоторые другие. Наиболее весомый вклад в изучение и освоение Малханского месторождения самоцветов внесли геологи экспедиции «Байкал-кварцсамоцветы» и ЗАО «Турмалхан» В. Е. Кушнарев, А. Д. Сотников, В. И. Беляевский, а также сотрудники ИГХ СО РАН В. Е. Загорский и И. С. Перетяжко.

Геология, минералогия и геохимия пегматитов Малханского поля освещены в работах [Загорский, Перетяжко, 1992; 2008]. Условия образования полостей наиболее детально проанализированы на примере одной из миарол в жиле Октябрьская [Peretyazhko et al., 2004].

Богатые турмалином жилы сложены кварц-полевошпатовой матрицей графической, пегматоидной и блоковой структур, вмещающей многочисленные миаролы. Последние часто окружены комплексами непостоянного состава, сложенными лепидолитом, цветным турмалином, альбитом, петалитом. Околомиароловые комплексы сформировались на позднемагматическом этапе, тогда как минералообразование в миаролах соответствует гидротермальному этапу. Соседние, изолированные друг от друга миаролы часто разительно отличаются по составу друзовых парагенезисов и рыхлого материала их заполнения. Наряду с богатыми турмалином полостями, присутствуют миаролы, в которых борная минерализация представлена аксинитом, а также «кварцевые» (без минералов бора) миаролы.

Для кристаллов турмалина характерна продольная и концентрическая зональность (от ранних зон к поздним): черные шерлы → коричневые, желтые, салатовые Mn-Li-Al-турмалины → розовые, вишневые, светло-зеленые Li-Al-турмалины → темно-зеленые (до почти черных) Mn-Fe-содержащие Li-Al-турмалины.

Ниже представлены результаты изучения первичных ФВ в цветных турмалинах из нескольких высокопродуктивных жил (коллекция В. Е. Загорского). В работе использован измерительный комплекс на основе поляризационного микроскопа ПОЛАМ Р-311, термокамеры конструкции Базарова с точностью определения температуры гомогенизации (± 5 °С) и криокамеры конструкции В. А. Симонова, температура в которой измерялась при помощи хромель-копелевой термопары, подключенной к цифровому вольтметру (точность ± 0.01 mV). При интерпретации результатов использованы экспериментальные и расчетные данные для систем $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{H}_3\text{BO}_3$ [Bodnar, Vityk, 1994; Peretyazhko et al., 2004].

В турмалинах преобладают первичные ФВ, содержащие борнокисло-водный раствор и газовый пузырек (1 тип). Более редки включения с твердыми фазами. К ним относятся ФВ с кристаллами борной кислоты – сассолина (2 тип) или неидентифицированными анизотропными фазами (\pm сассолин) (3 тип). Все три типа ФВ обычно встречаются совместно и являются сингенетичными. Размеры включений варьируют от 15 до 70 мкм; для них характерны трубчатые и неправильные формы, иногда с элементами индукционных граней. В турмалинах из околониароловых комплексов преобладают ФВ 1 типа, в турмалинах из миарол количества включений разных типов близки. От ранних к поздним зонам кристаллов количество ФВ уменьшается, а их форма становится более сложной.

Криометрические исследования показали, что растворы ФВ замерзают в широком диапазоне температур. Плавление последних кристалликов льда происходит в интервале от -2 до -6.4 °С. Значительные вариации температур эвтектик (-28 ÷ -48 °С) косвенно свидетельствуют о непостоянстве состава захваченных растворов. По данным определения состава растворов ФВ стандартным методом водных вытяжек главными катионами являются K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , в меньших количествах устанавливаются Mn^{2+} , Fe^{2+} , Li^+ , Mg^{2+} . В анионной составляющей обнаружены HCO_3^{3-} , F^- , Cl^- . Борная кислота, являющаяся одним из важнейших компонентов растворов, надежно диагностируется методом КР-спектроскопии. Методом ICP-MS определен более широкий круг элементов. Так, содержания Li в турмалинах достигают 7350 мкг/л, В – 12080 мкг/л, Ti – 200 мкг/л. Кроме того, в существенных количествах установлены и другие элементы: Bi (до 180 мкг/л), Ga (до 70 мкг/л), Pb (до 40 мкг/л). Из летучих компонентов, наряду с бором, этим методом обнаружены также S (до 380 мкг/л) и P (до 70 мкг/л).

Общая *соленость растворов* во ФВ варьирует от 2 до 11 мас. % NaCl-экв. Наблюдается тенденция роста солёности от ранних (желтых) к поздним образцов. *Концентрации H_3BO_3* во флюидах разных жил, в том числе в одинаково окрашенных зонах турмалина, также варьируют весьма существенно – от 3.5 до 24 мас. % (табл., рис. 1). Происходит некоторое снижение содержаний H_3BO_3 по мере перехода

от ранних к поздним зонам турмалинов. В целом, растворы ФВ обычно в большей степени обогащены борной кислотой, чем солевыми компонентами. Повышенные содержания H_3BO_3 характерны для жилы Западная-1.

Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу, в единичных случаях с критическими явлениями. *Температуры гомогенизации (T_{hom})* варьируют от 80–120 до 320–350 °С, но наиболее характерен диапазон 250–330 °С. Значительное перекрытие интервалов T_{hom} ФВ из турмалинов разных пегматитовых тел (рис. 1) свидетельствует о близости температурных условий их образования. При этом концентрация H_3BO_3 не оказывает существенного влияния на температуру гомогенизации ФВ.

Т а б л и ц а

Характеристики флюидных включений в турмалинах

Жилы	Турмалин	Тип ФВ(п)	Температура, °С			C _{NaCl-экв.} , мас. %	C _{H₃BO₃} , мас. %	D, г/см ³	P, кбар	
			T _{ice}	T _{sat.}	T _{hom.}					
Соседка	розовый	1 (29)	-5.8-6.4		120-340 (265)	6.3-11.0		0.84-0.94	2.4-4.5	
		2 (4)	-4.6-5.2	10-42	285-325 (300)	6.5-7.0	3.5-8.0	0.71	2.0	
		3 (2)	-5.0-6.4	43	120-210 (170)	7-9.7.0	8.0	0.95	3.6	
	буро-зеленый	1 (29)	-5.0-6.2		260-350 (330)	8.0-9.5		0.75-0.77	1.64-1.8	
		2 (9)	-5.3-6.0	37-47	315-340 (330)	7.4-8.5	7.0-9.0	0.65-0.70	1.5-1.84	
		3 (10)	-4.4-6.1	42-48	300-370 (335)	7.0-9.3	7.4-8.8	0.70-0.77	1.5-1.82	
Орешная	желтый	1 (3)			300-303					
		2 (6)	-2.3-3.4	46-55	297-302 (300)	3.0-4.4	9.0-11	0.75-0.76	2.2	
		3 (3)	-2.7-3.7	45-56	292-301 (297)	3.4-5.0	8.6-9.0	0.75-0.77	2.3	
	розовый	1 (2)	-3.5		280-300 (290)	5.7		0.78	2.0	
		2 (7)	-1.8-3.8	39-52	290-335 (305)	2.0-5.2	7.5-9.0	0.66-0.74	2.1	
		3 (4)	-2.4-3.4	34-38	250-315 (290)	3.8-5.0	6.7-7.3	0.79	2.5	
Моховая	розовый (комплекс)	1 (25)	-3.0-5.6		220-370 (310)	5.0-8.7		0.74-0.86	1.8-2.7	
		2 (7)	-2.6-4.0	26-50	240-320 (300)	3.4-5.6	5.2-10	0.70-0.84	1.9-3.5	
		3 (11)	-3.0-6.2	33-40	220-350 (305)	4.0-9.5	6.4-7.4	0.70-0.85	1.7-3.2	
	розовый (миаролы)	1 (9)	-1.7-2.7		260-325 (280)	2.9-4.5		0.70-0.78	1.7-2.4	
		2 (4)	-1.8-2.5	44-49	310-320 (315)	2.0-3.0	8.8-10	0.7	1.8	
		3 (4)	-2.0-2.9	61	290-320 (305)	2.8-4.8	12.7	0.72-0.77	1.8-2.1	
Западная-1	желтый	1 (3)	-3.7-4.7		95-110 (100)	6.0-7.5		1.0	2.4-2.7	
		2 (2)	-3.6-4.0	90-94	100-300 (200)	4.3-5.0	22-24	0.92	1.75	
		3 (2)	-3.8-4.5		260-280 (270)	6.2-7.2		0.82-0.84	2.4-2.7	
	розовый	1 (6)	-4.0-5.8		100-280 (210)	6.5-9.0		0.84-0.96	2.6-4.1	
		2 (1)	-5.1	92	240	6.2	22.0	0.9	3.5	
		3 (4)	-4.7-5.9	90	130-250 (200)	7.0-7.4	21.0	0.88-0.93	3.2-3.7	
	зеленый	1 (2)	-4.2		100-130 (115)	6.7		0.98	2.1	
		3 (1)	-5.3		115	8.3		1.0	2.3	
	Октябрьская	желтый	2 (7)	-1.8-2.5	61-70	296-302 (300)	2.0-3.0	13-15.5	0.77	2.2
розовый			1 (2)			220-250 (235)				
			2 (3)	-5.2	60-95	190-285 (250)	7.0	13.5	0.93	4.8
		3 (5)	-4.8-5.0	71-96	280-390 (290)	6.0-6.6	15-20	0.74	2.2	
зеленый		1 (6)	-4.3-5.1		80-240 (180)	7.0-8.0		0.90-0.98	3.4-4.4	
		2 (3)	-4.6	60-90	105-245 (220)	6.3	11.6	0.85	3.4	
	3 (3)	-4.0-5.1	50-73	200-240 (220)	5.6-7.0	10-15	0.87-0.92	3.9-4.5		

Примечание к табл. n – количество ФВ; T_{ice} , T_{sas} , T_{hom} – температуры плавления льда, растворения сассолина и гомогенизации, соответственно (в скобках среднее); $C_{NaCl-экв.}$ – соленость флюида; $C_{H_3BO_3}$ – концентрация борной кислоты; D – плотность флюида; P – давление флюида при температуре 500 °C, рассчитанное с учетом влияния H_3BO_3 по следующим формулам [Peretyazhko et al., 2004]: $P = P_{1-v} + (300 - T_{hom})dP/dT_{100-300\text{ °C}} + (T - 300)dP/dT_{300-500\text{ °C}}$ (если $T_{hom} < 300\text{ °C}$) и $P = P_{1-v} + (T - T_{hom})dP/dT_{300-500\text{ °C}}$ (если $T_{hom} > 300\text{ °C}$). Здесь T – это температура, для которой рассчитано давление; P_{1-v} – давление в момент гомогенизации; dP/dT – поправка к температуре для интервала T_{hom} , равного либо 100–300 °C, либо 300–500 °C.

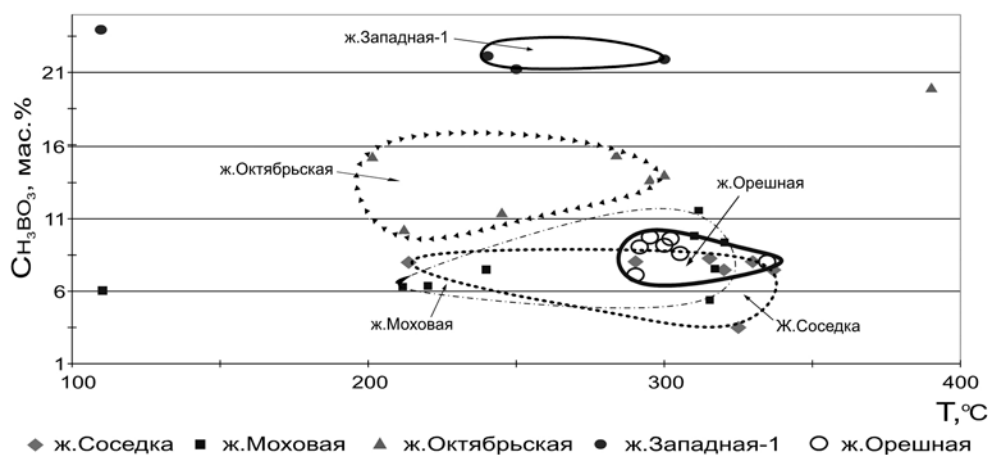


Рис. 1. Содержание борной кислоты в растворе и температура гомогенизации флюидных включений в турмалинах из разных жил Малханского месторождения.

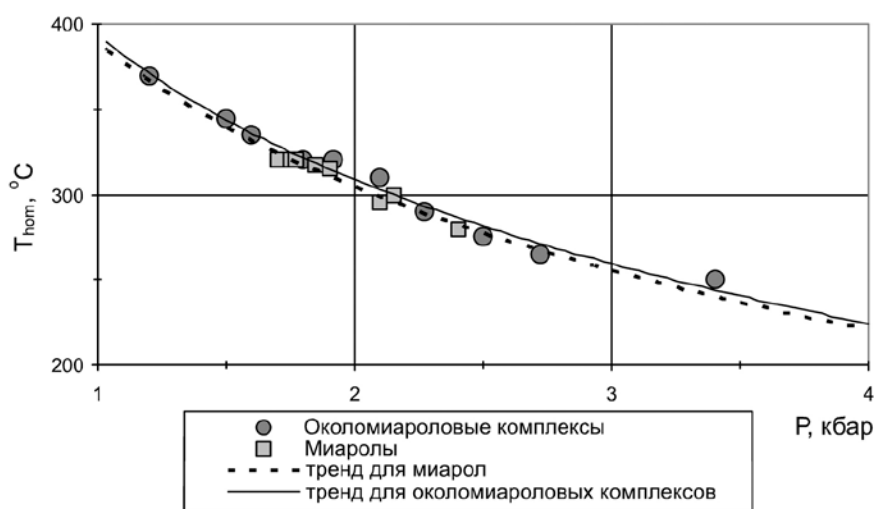


Рис. 2. Зависимость температур гомогенизации и флюидного давления в турмалинах из околомиароловых комплексов и миарол жилы Моховая.

Плотность флюида определялась с учетом солености и концентрации H_3BO_3 [Наумов, 1982]. Ее значения в разных телах достаточно близки – 0.7–1 г/см³ (табл.). Расчетные данные по *давлению флюида* приведены для изотермы 500 °С, поскольку при этой температуре начинается плавление редких расплавных включений в корневых частях кристаллов кварца, растущих на стенках миарол [Peretyazhko et al., 2004], что позволяет принять ее в качестве начальной для гидротермального этапа минералообразования в миаролах. Расчетные значения флюидного давления для начала гидротермального этапа варьируют от 1.5 до 4.5 кбар, но наиболее характерен для изученных жил интервал 1.3–2 кбар (табл.). Концентрация H_3BO_3 оказывает заметное влияние на флюидное давление [Peretyazhko et al., 2004]. Значения давления в турмалинах из околومیароловых комплексов и в кристаллах из миарол в начале гидротермального этапа очень близки (рис. 2). Несколько повышенные давления флюида установлены для розовых турмалинов по сравнению с другими генерациями минерала в большинстве жил, а также для турмалинов жилы Октябрьская в целом.

Выводы

1. Турмалины Малханского пегматитового поля образуются при активном участии высококонцентрированных борнокисло-водных растворов, содержащих также существенные количества других элементов (Mn, Li, Al, Fe, B, Ti, Bi, Ga, Pb).

2. Несмотря на значительные вариации концентраций H_3BO_3 , солености растворов, температур гомогенизации включений и максимального давления флюида, рассчитанного для начала гидротермального этапа, условия образования турмалина в разных жилах существенно не различаются.

Дальнейшие исследования предполагают сравнительный анализ имеющихся термобарогеохимических данных для широкого круга минералов из пегматитов Малхана; в том числе из миарол, резко отличающихся по характеру минерализации.

Литература

Загорский В. Е., Перетяжко И. С. Малханское месторождение турмалина в Забайкалье // Минералогический Альманах. М.: ООО «Альтум», 2008. Вып. 13б. С. 4–39.

Загорский В. Е., Перетяжко И. С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1992. 224 с.

Наумов В. Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 85–94.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data / In: de Vivo B. and Frezzotti M. L. (eds). Fluid inclusions in minerals: Methods and Applications. Pontignano; Siena, 1994. P. 117–130.

Peretyazhko I. S., Zagorsky V. Y., Smirnov S. Z., Mikhailov M. Y. Conditions of pocket formation of the Oktyabrskaya tourmaline-rich gem pegmatite (Malkhan field) // Chemical Geology, 2004. V. 210. P. 91–111.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Т а б л и ц а

Структурные характеристики полевых шпатов

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

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

Литература

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

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

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

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

Н. А. Цыро

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

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

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

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

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

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

породы изменены до хлорит-биотитовых, биотитовых, иногда амфиболсодержащих микрокристаллических сланцев и сланцеватых роговиков, реже встречаются роговики и кристаллические сланцы.

По данным В. В. Амантова, В. П. Ажипы и Б. Лувсанданзана [Геология..., 1973] массив состоит из гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, связанных взаимопереходами. Его становление происходило в две фазы. Главная фаза, которой сложена основная площадь, представлена крупно-грубозернистыми двуслюдяными гранитами с турмалином, дополнительная – мусковитовыми гранитами, часто с шерлом и аксессуарным гранатом альмандин-спессартинового ряда.

Количественно-минералогический состав гранитов главной фазы имеет следующие соотношения: кварц в виде прозрачных ксеноморфных зерен – 25–30 %; суммарное содержание полевых шпатов – около 60 %. Слабоидиоморфные зерна микроклина с характерной микроклиновой решеткой преобладают над субизометричными зернами кислого плагиоклаза, в которых наблюдаются характерные полисинтетические двойники. Количество слюд не превышает 5 %, они образуют листочки неправильной формы и отличаются резким плеохроизмом. Кроме турмалина в качестве аксессуарных минералов присутствуют мелкие зерна граната, флюорита и окисленного пирита.

Породы дополнительной фазы включают мелкозернистые мусковитовые и мусковит-турмалиновые граниты, лейкограниты и пегматоидные граниты, а также пегматиты с турмалином, мусковитом и бериллом. Состав мелкозернистых гранитов дополнительной фазы близок составу гранитов главной фазы, однако они почти не содержат биотита.

Пегматиты массива представлены шлировыми фациальными образованиями с постепенными переходами в окружающие граниты и секущими фазовыми телами с резкими контактами. Внутреннее строение жильных тел нечетко зональное. Их краевая зона сложена графическим пегматитом, промежуточная – апографическим, а центральная – мелкоблоковым. Замещающие комплексы представлены ранним кварц-мусковитовым, развитым более широко, и поздним альбитовым. С ними связано появление в жилах берилла: в первом случае – голубовато-зеленого, во втором – желтоватого и белого.

Исследован калиевый полевой шпат главной и дополнительной фаз гранитов, а также бериллоносных пегматитов. Полученные результаты отражены в таблице и показывают, что калиевые полевые шпаты гранитов и пегматитов по степени упорядоченности отвечают максимальному микроклину. Значения триклинной упорядоченности ($\Delta\mu$) изменяются в интервале 0.78–0.99; степень моноклинности (Δz) колеблется от 0.8 до 0.93, а концентрация алюминия в первой позиции тетраэдра находится в интервале 0.84–0.96. Процент содержания ортоклаза (%Or) последовательно уменьшается от 92 % в калиевых полевых шпатах гранитов первой фазы до 82–87 % в мелкозернистых мусковитовых гранитах дополнительной фазы и 77 % в блоковом калиевом полевом шпате пегматитов.

Высокая упорядоченность калиевых полевых шпатов гранитов и их производных, по-видимому, связана с высокой насыщенностью исходного расплава летучими компонентами, о чем свидетельствует обилие слюд и турмалина в гранитах и пегматитах. Второй причиной, вероятно, являлась относительно низкая температура кристаллизации расплавов.

Т а б л и ц а

Структурные характеристики калиевых полевых шпатов

№ п/п	Характеристика пород	Параметры			Структурная разновидность	% Or
		Δp	Δz	t_1		
1	Среднезернистый двуслюдяной гранит	0.95	0.93	0.96	Максимальный микроклин	92
2	Мелкозернистый гранит	0.83	0.93	0.95	Максимальный микроклин	87
3	Мелкозернистый мусковитовый гранит	0.99	0.85	0.92	Максимальный микроклин	82
4	Мелкоблоковый бериллоносный пегматит	0.78	0.8	0.84	Максимальный микроклин	77

Явно выраженных тенденций направленного изменения структурных характеристик калиевого полевого шпата в разновременных производных гранитного плутона не выявлено. Возможно, это связано с ограниченностью изученной выборки, а возможно отражает реальную ситуацию. Предполагается в дальнейшем привлечь к выявлению эволюции типоморфизма калиевых полевых шпатов массива люминесцентные характеристики минералов и их типохимизм, что должно помочь в расшифровке условий формирования породообразующих полевых шпатов гранитоидов.

Литература

Геология Монгольской Народной Республики. Том II. Магматизм, метаморфизм, тектоника / Под ред. *Р. А. Хасина, Ю. А. Борзаковского, Л. П. Зоненшайна*. М.: Недра, 1973. 752 с.

Гаврилова С. П. Гранитоидные формации Западной Монголии // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии М.: Наука, 1975. С. 102–105.

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

Ф. П. Леснов, О. А. Козьменко, А. А. Томиленко, В. А. Дребуцак, Л. Н. Фомина

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
felix@uiggm.nsc.ru*

О фазовом составе обогащенного легкими редкоземельными элементами тонкодисперсного микротрещинного вещества в шпинелевом лерцолите из ксенолита в щелочных базальтах палеовулкана Шаварын Царам (Монголия)

Предшествующими исследованиями, в том числе с использованием метода LA-ICP-MS, показано, что в межзерновых и внутризерновых микротрещинах шпинелевого лерцолита из ксенолита в щелочном базальте палеовулкана Шаварын Царам

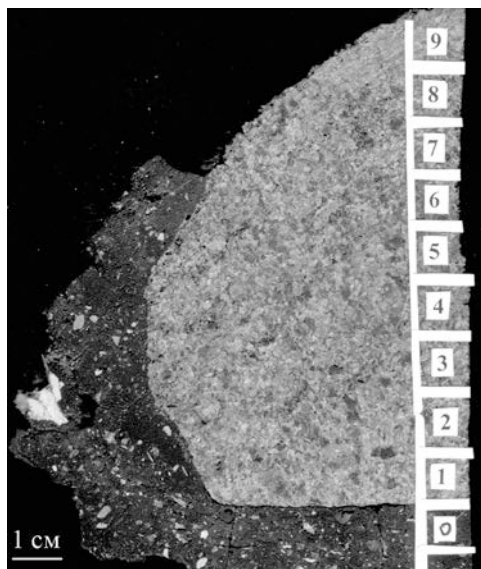


Рис. 1. Схема отбора проб из ксенолита шпинелевого лерцолита (серое) и вмещающего базальта (черное со светлыми вкраплениями) для выполнения газово-хроматографического и термогравиметрического анализов.

присутствует эпигенетическая микрофаза, обогащенная легкими редкоземельными элементами [Коваленко и др., 1989; Леснов и др., 2007; Леснов и др., 2009a]. Были обнаружены свидетельства того, что, во-первых, это микротрещинное вещество легко выщелачивается при кратковременном воздействии разбавленного раствора HCl, и что, во-вторых, в выщелоченных растворах присутствуют Ca и P, между содержаниями которых имеется значимая положительная корреляция. Эти данные позволили сделать вывод о том, что микротрещинное вещество в данном лерцолите из ксенолита представлено, главным образом, апатитом [Леснов и др., 2009b]. В то же время, нестехиометричные соотношения между Ca и P в выщелоченных растворах позволили предположить, что помимо апатита микротрещинное вещество содержит легко растворимую кальцийсодержащую фазу, например, карбонат Ca, способный накапливать заметные количества РЗЭ [Кукуй, Скублов, 2008].

Для проверки этого предположения было выполнено исследование названного микротрещинного вещества газово-хроматографическим и термографическим методами. Для этого вдоль поперечного профиля через ксенолит лерцолита и вмещающий базальт вырезали 10 блоков размером $10 \times 10 \times 10$ мм (9 – из лерцолита, 1 – из базальта), как это показано на рис. 1. После измельчения этих блоков из них приготовили фракции $+0.25-0.50$ мм, навески которых (300 мг) подвергли газово-хроматографическому анализу на установке (ЛХМ-8МД) – (ЛХМ-80). На первом этапе навески всех проб отжигали в течение 10 мин. при 700°C . Затем каждая из этих проб подверглась ступенчатому отжигу при 800 , 900 и 1000°C . Во всех выполненных опытах преобладала H_2O (до 1200 г/т), в меньших количествах представлены CO_2 (до 140 г/т), CO (до 170 г/т), H_2 (до 40 г/т) и CH_4 (до 10 г/т в единичных пробах). Максимальные количества CO_2 из всех проб лерцолита выделялись при 700°C , а из пробы базальта – при 1000°C . При обоих режимах отжига из проб лерцолита, взятых из краевых и центральной зон ксенолита, выделялись наибольшие количества CO_2 (рис. 2). Дальнейший ступенчатый отжиг двух проб лерцолита при 300 , 400 , 500 и 600°C показал, что максимальные количества H_2O ($330-460$ г/т) и CO_2 ($20-50$ г/т) выделялись при 300°C .

Результаты газово-хроматографического анализа дали основание предположить, что в пробах лерцолита и базальта разложению подвергалась карбонатная фаза. С целью проверки данного предположения навеска такой же фракции (200 мг) из лерцолита (проба № 1) была проанализирована термогравиметрическим методом на термовесах TG-209 Netzsch (интервал нагрева – $25-850^\circ\text{C}$, скорость нагрева – $20^\circ\text{C}/\text{мин.}$).

Рис. 2. Гистограммы содержаний CO_2 в пробах лерцолита (№№ 1–9) и базальта (№ 0), выделившегося в процессе отжига при 1000 и 700 °С. Положение проб показано на рис. 1.

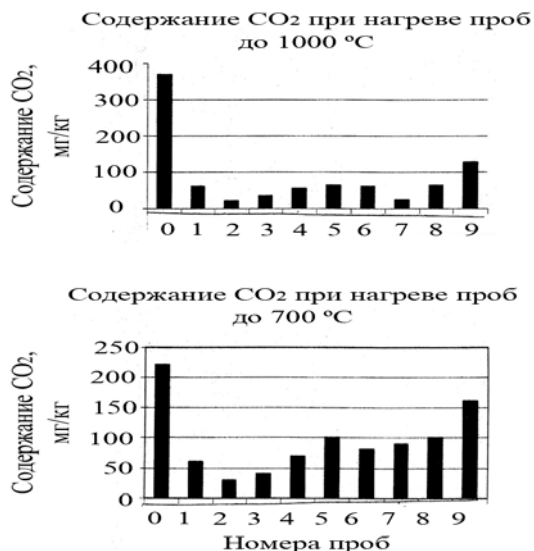
Чувствительность прибора к потере веса при отжиге пробы составила 0.001 мг [Drebushchak et al., 2007]. На полученной дериватограмме наблюдается единственный очень интенсивный пик потери веса при отжиге, максимум которого приходится на 370 °С. Термографический анализ пробы лерцолита не подтвердил присутствие в его микротрещинном веществе карбонатной фазы. Напротив наблюдаемый на дериватограмме интенсивный пик при температуре 370 °С предполагает присутствие в этом веществе фазы, содержащей гидроксильную группу.

С учетом полученных данных по выщелачиванию микротрещинного вещества, указывающих на вероятность присутствия в нем апатита, а также данных термогравиметрии, можно предполагать, что в данном случае апатит представлен одной из его разновидностей – гидроксилapatитом – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ [Дир и др., 1966]. Вместе с тем, с учетом присутствующих в микротрещинном веществе значительных количеств CO_2 , можно предполагать, что гидроксилapatит представлен не крайним членом ряда апатита, а промежуточной разновидностью между гидроксилapatитом и карбонат-apatитом, в которой, судя по имеющимся данным, ион CO_3^{2-} может находиться, как в позиции ионов PO_4^{3-} , так и в позиции ионов OH [Кольцов и др., 2000].

Таким образом, вполне вероятно, что обогащенное легкими РЗЭ тонкодисперсное вещество, представленное промежуточной фазой гидроксилapatит-карбонат-apatит, привнеслось в ксенолиты шпинелевых лерцолитов флюидами, выделявшимися базальтовым расплавом, в процессе их инфильтрации по микротрещинам породы.

Литература

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. 1966. С. 357–374.
- Коваленко В. И., Рябчиков И. Д., Штош Х. Г. Геохимия редкоземельных элементов в шпинелевых лерцолитах нодулей: модель примитивной мантии // Геохимия, 1989. № 6. С. 771–784.
- Кольцов А. Б., Франк-Каменецкая О. В., Зорина М. Л., Каминская Т. Н., Вернигора Н. Ю. Сложный изоморфизм в синтетических карбонат-apatитах // ЗВМО, 2000. Часть 129. № 2. С. 109–117.
- Кукуй А. Л., Скублов С. Г. Геохимия редкоземельных элементов в исландских шпатах месторождений Сибирской платформы // Доклады академии наук, 2008. Т. 418. № 2. С. 247–251.
- Леснов Ф. П., Палесский С. В., Николаева И. В. и др. Особенности распределения элементов-примесей в крупном ксенолите шпинелевых лерцолитов из щелочных



базальтов палеовулкана Шаварын Царам в Монголии (по данным метода ICP-MS) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Вып. 9. Кызыл: ТувТИКОПР, 2007. С. 68–82.

Леснов Ф. П., Палесский С. В., Николаева И. В. и др. Детальные минералого-геохимические исследования крупного ксенолита шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын Царам // Геохимия, 2009а. № 1. С. 21–44.

Леснов Ф. П., Козьменко О. А., Николаева И. В., Палесский С. В. Распределение и формы нахождения несовместимых элементов-примесей в шпинелевом лерцолите из крупного ксенолита в щелочных базальтах палеовулкана Шаварын Царам (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2009б (в печати).

Drebushchak V. A., Melnikova L. N., Molodin V. I. Thermogravimetric investigation of ancient ceramics. Metrological analysis of sampling // J. Thermal analysis and calorimetry, 2007. Vol. 90. № 1. P. 73–79.

О. Н. Сайчук, А. И. Чернышов

*Томский государственный университет, г. Томск
aich@ggf.tsu.ru*

Петрографические и петрохимические особенности кимберлитов северо-западной Якутии

Объектом изучения являются кимберлитовые породы из кимберлитовых трубок Дюкенского и Ары-Мастахского полей, расположенных в северо-западной части республики Саха (Якутия). Цель исследования заключалась в выявлении петрографических и петрохимических особенностей кимберлитовых пород путем детального петрографического изучения шлифов и компьютерной обработки результатов химических анализов в программе Statistica. В работе использовался материал, полученный при прохождении первой производственной практики в ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (г. Мирный) в 2006 г, а также при выполнении хозяйственных работ по теме «Петрографо-минералогические описания и диагностика коллекций пород кимберлитового ряда» с ФГУП «СНИИГГиМС» (г. Новосибирск) (2007–2008 гг.).

При выполнении поставленной задачи использовался производственный отчет: Ротман А. Я. Комплексные петролого-минералогические исследования магматических коренных источников алмаза в рамках обеспечения геологоразведочного производства АК «АЛРОСА» (объект «Коренные источники-3») за 2001–2004 гг., Мирный, 2004. В процессе исследований авторы пользовались консультациями старшего научного сотрудника ФГУП «СНИИГГиМС» В. А. Епифанова.

Изучаемые породы кимберлитовых трубок Ары-Мастахского поля представлены кимберлитами и альнеитами, а Дюкенского поля – кимберлитами, кимберлитовыми брекчиями, а также метасоматитами по кимберлитам. Подобные породы широко развиты и изучались в других алмазоносных районах Якутии [Атлас..., 1983].

Кимберлиты представляют собой породы с порфириковой структурой и массивной текстурой. Порфириновые вкрапленники (размером от 0.5 до 3 мм) составляют 10–25 % и сложены обычно зернами оливина, часто псевдоморфно замещенными

серпентином и карбонатом. Редко сохраняются реликтовые индивиды свежего оливина. Иногда во вкрапленниках присутствуют индивиды флогопита. Основная масса тонкозернистая и сложена преимущественно серпентин-карбонатным агрегатом с примесью варьирующих количеств оливина, флогопита, ильменита и магнетита. Иногда в кимберлитах встречаются единичные мелкие зерна клинопироксена и апатита.

Среди кимберлитовых брекчий выделяются собственно кимберлитовые брекчии и автолитовые брекчии. Первые характеризуются наличием порфирокластовой структуры, обусловленной наличием вкрапленных обломков минералов и пород со значительной вариацией размеров (от 0.5 до 7 мм). Они представлены преимущественно зернами оливина, наряду с которым отмечаются обломки чуждых интрузивных и метаморфических пород: оливинитов, мраморов и филлитов. Основная масса тонкозернистая и имеет массивную текстуру. Она сложена преимущественно серпентином, карбонатом и, реже, оливином, флогопитом и рудными минералами.

Автолитовые кимберлитовые брекчии также характеризуются порфирокластовой структурой и отличаются наличием автолитовой текстуры. Для них, в отличие от кимберлитовых брекчий, характерно более высокое содержание разноразмерных ксенолитовых обломков, главным образом, осадочных пород. Автолиты представлены как ядерными, так и безъядерными разностями с достаточно четкими контурами, часто имеющими зональное строение. Ядра автолитов обычно представлены вкрапленниками оливина, частично или полностью замещенными вторичными минералами, а также обломками вмещающих пород. Иногда они сложены флогопитом, рудными минералами, интрузивными и метаморфическими породами. Окружающие оболочки автолитов имеют значительные вариации мощности от сотых долей до 1 мм. Они часто наблюдаются в виде прерывистых кайм. В зависимости от мощности и строения оболочек, структура порфиристая или афировая. Оболочки с порфиристой структурой состоят из вкрапленников полностью измененного оливина и непрозрачных рудных минералов, которые располагаются в тонкозернистой цементирующей серпентин-карбонатной массе. Оболочки афирового строения имеют меньшую мощность и сложены тонкозернистым серпентин-карбонатным агрегатом. Содержание автолитов обычно не превышает 20 %. Основная масса состоит из мелкозернистого серпентин-карбонатного агрегата, обычно насыщенного тонкой вкрапленностью рудных минералов с редкими индивидами апатита.

Кимберлиты и кимберлитовые брекчии часто интенсивно изменены метасоматическими процессами. В результате породы сложены, главным образом, агрегатами кристаллически-зернистого кальцита и полуизотропного серпентина, среди которых наблюдаются только контуры исходных порфиристых и порфирокластовых вкрапленных зерен, нередко подчеркиваемые скоплениями рудных минералов.

Альнейты по своему облику являются очень похожими на кимберлиты с порфиристыми вкрапленниками оливина и флогопита. Они отличаются, главным образом, присутствием значительных содержаний перовскита, который обычно образует тесные сростания с магнетитом. Зерна монтичеллита полностью замещены серпентином. Мелилит наблюдается только в порфиристых вкрапленниках призматической формы с размерами до 4 мм, которые интенсивно изменены вторичными процессами.

Петрохимические исследования кимберлитовых пород на изучаемых полях проводились с использованием бинарных диаграмм $\text{SiO}_2\text{-CaO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-NiO}\cdot 10^{-3}$, $(\text{SiO}_2/\text{MgO})\text{-(MgO/FeO}^*)$ и $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-(MgO/FeO}^*)$ (рис.). Анализ этих диаграмм позволяет установить различия химического состава кимберлитовых пород из изученных полей.

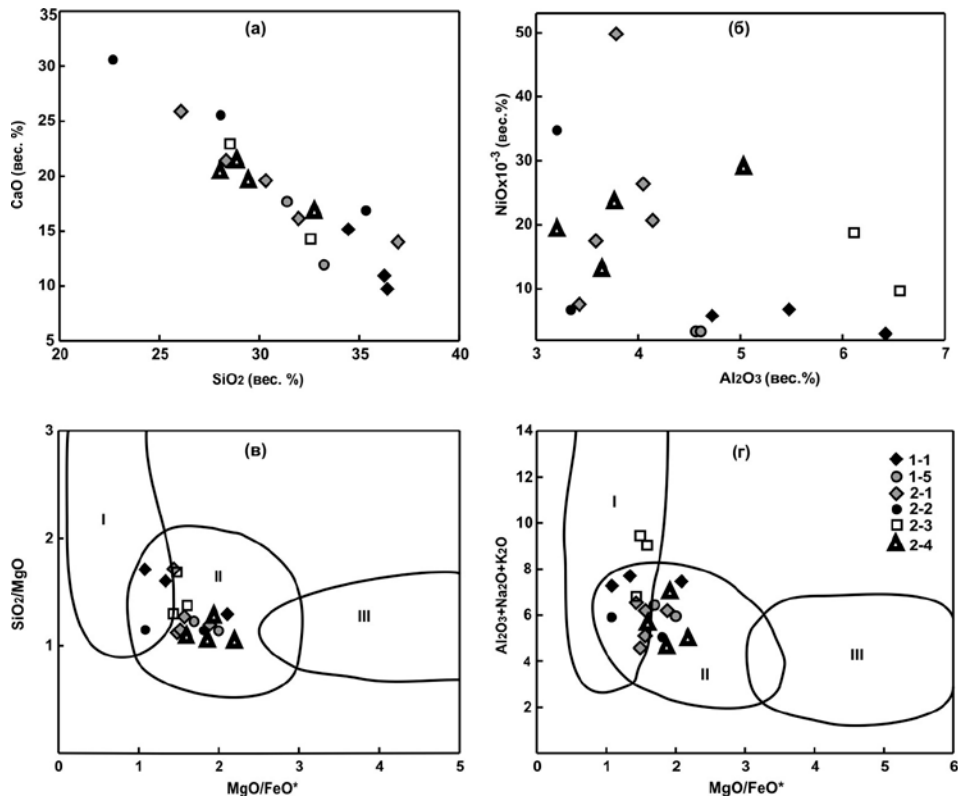


Рис. Положение фигуративных точек кимберлитовых пород на бинарных диаграммах: $\text{SiO}_2\text{--CaO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--NiO}\cdot 10^{-3}$, $(\text{SiO}_2/\text{MgO})\text{--}(\text{MgO}/\text{FeO}^*)$ и $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--}(\text{MgO}/\text{FeO}^*)$.

1-1—1-5 – Ары-Мастахское поле: 1-1 – кимберлиты, 1-5 – альнеиты; 2-1—2-4 – Дюкенское поле: 2-1 – кимберлиты, 2-2 – кимберлитовые брекчии, 2-3 – апокимберлитовые метасоматиты, 2-4 – автолитовые кимберлитовые брекчии.

Поля кимберлитов: I – альпикритов, II – кимпикритов, III – алмазоносных кимберлитов [Лапин и др., 2007]. FeO^* – суммарное железо.

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--CaO}$ фигуративные точки имеют отчетливое линейное распределение. Кимберлиты Ары-Мастахского поля отличаются максимальными содержаниями SiO_2 и минимальными CaO (рис. а). При этом альнеиты, тесно ассоциирующие с кимберлитами, отличаются незначительным возрастанием CaO и уменьшением SiO_2 . Кимберлиты и альнеиты характеризуются значительными содержаниями Al_2O_3 и минимальными концентрациями Ni (рис. б). На обеих диаграммах фигуративные точки этих пород образуют обособленную область концентрации.

Область концентрации фигуративных точек кимберлитовых пород Дюкенского поля частично перекрываются с Ары-Мастахским. Для них отмечается отчетливая тенденция увеличения содержаний CaO и уменьшения SiO_2 . Они также отличаются низкими содержаниями Al_2O_3 и значительными вариациями Ni . При этом кимберлиты, кимберлитовые и автолитовые брекчии не обнаруживают между собой каких-либо существенных различий, их фигуративные точки перекрываются. Следует отме-

тить, что в метасоматически измененных кимберлитах существенно возрастает содержание Al_2O_3 .

Таким образом, выявленные петрохимические отличия кимберлитовых пород в изученных полях развития, вероятно, отражают их специфику образования, обусловленную процессами дифференциации мантийных источников. Сопоставление фигуративных точек исследуемых пород на диаграммах $(SiO_2/MgO)-(MgO/FeO^*)$ и $(Al_2O_3+Na_2O+K_2O)-(MgO/FeO^*)$ (рис. в, г) с полями развития кимберлитовых пород из других районов Якутии показало, что они по своему составу отвечают кимпикритам и альпикритам [Лапин и др., 2007].

В процессе дальнейших исследований предполагается более детальное петрографическое изучение кимберлитовых пород Якутии из различных районов с целью выявления их петроструктурных особенностей. Предполагается также установить петрогеохимическую специализацию различных по составу пород.

Литература

Атлас текстур и структур кимберлитовых пород / В. П. Корнилова, К. Н. Никишов, В. В. Ковальский, Г. В. Зольников. М.: Наука, 1983. 161 с.

Лапин А. В., Толстов А. В., Василенко В. Б. Петрогеохимические особенности кимберлитов Средне-Мархинского района в связи с проблемой геохимической неоднородности кимберлитов // Геохимия, 2007. № 12. С. 1292–1304.

Ч. К. Ойду¹, Ф. П. Леснов², В. Н. Королюк²

¹ – Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл
oydup_ch@mail.ru

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Распределение главных компонентов в цирконах из пород ультрамафит-мафитового комплекса Юго-Западной Тувы

Данные об общем химическом составе цирконов, а также о распределении в них элементов-примесей, в том числе редкоземельных элементов (РЗЭ), все чаще используются в качестве индикаторов при систематике магматических пород, при их изотопном датировании U-Pb методом, а также при решении задач петрологии и металлогении, в том числе касающихся мафит-ультрамафитовых комплексов [Абовян, 1981; Велинский и др., 1991; Леснов, 2005].

Согласно наблюдениям, цирконы способны кристаллизоваться как на ранних, так и на поздних стадиях магматического процесса. Например, в ультрамафит-мафитовом комплексе Среднего Побужья (Украина) были выделены ранний («реликтовый») и поздний («наложенный») типы цирконов, причем последний обычно встречается в серпентинитах и пироксенитах [Драгомирецкий, 2002]. О позднемагматическом образовании циркона свидетельствуют его эпитактические каймы, обнаруженные на кристаллах ильменита в габброидах из мафитовых комплексов Канады

[Morisset, Scoates, 2008]. Вместе с тем, закономерности изменения химического состава цирконов из пород мафит-ультрамафитовых комплексов, а также распределения в них элементов-примесей, включая РЗЭ, пока исследованы недостаточно [Леснов, 2005; Леснов, 2009].

В этой связи представляют интерес полученные нами данные по содержанию Zr, Hf и Si в цирконах из пород двух небольших ультрамафит-мафитовых массивов, расположенных в верховьях реки Моген-Бурен (Юго-Восточная Тува) – Бирдагского (30 км²) и Хаялыгского (7.8 км²). Массивы, входящие в состав внутриплитного раннепалеозойского ультрамафит-мафитового комплекса, сложены преобладающими лейкократовыми, реже – меланократовыми габброидами и подчиненными им ультрамафитами, включая горнблендиты [Ойдуп и др., 2006; Леснов и др., 2007; Ойдуп, Леснов, 2009]. Присутствие акцессорных цирконов установлено почти во всех пробах пород из этих массивов. В меланократовых разновидностях габброидов минерал представлен единичными кристаллами, в лейкократовых габброидах он встречается намного чаще. Повышенное количество циркона выявлено в анортозитах, габбро-пегматитах и плагиогранитах из даек, секущих породы массивов. В большинстве случаев размеры зерен минерала составляют первые десятые доли миллиметра (табл. 1).

В амфиболовых габбро циркон преимущественно представлен короткостолбчатыми кристаллами тетрагональной призмы, осложненной дипирамидами, удлиненно-призматические зерна редки. Многие из них прозрачные, полупрозрачные с коричневатым, бледно-розовым оттенком или серые, иногда бесцветные. В горнблендитах цирконы представлены очень мелкими кристаллами с розоватым оттенком, в одном случае – слегка удлиненный кристалл со сглаженными гранями.

В меланократовом габбро и габбро-пегматите выделены две разновидности кристаллов циркона: 1) сrostки из двух кристаллов с хорошо выраженными пирамидами на концах, имеющие тетрагональный габитус и медовую окраску; 2) прозрачные с розоватым оттенком кристаллы тетрагонального габитуса. Из пробы плагиогранита (Бирдагский массив) выделено 170 зерен циркона для определения возраста U-Pb методом. Большинство из них имеют форму тетрагональной призмы с хорошо развитыми гранями и дипирамидами на концах; остальные – удлиненно-призматические до шестоватых с заостренными дипирамидами.

Изучение зерен циркона под растровым электронным микроскопом (LEO 1430VP, фирма Zeiss; аналитик А. Т. Титов) показало, что в большинстве случаев они не содержат каких-либо включений, хотя в некоторых из них были обнаружены единичные микровключения апатита, реже – плагиоклаза и кварца. В микротрещинах, секущих отдельные зерна циркона, обнаружены выделения хлорита и слюды. По циркону из амфиболового габбро U-Pb изотопным методом определен возраст Хаялыгского массива, который составил 447.4 ± 1.3 млн лет (поздний ордовик) [Ойдуп и др., 2006]. Тем же методом по циркону из дайки плагиогранита, секущей габброиды, был определен близкий возраст Бирдагского массива – 450.3 ± 4.6 млн лет.

Коллекция в количестве 31 зерна циркона (преимущественно из Хаялыгского, в меньшей мере – из Бирдагского массивов) исследована рентгеноспектральным методом на микрозонде JEOL JXA-8100 (Япония) при ускоряющем напряжении 20 кВ (аналитический центр ИГМ СО РАН, аналитик В. Н. Королук). Пересчет измеренных интенсивностей аналитических линий в концентрации элементов выполнен методом ZAF из программного обеспечения прибора.

Таблица 1

Характеристика цирконов из пород Хаялыгского и Бирдагского массивов

№№ обр.	Порода	Размеры зерен, мм	Форма	Окраска
Хаялыгский массив				
Мх-1а	Горнблендит	0.1–0.2	Овальная, без граней	Розовая
Мх-1б	То же	0.1–0.2	То же	То же
Мх-5а	-«-	0.15–0.2	Тетрагональные дипирамиды	Розовато-серая
Мх-5б	-«-	0.15–0.2	То же	То же
Мх-6а	Габбро меланократовое	0.1–0.15	Обломки кристаллов	Коричневая, зональная
Мх-6б	То же	0.1–0.15	То же	То же
Мх-7	-«-	0.1 × 0.2	Тетрагональные призмы	Розовая
Мх-10а	Габбро амфиболовое	0.1–0.15	Тетрагональные призмы короткостолбчатые	Сероватая
Мх-10б	То же	0.1–0.15	То же	То же
Мх-11а	-«-	0.1–0.2	Тетрагональные призмы и удлиненно-призматические дипирамиды	Бледно-розовая, серая, зональная
Мх-11б	-«-	0.6–1.0	То же	То же
Мх-12а	-«-	0.15–0.2	Тетрагональные призмы	Коричневая, розовая, светло-серая
Мх-12б	-«-	0.15–0.2	То же	То же
Мх-13а	-«-	0.1–0.15	Призмы	Розовая, светло-серые
Мх-13б	-«-	0.1×0.15	То же	То же
Мх-15а	-«-	-	-«-	-«-
Мх-15б	-«-	-	-«-	-«-
Бирдагский массив				
М- 27а	Габбро амфиболовое	0.1×0.4	Удлиненные дипирамидальные призмы	Розовые, серые, коричневые (зональные)
М- 27б	То же	То же	То же	То же
М- 27в	-«-	-«-	-«-	-«-
Мх-44а	Плагиогранит	0.02–0.65	Удлиненные призмы, острые дипирамиды	Прозрачные, очень редко с розоватым оттенком
Мх-44б	То же	То же	То же	То же

Проанализированные образцы минерала в большинстве своем представлены фрагментами кристаллов, выделенными при дроблении пород и отборе под биноклем. Почти во всех случаях микроанализ проведен в центре полированной поверхности зерна, то есть без учета его вероятной химической зональности. Из каждой пробы породы анализировалось по два зерна циркона, анализы которых обозначены буквами «а» и «б», реже – по одному или по трем зернам (табл. 2).

В целом, химический состав цирконов изменяется в сравнительно узком диапазоне. Содержание ZrO_2 варьирует в интервале 64.7–67.4 мас. %, HfO_2 – от 0.85 до 1.55 мас. %, SiO_2 – от 31.9 до 33.3 мас. %. В некоторых зернах обнаружена весьма незначительная примесь Ce, Y, P, Ca, Al, Fe. Значения параметра ZrO_2/HfO_2 – от 41.9 до 78.1. Концентрации ZrO_2 и SiO_2 в изученных цирконах обычно несколько ниже, чем полученные ранее их средние оценки – 67 и 33 %, соответственно [Леснов, 2009].

Таблица 2

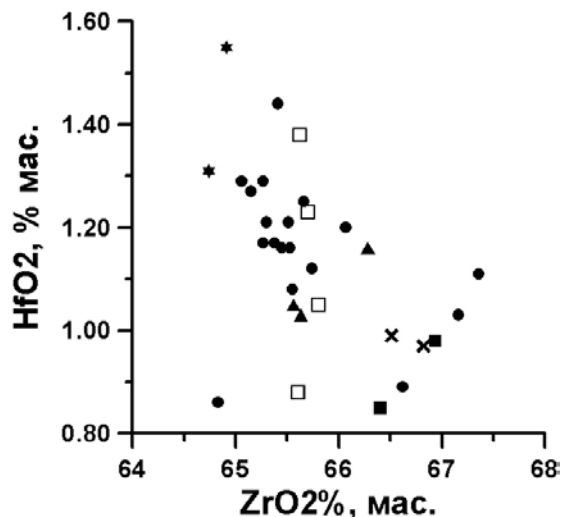
**Содержание главных компонентов в цирконах из пород
Хаялыгского и Бирдагского массивов (мас. %)**

№№ п/п	№№ об- разцов	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	Сумма	ZrO ₂ /HfO ₂	Порода
1	Мх-1а	31.88	66.62	0.89	99.39	74.85	Габбро амфиболовое
2	Мх-1б	32.32	64.83	0.86	98.01	75.74	То же
3	Мх-1в	31.97	67.16	1.03	100.16	65.20	-«-
4	Мх-1г	32.17	67.36	1.11	100.64	60.69	-«-
5	Мх-6	31.91	65.53	1.16	98.60	56.30	-«-
6	Ха-3	31.92	66.93	0.98	99.83	68.30	Габбро-пегматит
7	Ха-3а	31.93	66.40	0.85	99.18	78.12	То же
8	Ха-7	32.07	66.82	0.97	99.86	68.89	Клинопироксенит
9	Ха-7а	31.95	66.51	0.99	99.45	67.18	То же
10	Мх-2а	33.27	65.60	0.88	99.75	74.55	Горнблендит
11	Мх-2б	32.90	65.62	1.38	99.90	47.55	То же
12	Мх-5а	33.03	65.80	1.05	99.88	62.67	-«-
13	Мх-5б	33.02	65.70	1.23	99.95	53.42	-«-
14	Мх-6а	32.87	66.28	1.16	100.31	57.14	Габбро меланократовое
15	Мх-6б	32.97	65.63	1.03	99.63	63.72	То же
16	Мх-7	33.31	65.56	1.05	99.92	62.44	-«-
17	Мх-10а	33.06	66.07	1.20	100.33	55.06	Габбро амфиболовое
18	Мх-10б	33.09	65.41	1.44	99.94	45.42	То же
19	Мх-11а	33.20	65.66	1.25	100.11	52.53	-«-
20	Мх-11б	33.15	65.27	1.17	99.59	55.79	-«-
21	Мх-12а	33.14	65.06	1.29	99.49	50.43	-«-
22	Мх-12б	33.25	65.15	1.27	99.67	51.30	-«-
23	Мх-13а	32.97	65.74	1.12	99.83	58.70	-«-
24	Мх-13б	33.07	65.27	1.29	99.63	50.60	-«-
25	Мх-15а	33.19	65.38	1.17	99.74	55.88	-«-
26	Мх-15б	33.31	65.45	1.16	99.92	56.42	-«-
27	М-27а	32.99	65.55	1.08	99.62	60.69	-«-
28	М-27б	33.01	65.51	1.21	99.73	54.14	-«-
29	М-27в	32.93	65.30	1.21	99.44	53.97	-«-
30	М-44а	32.79	64.74	1.31	98.84	49.42	Плагиогранит
31	М-44б	32.73	64.91	1.55	99.19	41.88	То же

Примечание. Массивы: 1–26 – Хаялыгский; 27–31 – Бирдагский. Номера образцов соответствуют табл. 1.

Данные о распределении ZrO₂ и HfO₂ в цирконах исследованных пород указывают на сравнительно небольшие их вариации. При этом наблюдается тенденция обратной зависимости между их концентрациями (рис.). Можно видеть, что цирконы из амфиболовых габбро представлены двумя разновидностями – с пониженным и повышенным содержанием ZrO₂. К первой примыкают цирконы из меланократовых габбро,

Рис. Соотношение содержаний ZrO_2 и HfO_2 в цирконах из пород Хаялыгского и Бирдагского ультрамафит-мафитовых массивов: точки – амфиболовые габбро; треугольники – меланократовые габбро; залитые квадраты – габбро-пегматиты, крестики – клинопироксениты; незалитые квадраты – горнблендиты; звездочки – плагиограниты.



а ко второму – из габбро-пегматитов и клинопироксенитов. Минерал из горнблендитов демонстрирует широкий разброс по HfO_2 при почти постоянной концентрации ZrO_2 . Повышенное содержание HfO_2 при пониженном содержании ZrO_2 свойственно цирконам из плагиогранитов. Наблюдаемые различия по концентрациям ZrO_2 и HfO_2 , а также по значениям параметра ZrO_2/HfO_2 в разных зернах циркона из одной и той же пробы, вероятно, обусловлены их химической зональностью. Отметим, что изучение оптически зональных кристаллов циркона из мафит-ультрамафитовых массивов Среднего Побужья показало, что их центральные зоны обычно имеют более высокие значения ZrO_2/HfO_2 по сравнению с внешними зонами [Драгомирецкий, 2002].

Литература

- Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван: АН АрмССР, 1981. 306 с.
- Велинский В. В., Банников О. Л., Пальчик Н. А., Хмельникова О. С. Акцессорные минералы в серпентинитах офиолитов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 6. Новосибирск, 1991. С. 83–99.
- Драгомирецкий А. В. Особенности акцессорного циркона некоторых ультрамафит-мафитов раннего докембрия Среднего Побужья (Украинский щит) // Минералогический журнал, 2002. Т. 24. № 4. С. 70–78.
- Леснов Ф. П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в цирконах (обзор) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ТГУ, 2005. С. 105–111.
- Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: «ГЕО», 2009. 250 с. (в печати).
- Леснов Ф. П., Ойдул Ч. К., Палесский С. В., Николаева И. В., Петрова Л. И. Первые данные по геохимии цирконов из габброидов Хаялыгского мафит-ультрамафитового массива (Юго-Западная Тува) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Вып. 9. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2007. С. 83–90.
- Ойдул Ч. К., Леснов Ф. П. Ультрамафит-мафитовый магматизм Юго-Западной Тувы // Геология и геофизика, 2009. (в печати).

Ойдуп Ч. К., Леснов Ф. П., Лебедев В. И. Новые данные по геологии и петрологии мафит-ультрамафитовых массивов Монгунтайгинского офиолитового пояса (Западная Тува) // *Офиолиты: геология, петрология, металлогения, геодинамика.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 218–221.

Ойдуп Ч. К., Леснов Ф. П., Козаков И. К. и др. Первые данные по изотопному возрасту мафит-ультрамафитового комплекса Юго-Западной Тувы (U-Pb метод по цирконам) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту).* Иркутск, 2006. Т. 2. С. 69–72.

Morisset C.-E., Scoates J. S. Origin of zircon rims around ilmenite in mafic plutonic rocks of proterozoic anorthosite suites // *Canadian Mineralogist*, 2008. Vol. 46. Part 2. P. 289–304.

А. В. Котляров, В. А. Симонов

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
simonov@uiggm.nsc.ru*

Особенности формирования офиолитов Восточной и Южной Тувы

Офиолитовые ассоциации привлекают к себе самое пристальное внимание не только в связи с тем, что они являются реперами геодинамических событий формирования складчатых областей, но и потому, что с ними связаны различные типы месторождений, формировавшихся в структурах древних океанов. В этом отношении Каахемские офиолиты в Восточной Туве вызывают особый интерес, так как к структурам кембрийского Каахемского рифта приурочено Кызыл-Таштыгское колчеданное месторождение, процессы формирования которого на дне древнего морского бассейна были близки к рудообразующим системам гидротермальных полей в современных океанических областях [Зайков, 1991, 2006; Симонов и др., 1999].

На геологических схемах офиолиты Восточной и Южной Тувы образуют фактически единый изгибающийся пояс, показывая тем самым определенное единство геодинамической истории их формирования.

В результате комплексных исследований накоплен значительный объем данных по геологии, петрологии и геохимии офиолитов Восточной и Южной Тувы, что позволило авторам установить характерные особенности формирования этих палеоокеанических структур.

Офиолиты Восточной Тувы. Каахемская офиолитовая зона находится, в основном, на водоразделе между реками Каа-Хем и Бий-Хем в Восточной Туве. Как показали полевые исследования, Каахемские офиолиты обладают полным набором пород – гипербазиты, габброиды, дайковый комплекс и эффузивно-осадочные серии. Особое значение имеет впервые установленный для этих структур комплекс параллельных даек, который прямо свидетельствует о палеоспрединге.

По данным петрохимического анализа породы дайкового комплекса Каахемских офиолитов разбиваются на две основные группы. Одна располагается на диаграммах в поле базальтов задуговых бассейнов (BABV) и обогащенных пород срединно-океанических хребтов типа E-MORB, а другая приурочена к границе островодужных известково-щелочных серий (IACAV) и аномально обогащенных

базальтов задуговых бассейнов (АВАВВ). Прослеживается отчетливый тренд изменения петрохимических характеристик с падением калия и ростом титана со сменой типов пород: АВАВВ+ІАСАВ → ВАВВ → N-MORB (нормальные базальты срединно-океанических хребтов). Подобная последовательность характерна для бассейнов западной части Тихого океана и, в частности, для бассейна Вудларк, где идет раскол субконтинентальной литосферы, сопровождающийся магматизмом типа АВАВВ, с последующим развитием рифтогенных структур и магматизмом типа ВАВВ и далее типа N-MORB, с тем отличием, что Каахемская серия ниже по содержанию титана. По соотношению иттрия и циркония большинство данных по породам дайкового комплекса соответствуют как обычным базальтам типа ВАВВ, так и аномально обогащенным базальтам типа АВАВВ задуговых бассейнов Тихого океана, характеризующимся широкими вариациями повышенных значений Zr при более устойчивых содержаниях Y. По этим особенностям, обладая фактически горизонтальным трендом, породы дайковой серии Каахемских офиолитов резко отличаются от островодужных образований, для которых характерен хондритовый тренд с одновременным накоплением этих двух элементов.

Таким образом, данные как по петрохимии, так и по геохимии редких, устойчивых при вторичных процессах, элементов, свидетельствуют о том, что Каахемские офиолиты формировались в условиях, близким задуговым бассейнам. Учитывая широкое развитие дайкового комплекса в этих офиолитах и определенные черты сходства составов пород с базальтами бассейна Вудларк, можно вполне обоснованно говорить, что магматические комплексы офиолитов Каахемской зоны образовывались в ходе спрединговых процессов при расколе субконтинентальной литосферы и формировании рифтогенных структур окраинного моря в переходной зоне Палеоазиатский океан – древний континент [Котляров, Симонов, 2003]. Именно с этим окраинным бассейном связано развитие Кызыл-Таштыгского палеогидротермального рудного поля.

Офиолиты Южной Тувы. В Агардагской офиолитовой зоне, располагающейся на юге Тувы, можно выделить последовательно с запада на восток четыре основных участка, содержащих различные фрагменты палеоокеанической коры: 1. Агардагский, с преобладанием гипербазитов основания офиолитов; 2. Карашатский, представленный дунит-верлит-пироксенитовым комплексом + габбро + дайковые серии; 3. Тесхемский – дайки + лавы (кускунугская толща); 4. Чонсаирский – габбро + дайковый комплекс (чонсаирская толща). Большое значение для выяснения условий формирования офиолитов Южной Тувы представляют спрединговые комплексы типа «дайка в дайке», изученные нами на Карашатском, Чонсаирском и Тесхемском участках.

Дайковые серии Карашатского и Чонсаирского участков по петрохимическим особенностям отвечают низкокальциевым толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов с преимущественными характеристиками N-MORB. На диаграмме TiO_2-K_2O область этих даек полностью перекрывает поле базальтов осевой зоны Красного моря и располагается в полях как N-MORB, так и E-MORB. В то же время, магматизм Тесхемского участка, судя по составу расплавных включений, располагающихся преимущественно в высокотитанистой серии базальтов океанических островов (OIB), испытывал явное влияние глубинного плюма.

На диаграмме редких, устойчивых при вторичных процессах, элементов (Zr/Nb–Zr) данные по чонсаирским дайкам также располагаются в поле базальтов

осевой зоны Красного моря. Здесь находится часть даек Карашата и лавы Агардагского участка. На данном рисунке отчетливо видно, что чонсаирские дайки приурочены к окончанию тренда эволюции (примитивные базальты типа N-MORB с 0 % плюмового компонента «OIB»), от обогащенных расплавов типа «OIB» через промежуточные магматические системы тесхемских комплексов (50 % «OIB»), совпадающих с данными для диабазовых даек офиолитов Тихама-Азир из региона Красного моря. Общую картину эволюции магматизма Агардагской зоны от обогащенных плюмовым компонентом тесхемских расплавов, через промежуточные магмы Карашатского участка к расплавам типа N-MORB Чонсаирского участка подтверждают данные и по другим соотношениям редких устойчивых при вторичных процессах элементов: Y–Zr, Nb/Y–Zr/Y, Nb–Zr.

Важная информация для расшифровки эволюции магматизма Агардагской зоны была получена при анализе соотношений Nb, La и Th. Часть данных, преимущественно по породам Тесхемского участка, располагается в поле лав с контаминированным континентально-коровым компонентом, что прямо свидетельствует о взаимодействии базальтовых расплавов с континентальной корой на определенной стадии развития Агардагского палеобассейна. В целом, по соотношению Nb/La–Nb/Th устанавливается тренд с конечным результатом в виде океанических расплавов – от Тесхемских пород к Чонсаирским дайкам идет изменение составов магм от обогащенных коровым материалом до примитивных базальтов N-MORB.

Таким образом, приведенные выше петролого-геохимические данные подтверждают возможность формирования офиолитов Агардагской зоны в палеогеодинамических условиях развития рифтогенных структур с океанической корой [Куренков и др., 2002; Симонов и др., 2004; Добрецов и др., 2005], представленных в настоящее время рифтами Красноморского региона (Красное море, Аденский залив, рифт Таджур) и окраинными морями в западной части Тихого океана (бассейн Вудларк).

В целом, проведенные исследования показывают значительные черты сходства особенностей формирования офиолитов Восточной и Южной Тувы. Прежде всего, наличие дайковых базальтовых комплексов типа «дайка в дайке» прямо свидетельствует о процессах растяжения, характерных для зон спрединга и новообразования коры в современных океанических бассейнах. Петрохимические и геохимические данные говорят о сложной истории развития магматических систем от обогащенных плюмовых к примитивным типа N-MORB. Установлена также контаминация расплавами континентально-корового вещества. В общем, отмеченные геолого-геохимические данные дают возможность считать, что в результате спрединговых процессов происходил раскол континентальной или субконтинентальной древней коры с образованием рифтогенных структур с корой океанического типа. При этом, офиолиты Восточной Тувы формировались в условиях окраинного моря в ассоциации с островодужными системами. Для офиолитов Южной Тувы характерна более развитая система с полным расколом пассивной континентальной окраины и формированием рифтогенного бассейна с типичной океанической корой. В целом, рассмотренные офиолиты формировались, скорее всего, в палеогеодинамической ситуации, аналог которой можно видеть в настоящее время на западе Тихого океана в районе острова Новая Гвинея. В этом регионе наблюдается сложная ассоциация островных дуг и окраинных морей, среди которых выделяется бассейн Вудларк, представляющий собой рифтогенную структуру субширотного простираения, прорывающую на

западе континентальную кору острова Новая Гвинея. На востоке осевая зона этого рифта выполнена типичной океанической корой.

Работа выполнена при поддержке проекта № 1 ОНЗ-10.

Литература

Добрецов Н. Л., Симонов В. А., Буслов М. М., Котляров А. В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 1991. 206 с.

Котляров А. В., Симонов В. А. Геологическое строение и особенности формирования офиолитов Каахемского пояса (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 35–39.

Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–99. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.

Симонов В. А., Котляров А. В., Ступаков С. И., Третьяков Г. А. Палеогеодинамика офиолитов Тувы // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: «ГЕО», 2004. С. 166–169.

А. А. Монгуш, Ч. М. Хураган

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл, amongush@inbox.ru*

Геохимические особенности макаровско-орешского вулканического комплекса Амыло-Сыстыгхемского золотоносного узла, Западный Саян

Амыло-Сыстыгхемский золотоносный район расположен в северной части Куртушибинской аккреционной зоны [Берзин, Кунгурцев, 1996], в состав которой входят офиолиты (иджимский габбро-гипербазитовый комплекс и коярдская базальтовая толща), существенно вулканогенная макаровская и существенно сланцевая орешская толщи; эффузивы и субвулканические тела последних двух толщ выделены в макаровско-орешский базальт-андезит-риолитовый комплекс. Все указанные толщи, а также макаровско-орешский вулканический комплекс ранее рассматривались в составе чингинской свиты. В виду разной формационной принадлежности пород, которые включались в чингинскую свиту, последняя была признана невалидной [Митинская, 1997].

Макаровская толща сложена базальтами и их туфами, в подчиненном количестве встречаются дациты, риодациты, риолиты, известняки, глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнистые сланцы, кварциты. Эффузивы кислого состава и их туфы составляют примерно 10 % от общей мощности разреза (рр. Изинзюль-Черная). Нижняя граница толщи тектоническая, обусловленная процессами аккреционного приращения океанических структур Западного Саяна к окраинно-континентальным структурам Восточной Тувы [Берзин, Кунгурцев, 1996]. Необходимо отметить, что макаровская толща является рудовмещающей для золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых проявлений и Октябрьского золото-кварцевого месторождения Амыло-Сыстыгхемского золотоносного узла.

Орешская толща представлена чередующимися кварцитами и кремнисто-глинистыми, углеродисто-кремнистыми сланцами, реже встречаются прослои базальтов, их туфов, известняков, аргиллитов, алевролитов, песчаников и гравелитов. Граница с нижележащей макаровской толщей согласная и проводится по преобладанию в разрезе осадочных пород над вулканитами. Орешская толща с разрывом через конгломераты при видимом совпадении простираний перекрывается среднекембрийской терригенной иргитхемской свитой Сыстыгхемской зоны. Макаровская и, в меньшей мере, орешская толщи вмещают субвулканические тела основного-среднего и кислого состава. Соотношение кислых и базитовых субвулканических пород примерно 1:10. Характерно прорывание субвулканических тел основного состава кислыми субвулканитами.

Петрогеохимические исследования проводились на примере образцов субвулканических и эффузивных пород основного состава и субвулканических пород кислого состава, отобранных на правом берегу руч. Изинзюль (рис. 1). Эффузивы кислого состава нам не удалось опробовать. Кроме этого, были заимствованы петрохимические анализы субвулканических пород кислого состава из материалов крупномасштабных геологических съемок [Попов и др., 2003]. На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ обнаруживается бимодальное распределение составов пород. Фигуративные точки составов эффузивов базальтов и субвулканитов (долеритов, микрогаббро) ложатся в поля базальтов, реже – трахибазальтов, иногда – андезибазальтов. Кислые субвулканиты по химическому составу соответствуют породам ряда дацит–риолит.

В эффузивных и субвулканических породах основного состава характер распределения и уровень концентрации редких элементов аналогичны; далее мы их называем базальтоидами. Эти породы по форме нормированных к примитивной мантии спектров близки к E-MORB, но отличаются от них повышенными содержаниями редких элементов, в частности, легких РЗЭ на уровне 30–40 хондритовых единиц (рис. 2). Субвулканические кварцевые диорит-порфиры, в целом, более обогащены РЗЭ (сумма 156–165 г/т) по сравнению с субвулканическими долеритами (сумма РЗЭ 72–85 г/т). На спайдерограмме можно видеть, что они отличаются глубокими отрицательными аномалиями К, Р и Ti. По этим элементам они обеднены по сравнению с вулканитами основного состава. Поскольку в более раскристаллизованных долеритах удается наблюдать минералы железо-титановых окислов (до 3 об. %), то можно заключить, что их формирование сопровождалось удалением титана из расплава. Пониженные содержания MgO (3.71–7.10 мас. %) в большинстве изученных образцов основного состава указывают на существенную эволюцию исходного расплава в промежуточной магматической камере (камерах). Исходя из этого, можно предположить, что кислые субвулканические породы являются продуктом остаточных базальто-

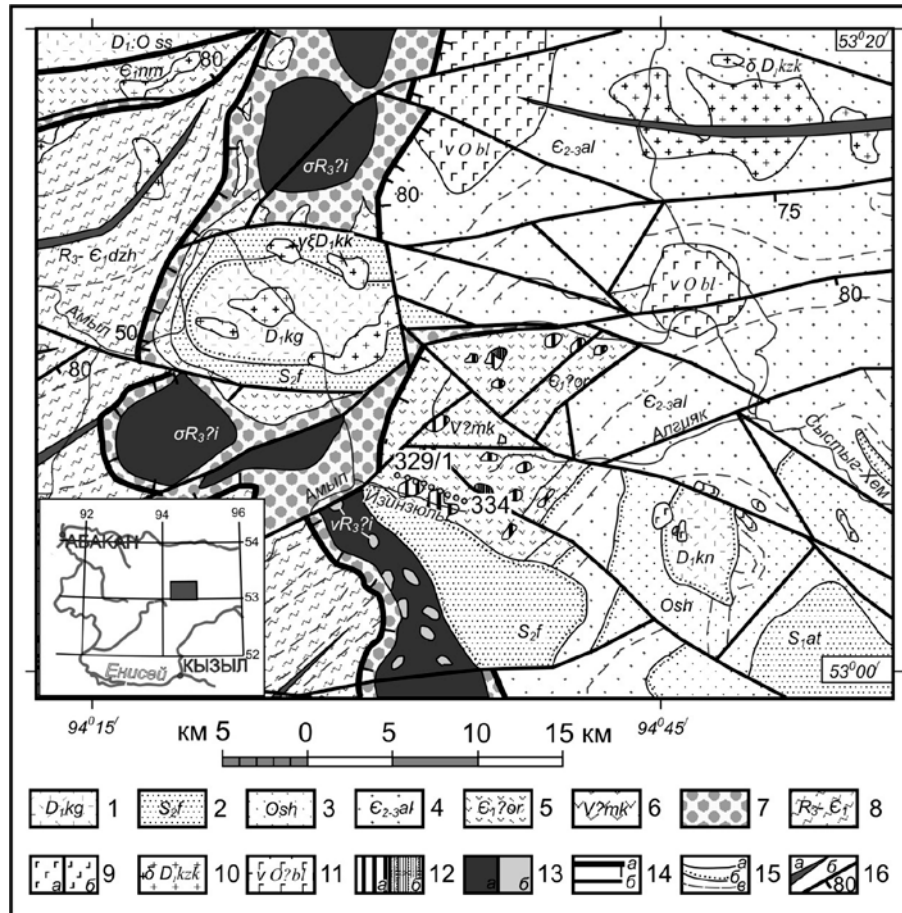


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Амыло-Сыстыгхемского района (составлена с использованием [Попов и др., 2003]).

1 – нижнедевонские вулканогенно-осадочные толщи; 2 – силурийские отложения; 3 – ордовикские молассовые отложения; 4 – средне-верхнекембрийские молассовые отложения; 5 – кремнисто-сланцевая с базальтами орешская толща, $E_1?$; 6 – базальтовая макаровская толща, $V?$; 7 – меланж серпентинитового и смешанного состава; 8 – терригенно-известняковая с базальтами и сланцево-базальтовая толща джебашская серия, R_3-E_1 ; 9 – субвулканы основного-среднего (а) и кислого (б) состава (кендейско-саглинский вулканический комплекс, D_1); 10 – раннедевонские гранитоидные комплексы (кызыкчадрский, кукшинский, джойский); 11 – булжинский перидотит-габбровый комплекс (О?); 12 – макаровско-орешский субвулканический комплекс ($V-E_1?$); 13 – габбро-гипербазитовая ассоциация офиолитов (иджимский комплекс, $R_3?$): а – габбро, габбронориты, б – дуниты, гарцбургиты; 14 – разломы: а – главные, в т.ч. крутопадающие и надвиги, б – прочие; 15 – геологические границы (а), границы несогласного залегания (б) и структурные линии (в); 16 – оси антиклиналей (а), элементы залегания плоскостей падения разломов (б). 329/1 – 334 – первая и последняя точки отбора проб (правобережье р. Изинзюль).

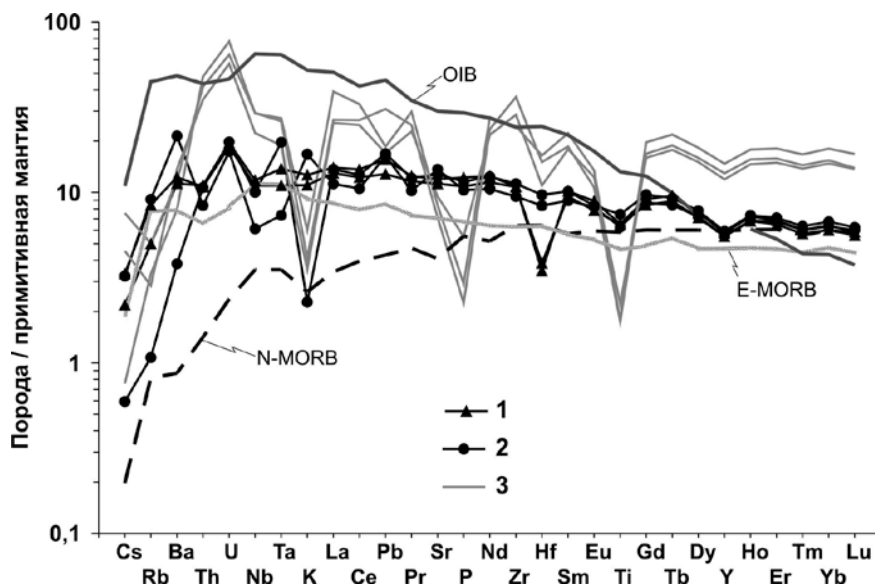


Рис. 2. Нормированные к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989] спектры редких элементов в породах макаровско-орешского комплекса.

1 – субвулканические долериты, 2 – эффузивные базальты, 3 – субвулканические кварцевые диорит-порфиры и кварцевые микродиориты.

вых магм, формировавшихся в промежуточной магматической камере. В пользу этого свидетельствуют одинаковые для базальтоидов и кислых субвулканитов отношения таких несовместимых элементов, как Zr/Yb, La/Yb, Zr/Nb, которые в малой степени зависят от степеней плавления источника и фракционирования магм. Базальтоиды и субвулканические породы дацитового состава, возможно, имеют общие исходные расплавы, которые фракционировали в промежуточных камерах; в ряде случаев фракционирование магм доходило до обособления остаточных кислых расплавов, из которых образовались вулканиты кислого состава.

Фигуративные точки составов базальтоидов на дискриминационной диаграмме Миронова-Симонова K_2O-TiO_2 [Куренков и др., 2002] попадают в поля нормальных базальтов срединно-океанических хребтов, а также обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов + базальтов задуговых бассейнов. На диаграмме $FeO^*/MgO-TiO_2$ [Glassley, 1974] точки составов базальтоидов приурочены к полю базальтов срединно-океанических хребтов, часть образцов лав базальтов соответствуют составам базальтов островных дуг.

Выводы. Субвулканические породы основного состава по петрохимическому и геохимическому составу идентичны эффузивным базальтам и, очевидно, представляют собой подводящие каналы эффузивных базальтов. Кислые субвулканиты, вероятно, являются продуктами более фракционированной части базитовых расплавов.

Данные о геохимическом составе вулканитов макаровско-орешского комплекса и литологических особенностей осадков свидетельствуют в пользу формирования этих пород в геодинамической обстановке океанического либо окраинно-морского бассейна.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 07-05-00601, 08-05-98048).

Литература

Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.

Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002, 294 с.

Митинская Т. С. Легенда Западно-Саянской серии для геологических карт масштаба 1:200 000 (изд. 2-е). Кызыл: Тувинский территориальный фонд геологической информации, 1997. 18 с.

Попов В. А., Митус А. И., Нечаева С. П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка / ред. В. Н. Чучко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 135 с.

Glassley W. Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington // The Geological Society of America Bulletin, 1974. Vol. 85. P. 785–794.

Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A. D., Norry M. J. Eds. Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 1989. P. 313–345.

П. В. Зарицкий

*Харьковский национальный университет им. В. Н. Каразина,
г. Харьков, Украина
vkatrich@ univer.kharkov.ua*

Минеральные новообразования в конкрециях-септариях как возможные генетические и поисковые признаки полиметаллических рудных тел

В конкрециях-септариях установлено значительное разнообразие вторичных минералов – от сернистых и им подобных до силикатов. Главное внимание следует обращать на те минералы, которые до недавнего времени «традиционно» рассматривались как гидротермальные (диксит, сульфиды железа, свинца, цинка, меди; барит и др.) и принимались или могут приниматься в качестве прямых признаков оруденения.

Поэтому выяснение генетической природы минеральных новообразований в контракционных трещинах конкреций, помимо чисто теоретического значения для установления геохимической обстановки и участия тяжелых металлов в миграции вещества в позднем диагенезе [Зарицкий, 1964; 1969; 1973; 2004], в ряде случаев может оказаться полезным и при решении практических вопросов, в частности, при поисках полиметаллических месторождений [Зарицкий, 1969; 2004; Zaritsky, 1969].

Возникновение минерализации в септарных трещинах связано со вторичными по отношению к конкрециеобразованию процессами, обусловленными притоком (или диффузией) минерализованных растворов после или в ходе образования контракционных трещин. Этому требованию отвечают иловые растворы в стадию позд-

него диагенеза, о чем свидетельствует определенное различие в минералогии конкреций и минеральных новообразований в септарных трещинах. Если конкрециеобразователем является в зависимости от фациального характера вмещающих пород весь набор карбонатов (Fe, Mg, Ca, Mn), то среди минералов септарных трещин развит только кальцит. При этом разные вторичные минералы в конкрециях-септариях встречаются на различных стратиграфических уровнях и на больших площадях развития карбона Донецкого бассейна [Зарицкий, 1969; 2004].

Иное дело, в работе [Стариков, Олеховский, 1961] по изучению карбонатных и сульфидных конкреций ааленских отложений Северной Осетии в районе Каказур-Халикомского полиметаллического месторождения авторы отметили, что в конкрециях-септариях развиты пирит, марказит, галенит, халькопирит, сфалерит, пирротин. Однако эти минералы наблюдались в конкрециях, не далее чем на 400–500 м от рудных тел, т.е. в пределах первичного ореола полиметаллического месторождения. На этом основании подчеркивают возможность использования таких конкреций с минеральными новообразованиями при поисках полиметаллических рудных тел.

Для конкретного случая такой вывод, вероятно, можно считать обоснованным. Однако нахождение сульфидов тяжелых металлов в карбонатных или сульфидных конкрециях нельзя вообще считать поисковым признаком наличия месторождений их, поскольку в подавляющем большинстве случаев минеральные новообразования в конкрециях-септариях (в том числе и галенит, сфалерит, халькопирит, миллерит, барит, диккит и др.) не имеют никакой связи с гидротермальными процессами. Это позднедиагенетические образования [Зарицкий, 1969; 2004]. Мы категорически не можем согласиться [Zaritsky, 1969] с утверждением, что такие минералы септарных трещин являются «типично гидротермальными» [Wojciechowski, 1968].

Насколько нам известно, со времени нашей дискуссии с польскими исследователями по данной проблеме никакие полиметаллические месторождения не открыты и не могли быть открыты в том регионе Польши по минеральным новообразованиям в карбонатных конкрециях-септариях.

Для иллюстрации приведем еще один конкретный пример. При поисково-разведочном бурении на Дружковско-Константиновской антиклинали Донбасса обнаружилось макроскопически наблюдаемые выделения киновари и диккита в карбонатных конкрециях-септариях. При внимательном изучении керна нам удалось обнаружить и во вмещающих конкреции аргиллитах тонкие трещины, заполненные кальцитом с диккитом, пересекающие конкреции, которые и служили подводными каналами гидротермальных растворов (недалеко Никитовское месторождение киновари) в конкреции. Но это чуждая конкрециям-септариям наложенная минерализация. Более того, контракционные трещины в конкрециях обычно выклиниваются к периферии их тел, тогда как прожилки с кальцитом и диккитом секут и конкреции и вмещающие их породы. Полигенетичность многих сульфидов тяжелых металлов, не говоря уже о минералах несulfидных (кварц, карбонаты, сульфаты, оксиды и т.п.), установленный факт.

Таким образом, для правильной оценки роли минеральных новообразований в конкрециях-септариях как возможного поискового признака необходимо и достаточно в каждом конкретном случае прежде всего решить вопрос относительно их происхождения: осадочного (диагенетического) или гидротермального.

Литература

- Зарицкий П. В.* Экзогенный диксит в конкрециях-септариях угольного бассейна Кладно (Чехословакия) // Минерал. сб. Льв. ун-та., 1964. № 18. Вып. 4. С. 75–79.
- Зарицкий П. В.* О генезисе минералов в конкрециях-септариях и возможном использовании их как поискового признака рудных тел // ЗВМО, 1969. Сер. 2. Ч. 98. Вып. 1. С. 108–113.
- Зарицкий П. В.* Миллерит из карбонатных конкреций Южного Донбасса // Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л., 1973. С. 96–100.
- Зарицкий П. В.* Мінеральні новоутворення в конкреціях-септаріях: генезис, джерело речовини, теоретичне і практичне значення їхнього вивчення // Мінералог. зб. Львівськ. нац. ун-ту, 2004. № 54. Вип. 2. С. 73–79.
- Стариков В. С., Олеховский Г. П.* Конкреционные образования из ааленских отложений Северной Осетии и их значение // Тр. Северокавказского горномет. ин-та, 1961. Вып. 16. С. 32–37.
- Wojciechowski I.* W sprawie genezy mineralizacji w konkracjach-septariach // Przegląd Geol. Warszawa, 1968. № 1. S. 8–13.
- Zaricki P. V.* O genezie mineralów w konkracjach-septariach i możliwości ich wykorzystania jako wskaźnika w poszukiwaniu złóż rudnych // Przegląd Geologiczny, 1969. № 12. S. 601–605.

И. С. Копырин

*Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс
kopyrin_ivan@mail.ru*

Урал как один из геммологических центров Древнего мира (научный руководитель В. В. Зайков)

Камнецветное и самоцветное сырье широко использовалось людьми, населявшими территорию Уральского региона еще в глубокой древности. С палеолита известны многие традиционные уральские цветные камни и самоцветы, такие как яшма, кремень, кварц, горный хрусталь, халцедон, сердолик, змеевик, тальк и др.

Целью данной работы является распределение во времени по культурам и периодам камнецветного и самоцветного сырья, примененного древними уральцами для изготовления изделий, найденных на данный момент в результате археологических раскопок на Южном Урале. В процессе написания статьи были использованы материалы известных специалистов в области уральской археологии К. В. Сальникова, Г. Н. Матюшина, О. Н. Бадера, К. Ф. Смирнова, В. Т. Петрина, А. Д. Таирова, Г. Б. Здановича и др., а также геологии В. В. Зайкова, минералогии Н. П. Юшкина, В. А. Попова, А. Ф. Бушмакина и геммологии В. В. Буканова.

Древние уральцы использовали самоцветное и камнецветное сырье различных геммологических формаций (естественных совокупностей месторождений и проявлений самоцветного и камнецветного сырья, образовавшихся на определенных стадиях развития подвижных поясов и платформ, в генетической связи с геологическими и рудными формациями) как экзогенной, так и эндогенной генетической серии, расположенных на территории Урала, других районов страны и зарубежья (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Геммологические формации, сырье которых применялось в изделиях древних обществ Уральского региона

Генетическая серия	Генетическая группа	Геммологическая формация	Самоцветное и камнецветное сырье	Период начала эксплуатации
Экзогенная	Россыпей	Аллювиальных, делювиально-элювиальных россыпей самоцветов и цветного камня	Горный хрусталь, демантоид, яшма, кремь, янтарь	Палеолит
	Гипергенная	Меденосных кор выветривания карбонатных пород с малахитом	Малахит, азурит, азур-малахит	Бронзовый век
		Натечных образований карстовых полостей	Мраморный оникс	Бронзовый век
Эндогенная	Метаморфическая	Гипербазитов с декоративным серпентинитом	Декоративный серпентинит	Палеолит
		Кремнистых пород с яшмой, яшмоидами, кремнем	Яшма, яшмоиды, яшмовидные породы	Палеолит
		Метаморфитов гранулитовой фации	Гранат (альмандин)	IV – VI вв. н.э.
	Гидротермально-метасоматическая	Эффузивных пород с халцедоном, агатом, сердоликом, опалом	Халцедон, сердолик, агат, опал	Палеолит
		Метасоматитов по гипербазитам	Нефрит	Неолит
		Минерализованных трещин (гидротермалитов) в серпентинизированных породах	Демантоид	Бронзовый век
	Пегматитовая	Гранит-пегматитов с самоцветной минерализацией	Горный хрусталь	Бронзовый век

В настоящее время на Урале известно более двух десятков палеолитических памятников, содержащих изделия из камнецветного сырья, и в будущем в связи с более детальным археологическим изучением территории их число будет увеличиваться. Судя по артефактам, обнаруженным археологами на стоянках открытого и закрытого типа (Мысовая, Капова, Мурадымовская, Троицкая и др.), в палеолитическое время человек пользовался, в основном, цветным камнем местного происхождения (преимущественно имеющего принадлежность к формации аллювиальных и элювиально-делювиальных россыпей камнецветного и самоцветного сырья [Копырин, 2008]), перемещение материала осуществлялось в пределах региона. Однако в литературе [Древняя..., 2000] имеются указания на возможные связи древних уральцев с регионами Прикаспия и Поволжья: в Каповой пещере (Башкирия) обнаружены мелкие украшения из раковин ископаемых моллюсков, встречающихся в большом количестве в Поволжье и Прикаспии по [Щелинский, 1997].

Конец палеолита знаменуется появлением типичных поделок из цветного камня. Раскопки стоянки Смеловская II (Верхнеуральский район Челябинской области), начатые более полувека назад К. В. Сальниковым и завершённые в 1970-е годы

О. Н. Бадером, принесли богатый своеобразный инвентарь: набор из нескольких десятков подвесок из талькового камня. Бусины из желто-зеленого серпентинита были обнаружены в знаменитой Каповой пещере (Башкирия) [Древняя..., 2000].

В позднем палеолите на Южном Урале формируется и распространяется пластинчатая техника изготовления орудий из разных сортов яшм. В мезолите данная техника совершенствуется, и Уральский регион становится крупнейшим экспортером готовых яшмовых изделий. При раскопках многочисленных стоянок на берегах озер Карабалыкты, Сабакты, Банное, Узун-Куль и др. были собраны многотысячные коллекции яшмовых орудий. Период X–VI тыс. до н.э. – время существования янгельской культуры, характерной особенностью которой является распространение геометрических микролитов – ассиметричных яшмовых трапеций и треугольников.

На протяжении мезолита, неолита и энеолита на территории Урала сохранялась тенденция использования преимущественного местного сырья, в основном яшмы, а также халцедона, горного хрусталя, кварца и кремня. Источником цветного камня в степной и лесостепной зоне являлись выходы яшм, в лесной зоне – речные или озерные галечники. В восточных районах Урала, близких к Притоболью, активно использовался импортный (казахстанский) коричневый яшмокварцит и бабарыкинская серая яшма. По [Матюшин, 1975] примерно 10 % изделий (ножевидных пластинок, скребков, нуклеусов) эпохи раннего неолита, обнаруженных в археологических памятниках Южного Урала, изготовлены из сургучных и сургучно-зеленых яшм и яшмоидов, 90 % – из полосчатых, темно-серых и черных яшмовидных пород и кремня.

Следует отметить, что в последнее время проводятся исследования [Мосин, Никольский, 2008], целью которых является выявление сырьевой базы кремнистых пород, применявшихся населением Уральского региона в каменном веке.

Эпоха бронзы знаменуется активными поисками и разработкой окисленных медных руд на территории Среднего и Южного Урала. Уральцы знакомятся с новыми цветными камнями (формации меденосных кор выветривания карбонатных пород): малахитом, азурином и азур-малахитом. Этот факт подтверждается находками артефактов бронзового века, изготовленных с применением данного камнецветного сырья. На территории Южного Урала, близ оз. Иткуль, в результате археологических раскопок были найдены малахитовые подвески, созданные мастерами иткульской культуры (VII – V вв. до н.э.), в захоронении II тыс. до н.э. обнаружены малахитовые серьги [Буканов, 2008]. Кроме того, активно используется горный хрусталь, который становится экспортным сырьем (например, по данным А. Е. Ферсмана [1962], в районы Средиземного моря). Изделия из горного хрусталя (сверла), известные с палеолита, в неолите и бронзовом веке получают широкое распространение (стоянки Чебаркуль, Карагайлы I, Горбуновский торфяник на Среднем Урале). Наиболее известен предмет из горного хрусталя формации гранитных пегматитов – ритуальный хрустальный шар диаметром 57 мм, скорее всего принадлежавший служителю культа. Он был обнаружен при раскопках одного из курганов Кизильского поселения XIII–XII вв. до н.э., на правом берегу р. Урал, 3 км на юго-восток от с. Кизильского (Челябинская область) [Юшкин и др., 1986].

Активное использование населением Уральского региона ювелирных изделий с самоцветами и цветными камнями восточного происхождения (Иран, Индия) наблюдается уже в первые века нашей эры, в том числе в эпоху Великого переселения

Т а б л и ц а 2

**Кадастр камнецветного и самоцветного сырья,
примененного древним населением Урала для изготовления изделий**

Период	Культура, время	Сырье	Типичные изделия	Место находки	Ссылка
Палеолит	Ашеломустьерское, мустье	Яшма, кремьнь	бифасы, голыши, скребки, остроконечники	Мысовое (Южный Урал)	Матюшин, 1965
			обработанные пластины и геометрические микролиты	Шикаевка II (Курганская обл.)	Петрин, Смирнов, 1975
	Позднепалеолитическое	Серпентинит Кальцит Яшма, кремьнь	бусины отщепы чоппинг, граветт, пластины, скребки	Капова пещера (Башкирия)	Бадер, 1965
			Тальк Яшма, кремьнь	подвески нуклеусы, пластины	Смеловская (Челябинская обл.)
	Горный хрусталь, кремьнь, яшма	нуклеусы, скребки, резцы	Троицкая (Челябинская обл.)	Широков, 1996	
Мезолит	Янгельская	Яшма	геометрические микролиты	Карабалыкты, Сабакты, Банное, Узун-Куль	Матюшин, 1976
		Халцедон, кремьнь, яшма	нуклеусы, пластинки с ретушью	Сухрино I (Курганская обл.)	Стоянов, 1977
Неолит	Горбуновская	Нефрит Горный хрусталь	орудия со сверлящей функцией	Горбуновский торфяник	Юшкин, 1986
	Боборыкинская	Яшма, яшмокварцит	пластинчатые орудия	Притоболье	Ковалева, 1989
	Чебаркульская	Яшма	пластинчатые орудия	Чебаркуль (Челябинская обл.)	Крижевская, 1968
Бронзовый век	Иткульская	Малахит, азуриг, азуриг-малахит	Вставки в ювелирные изделия	Иткуль (Челябинская обл.)	Буканов, 2008
	XIII–XII вв. до н.э.	Горный хрусталь	Ритуальный шар	Кизильское (Челябинская обл.)	Юшкин, 1986
	Раннесарматская (IV–III вв. до н.э.)	Агат, сердолик, сардер, сардоникс, янтарь, гагат мраморный оникс, алебастр	Бусины, подвески, сосуд	Филипповское, Прохоровское (Оренбургская область)	Аникеева, Мошкова, 2008
Раннее средневековье	к. IV–VI вв. н.э.	Опал, халцедон, агат, сердолик, гранат	Вставки в ювелирные изделия (кабошоны)	Солончанка I (Оренбургская область)	Таиров, 1999

народов (IV–VI вв. н.э.), к которой относятся своеобразные археологические памятники – курганы с «усами». В одном из таких курганов Солончанка I (Оренбургская область) были обнаружены ювелирные изделия (накладки на колчан), видимо древнеиранского производства [Курган с «усами», 1999], со вставками-кабошонами из полудрагоценных камней сердолика, опала и граната-альмандина. Наряду с этим известен, например, золотой кулон середины I тыс. н.э. со вставкой пейзажной яшмы южноуральского происхождения, найденный в Поволжье. Данные факты говорят о том, что в это время Урал являлся как экспортером сырья, возможно изделий, так и импортером изделий из цветного камня (из древних центров камнеобработки и добычи – Ирана, Индии).

Сведения о применении камнецветного и самоцветного сырья древним населением Урала (по культурам и периодам) приведены в таблице 2.

Сегодня большое значение Уральского региона в Древнем мире как центра добычи, обработки и экспорта изделий из камнецветного и самоцветного сырья, а также потребления импортных ювелирных изделий неоспоримо. Однако очевидно, что имеющиеся сведения об использовании цветного камня древним населением Урала крайне скудны, разрознены и противоречивы. Часто в описаниях археологических памятников и артефактов (особенно сделанных несколько десятилетий назад) отсутствуют необходимые петрографические, минералогические и геммологические характеристики, а фигурирует только абстрактное понятие «камень». Выход из создавшейся ситуации видится в необходимости тесных контактов и совместной работы археологов и геологов (минералогов, петрографов, геммологов). Целесообразным представляется дальнейшее исследование путей и форм использования цветного камня древним населением Урала (по культурам) и создание в результате наиболее полной и детальной геммохронологической шкалы Уральского региона.

Автор выражает благодарность за помощь и полезные консультации профессору В. В. Зайкову (ИМин УрО РАН), д.и.н. А. Д. Таирову, к.г.-м.н. А. М. Юминову (Южно-Уральский государственный университет).

Литература

- Буканов В. В.* Цветные камни. Энциклопедия. СПб: Гранит, 2008. 373 с.
- Древняя история Южного Зауралья. Том I. Каменный век. Эпоха бронзы. Челябинск: ЮУрГУ, 2000. 532 с.
- Копырин И. С.* Камнесамоцветные формации Южно-Уральской минерагенической провинции // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 278–282
- Курган с «усами» Солончанка I: Сб. науч. тр. / Под ред. *А. Д. Таирова*. Челябинск: ЧелГУ, 1999. 144 с.
- Матюшин Г. Н.* К вопросу о раннем неолите Урала // Краткие сообщения Ин-та археологии АН СССР, 1975. Вып. 141. С. 25–32.
- Мосин В. С., Никольский В. Ю.* Кремьень и яшма в материальной культуре населения каменного века Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 196 с.
- Ферсман А. Е.* Драгоценные и цветные камни СССР. Избранные труды. Том VII. М.: АН СССР, 1962. 592 с.
- Юшкин Н. П., Стоколос В. С., Попов В. А.* Хрустальный шар из Кизильского кургана и истоки культуры поделочного камня на Урале // Материалы к топоминералогии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 100–106.

А. В. Орехова

Уральский государственный педагогический университет, г. Екатеринбург

Глинское месторождение пестроцветных яшм (Средний Урал)
(научный руководитель А. Л. Анфимов)

На Среднем Урале автором изучено Глинское месторождение пейзажных яшм, подобное орским яшмам на Южном Урале [Матюшин, 1977]. Месторождение, открытое в 1959–1962 гг., расположено в Режевском районе Свердловской области западнее с. Глинское, и приурочено к окраинной восточной части массива змеевиков [Крежевских, 2002].

Тела яшм располагаются в верхнесилурийских базальтовых, андезитовых, дацитовых порфиритах, диабазах и различных туфах. В прослоях между лавами и туфами отмечаются туффиты и яшмовидные туффиты. Массив змеевиков и вмещающие его среднедевонские вулканогенно-осадочные образования сильно рассланцованы, окремнены и собраны в пологие складки второго, третьего и т. д. порядков. Складки имеют субмеридиональное северо-восточное и северо-западное простирание, местами они сопровождаются разрывами сплошности пород. На месторождении выявлено более 10 залежей пестроцветных, ленточных и брекчиевидных яшм в крыльях пологих складок, рассланцованных и окремненных змеевиках.

Залежь Главная является наиболее крупной в группе залежей пестроцветных яшм месторождения. Расположена она в 800 м западнее с. Глинское, в 130 м севернее дороги в д. Точильный Ключ. Простирание залежи субмеридиональное, длина по простиранию 120 м, при максимальной мощности 14 м. Яшмовая залежь сложной линзовидной формы залегает среди рассланцованных змеевиков, причем змеевики в непосредственном контакте с яшмами в большей части представляют собой своеобразные окремненные породы с переменным количеством антигорита.

Яшмы светло-желтовато-серые, серовато-белые, светло-желтовато-зеленовато-серые, светло-серые и темно-зеленовато-серые. Во всех их разновидностях в той или иной степени проявляются струйчато-полосчатый рисунок. Переходы расцветки и рисунка одних разновидностей в другие плавные. Яшмы трещиноватые, выход монолитов размеров до 20 × 20 × 20 см составляет 4.3 % от горной массы. Несмотря на богатую палитру и рисунчатость, яшмы Глинского месторождения могут быть использованы лишь для изготовления малообъемных поделок.

Залежь 1 расположена в 400 м западнее залежи Главная. Ее длина – 45 м, мощность – 7 м. Яшмы темно-зеленовато-серые, струйчато-полосчатые с серыми, розовато- и фиолетово-серыми, зеленовато-желтыми, причудливо волнистыми прерывающимися полосками, причем более светлые разности яшм приурочены к северо-западной части залежи. Размеры монолитов не превышают 54 × 50 × 42 см.

Осенью 2008 г. были отобраны образцы для изучения и определения возраста пород. После микроскопического исследования шлифов яшм Глинского месторождения, были найдены скопления радиолярий (рис.).

В результате исследования предположено, что остатки радиолярий, сохранившиеся в шлифах, сходны с рисунками радиолярий верхнего девона, имеющимися в литературе. Скорее всего, это радиолярии семейства *Entactiniidae* Riedel надотряда *Polycystina* – пористые энтактиниды, широко распространенные в фаменском ярусе

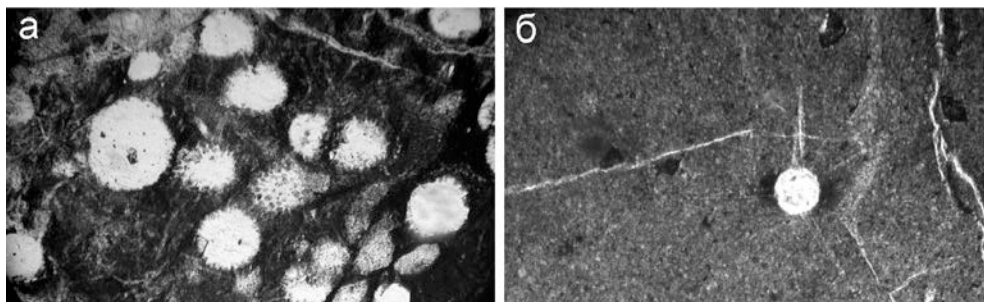


Рис. Раковины радиолярий из яшм Глинского месторождения: а) пористые раковины радиолярий *Entactinosphaera Foreman*, б) раковины радиолярий *Entactinia Foreman* с трехгранными иглами. Шлифы, проходящий свет, ширина снимков 0.2 мм.

верхнего девона. В шлифах наблюдаются радиолярии с одной (*Entactinia Foreman*) и двумя (*Entactinosphaera Foreman*) пористыми сферическими оболочками, имеющими диаметр внешней сферы 150–200 мкм. Для них характерны хорошо развитые трехгранные иглы [Назаров, 1981]. Согласно литературным данным в породах фаменского яруса широко распространены раковины пористых *Entactinosphaera Foreman* и сравнительно редко встречаются раковины *Entactinia Foreman* с трехгранными иглами. Размеры радиолярий фамена крупные 150–300 мкм. Доминирование пористых радиолярий характеризует обстановку осадконакопления в бассейне средней глубины.

Таким образом, яшмы Глинского месторождения являются новой точкой находки раковин радиолярий на восточном склоне Среднего Урала, предположительно, фаменского возраста.

Литература

- Крежевских Ю. Г.* Яшмы Урала – яшмы России, Екатеринбург, 2002. 56 с.
Матюшин Г. Н. Яшмовый пояс Урала. М.: Недра, 1977. С. 82, 102.
Назаров Б. Б. Значение радиолярий для стратиграфии палеозойских отложений // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 38–48.

В. И. Сначев, А. В. Сначев
 Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
 SAVant@inbox.ru

Петрохимические особенности рифейских углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев (Южный Урал)

В пределах рассматриваемой территории углеродистые отложения развиты в юшинской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свитах докембрия. Положение углеродистых образований в разрезах перечисленных стратиграфических

подразделений, литологический их состав довольно подробно рассмотрены в статье В. И. Сначева и др. [2008] и здесь не приводятся.

Известно, что углеродистые отложения являются весьма информативными породами, изучение которых может пролить свет на реконструкцию палеогеографических условий в период их формирования. С этой целью нами проведен силикатный анализ 31 пробы черносланцевых образований, и на этой основе рассчитан ряд параметров. К сожалению, количество проб крайне неравномерно распределено по четырем указанным свитам: 11 из них относятся к машакской свите, по 2 – к юшинской и зигазано-комаровской, 16 – к зигальгинской.

В углеродистых сланцах северной части Ямантауского и Маярдакского антиклинориев содержания органического углерода, судя по данным М. В. Рыкуса и др. [1993], А. В. Маслова [1988], составляют от 0.2 до 1.58 мас. %, что позволяет отнести их к низкоуглеродистому типу. Повышенные значения CO_2 (1.8–2.7 мас. %) и параметра $C = \text{CaO} + \text{MgO}$ (1.5–5.5; среднее 3.42) для рассматриваемых углеродистых отложений, наличие известняков в разрезах и хорошая сохранность известковистых скелетов криноидей в осадках свидетельствует о достаточной насыщенности морской воды углекислотой, что характерно для мелководного бассейна.

Для определения формационной принадлежности рифейских черносланцевых отложений использовалась диаграмма А–S–С, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [Горбачев, Созинов, 1985]. Параметры $A = (\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})) * 1000$ и $S = (\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO})) * 1000$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C = (\text{CaO} + \text{MgO})$ – в массовых долях оксидов.

По характеру распределения анализов на диаграмме мы видим, что абсолютное их большинство попадает в поле терригенно-углеродистой формации (рис. 1). Лишь единичные образцы машакской и зигальгинской свит находятся в поле кремнисто-углеродистой или карбонатно-углеродистой формаций. Более низкие средние значения параметра А для машакской свиты (21.19) по сравнению с зигальгинской (102.90) и высокие параметра S (890.28 и 756.77, соответственно) указывают на большую химическую зрелость и «чистоту» первых относительно вторых. Точки распределения анализов для зигазано-комаровской и юшинской свит на данной диаграмме больше тяготеют к достаточно компактному рою анализов зигальгинской свиты.

Основную долю в терригенной примеси, рассчитанной по петрогенным оксидам, занимает Al_2O_3 (до 80 мас. %), который, в свою очередь, имеет обратную корреляционную зависимость с параметром S. При анализе параметров S и Al_2O_3 интерес представляют не столько абсолютные значения, сколько их изменение с востока на запад и с севера на юг. Это дает возможность оценить долю терригенной примеси в углеродистых сланцах по всей рассматриваемой площади.

Для углеродистых отложений машакской свиты наблюдается плавное возрастание величины параметра S в юго-восточном направлении и уменьшение содержания Al_2O_3 , что указывает на расположение источника сноса терригенного и вулканогенного материала с северо-западной стороны. На это указывают и геологические данные: так в разрезах северо-западной части площади широко развиты грубообломочные породы, а в ее южной части разрезы нацело сложены либо сланцами, либо базальтами.

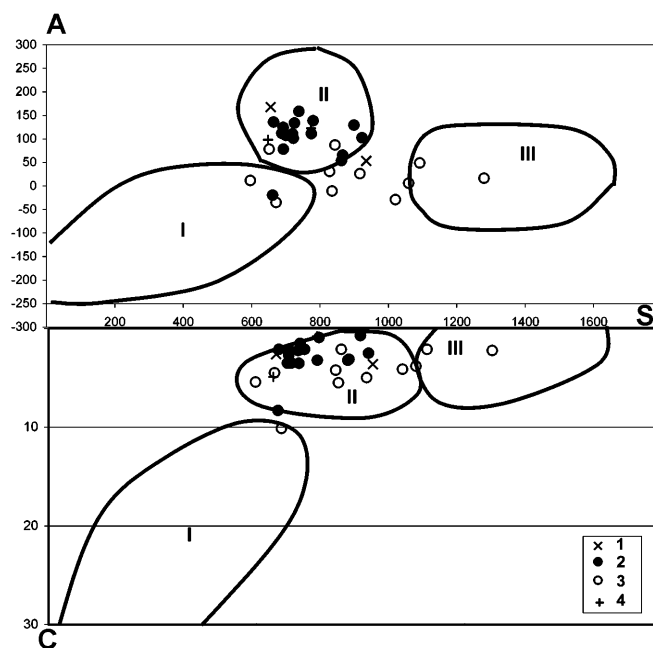


Рис. 1. Типизация углеродистых отложений северной части Башкирского антиклинория с помощью диаграммы О. В. Горбачева, Н. А. Созинова (1985).

Поля формаций: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая. Свиты: 1 – зигазино-комаровская, 2 – зигальгинская, 3 – машакская, 4 – юшинская.

Обратная картина распределения параметра S и Al_2O_3 отмечается для отложений зигальгинской свиты, здесь большие значения параметра S и меньшие для Al_2O_3 (следовательно, большая удаленность от источника сноса) отмечаются для разрезов в северо-западной части изучаемой площади, что указывает на изменение направления сноса терригенного и вулканогенного материала на противоположный.

Для интерпретации состава углеродистых отложений использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Юдович, Кетрис, 1986].

Гидролизатный модуль ($ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$). Для машакской свиты, в целом, характерны более низкие значения гидролизатного модуля по сравнению с остальными. Так, его среднее значение для них составляет 0.33, для зигальгинской – 0.50, юшинской – 0.49 и зигазино-комаровской – 0.49, что в очередной раз указывает на их относительно большую зрелость и, возможно, большую удаленность от источника привноса терригенного материала.

Закисный модуль ($ЗМ = FeO / Fe_2O_3$). Отражает окислительные или восстановительные условия в бассейне осадконакопления. Значения закисного модуля для всех рассматриваемых пород небольшие и укладываются в интервал от 0.5 до 8.0 (среднее 2.7), причем для 11 анализов оно меньше 1, что указывает на окислительную обстановку, характерную для мелководного бассейна.

Титановый модуль ($ТМ = TiO_2 / Al_2O_3$). Значения титанового модуля для

терригенно-углеродистых отложений зигазино-комаровской, зигальгинской, машакской и юшинской свит укладываются в диапазон от 0.032 до 0.087, что соответствует значениям для песков и алевролитов в прибрежно-морской фациальной обстановке. Причем средние значения титанового модуля позволяют выстроить некоторую цепочку отложений свит по глубоководности (по мере нарастания глубины): зигальгинская (0.058), зигазино-комаровская (0.050), машакская (0.046) и юшинская (0.035). Однако, учитывая непредставительность выборок по зигазино-комаровской и юшинской свитам, однозначно можно говорить лишь о более мелководных условиях накопления углеродистых отложений в зигальгинское время, чем в машакское.

Индикатор Fe/Mn. Одним из фациальных индикаторов для осадочных отложений является отношение железа и марганца. Значение этого модуля уменьшается с увеличением глубины и с переходом от шельфовых фаций к пелагическим.

Разброс значений Fe/Mn индикатора для рассматриваемых свит достаточно широк (от 110 до 707, среднее – 277), но почти все они соответствуют мелководно-прибрежным отложениям, редко – мелководным. Средние значения индикатора показывают относительно более глубоководные условия накопления углеродистых пород машакской свиты (230 ед.) по сравнению с зигальгинской (310 ед.), что находится в соответствии с выводами по титановому модулю.

Индекс химического выветривания (CIA = $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$). Этот модуль используется как показатель климата в области размыва. Рассчитывается он по молекулярным количествам петрогенных оксидов. Интенсивность химического выветривания в области размыва напрямую коррелируется с палеоклиматом. Для осадочных отложений гумидных обстановок характерен вынос из полевых шпатов кальция, натрия и калия, что ведет к увеличению соотношения алюминия и щелочей в продуктах выветривания. В аридных и гляциальных обстановках в область аккумуляции поступает тонкозернистый слабо переработанный материал, представленный в основном глинистыми минералами с меньшим содержанием алюминия и значительным количеством неизмененных или слабо измененных полевых шпатов [Nesbitt, Young, 1982].

В качестве критерия для разграничения отложений, формирующихся в обстановках теплого и холодного климата, принято считать значение индекса химического выветривания, равное 70. Невыветрелые породы характеризуются значениями CIA порядка 50, тогда как сильно выветренные разновидности соответствуют CIA около 100.

Юшинская, машакская, зигальгинская и зигазино-комаровская свиты характеризуются углеродистыми сланцами с рассматриваемым параметром соответственно 76, 77, 83 и 87 единиц, что соответствует породам, образовавшимся в гумидной климатической обстановке.

Тройная петрохимическая диаграмма Н. П. Семенов служит для восстановления первичной природы и химической классификации метаморфических пород [Семенов и др., 1956]. Параметры рассчитываются по главным окислам и приводятся к 100 %.

$$\begin{aligned} \text{Глиноземистость (A*)} &= 100 * Al_2O_3 / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO), \\ \text{Известковистость (C*)} &= 100 * CaO / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO), \\ \text{Ферромагнезиальность} \\ \text{(F+M)} &= 100 * (MgO + Fe_2O_3 + FeO) / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO). \end{aligned}$$

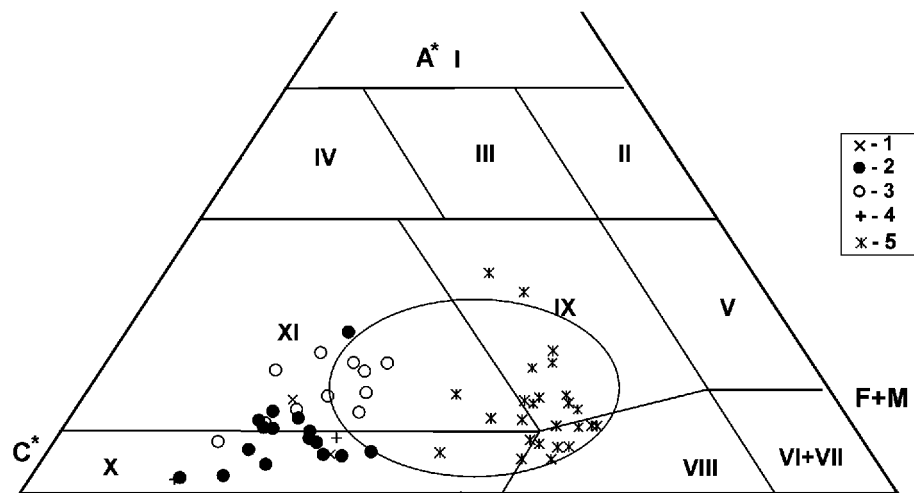


Рис. 2. Разделение терригенно-углеродистых отложений северной части Башкирского антиклинория на петрохимической диаграмме Н. П. Семененко и др. (1956).

Поля: I – подгруппы собственно алюмосиликатных пород, II – подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III – подгруппы щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV – подгруппы известково-алюмосиликатных пород, V – группы глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI – группы железисто-кремнистых пород, VII – группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII – группы щелочноземельно-малоглиноземистых ультраосновных пород орторяда, IX – группы щелочноземельно-глиноземистых основных пород орторяда, X – известково-карбонатной подгруппы щелочноземельно-известкового ряда, XI – глиноземисто-известковистой подгруппы щелочноземельно-известкового ряда.

Свиты: 1 – зигазино-комаровская, 2 – зигальгинская, 3 – машакская, 4 – юшинская, 5 – базальты машакской свиты.

Терригенно-углеродистые отложения северной части Башкирского антиклинория, вынесенные на диаграмму $A^*-C^*-(F+M)$, показывают, что для машакской и зигальгинской свит существовали различные по химическому составу поставщики терригенного материала (рис. 2). Химический состав примесей в углеродистых отложениях машакской свиты довольно близок к химическому составу одновозрастных базальтов и риолитов, что указывает на значительную долю вулканогенного материала в черносланцевых образованиях машакской свиты и практически полное его отсутствие в породах других свит.

Выводы:

1. На основании петрогеохимического анализа углеродистых отложений рассматриваемых свит можно сделать основной вывод, что они все относятся к низкоуглеродистому типу, принадлежат терригенно-углеродистой формации и образовались в пределах прибрежно-морских и, реже, мелководных бассейнов.

2. Область сноса располагалась на континенте, где господствовал гумидный климат, перенос терригенного материала производился на незначительное расстояние.

3. В машакское время осадочный бассейн был более глубоководный, чем в зигальгинское. Углеродистые отложения, накапливающиеся в его пределах, являются более химически «зрелыми» и «чистыми» относительно других. В них присутствует

значительная доля вулканогенного материала, представляющего собой продукты размыва нижележащих базальтов и риолитов машакской свиты.

4. Для углеродистых отложений зигальгинской и машакской свит существовали разные источники привноса терригенного материала, отличные не только по химическому составу, но и по направлению движения. В машакское время привнос происходил с северо-западной стороны, в зигальгинское – с юго-восточной.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 14 Президиума РАН, проект «Минерально-сырьевая база Южного Урала, изучение и использование нетрадиционных и перспективных традиционных видов рудного и техногенного сырья, геоэкология».

Литература

Горбачев О. В., Созинов Н. А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57.

Маслов А. В. Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория // Литология и полезные ископаемые, 1998. № 3. С. 101–109.

Рыкус М. В., Андреев Н. И., Муркин В. П., Маслов А. В., Сначев В. И. Углеродистые отложения докембрия Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 40 с.

Семенов Н. П., Головкин Н. И., Жуков Г. В., Ладнева В. Д., Макухина А. А. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: АН УССР, 1956. 215 с.

Сначев В. И., Пучков В. Н., Савельев Д. Е. и др. Рудоносность конгломератов и углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Природный комплекс Южно-Уральского государственного природного заповедника и сопредельных территорий / Труды Южно-Уральского государственного природного заповедника. Вып. 1. Уфа: Принт, 2008. С. 198–209.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. Вып. 148. 34 с.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982. Vol. 299. P. 715–717.

А. В. Сначев

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
SAVant@inbox.ru*

Палеогеографические условия и рудоносность углеродистых отложений чулаксайской свиты (Восточно-Уральская мегазона)

Чулаксайская свита была выделена Н. Ф. Мамаевым и названа им по р. Чулаксай (западная часть листа N-41-XXXI), где она согласно залегает на нижележащих образованиях кусоканской свиты ($R_1^?ks$) и несогласно перекрывается римникской свитой (O_1rm). В разрезе свиты по литологическим особенностям можно выделить две подсвиты: нижнюю и верхнюю [Мамаев, 1965].

Нижнечулаксайская подсвета сложена, в основном, темными и серыми, иногда полосчатыми кремнистыми и кварцевыми графитистыми сланцами, порфириитоидами, зелеными слюдяными сланцами и темными филлитами. Выше их располагаются преимущественно кварцевые сланцы и массивного сложения кварциты, местами графитистые.

Верхнечулаксайская подсвета представлена чередующимися углистыми кремнистыми и брекчиевидными кварцевыми сланцами, кварцево-хлоритовыми и слюдяными графитизированными филлитами, заключающими отдельные пласты кварцитов.

Общая мощность свиты в разрезе по р. Чулаксай составляет 750 м.

Преобладающими породами в составе свиты являются кварцевые графитистые сланцы, отличающиеся темной или полосчатой окраской, отчетливой сланцеватостью. Структура их микрогранобластовая, текстура тонкополосчатая, образованная мельчайшими зернами (0.1–0.001 мм) кварца. Графитистое вещество в виде мельчайших точечных выделений распределено по всей массе породы, но в наибольших количествах, иногда совместно с тонкочешуйчатый серицитом и пелитоморфным карбонатом, концентрируется по плоскостям сланцеватости породы [Мамаев, 1965].

Возраст толщи согласно легенде Южно-Уральской серии определен условно как среднерифейский, однако изучение углеродистых кварцитов чулаксайской свиты в пределах листа N-41-XXV масштаба 1:200 000 показало, что они по составу, характеру дислоцированности и степени метаморфизма принципиально не отличаются от слабо метаморфизованных углистых песчаников и алевролитов брединской свиты (C₁bd). Отсутствие тектонических контактов между ними и постепенные переходы от неметаморфизованных разностей к метаморфизованным не исключают, что углеродистые кварциты и другие метаморфиты чулаксайской свиты на самом деле являются палеозойскими [Тевелев и др., 2006].

Нами в ходе проведения геологической съемки листа N-41 масштаба 1:1 000 000 был описан разрез чулаксайской свиты, расположенный в 4-х км западнее д. Сосновка (около пос. Бреды). Здесь, в бортах отводного канала по р. Чулаксай, на протяжении более чем 300 м обнажаются (сверху вниз):

0.0–9.0 м – сланцы плейчатые, слюдяно-глинистые и углеродисто-глинистые, ожелезненные, выветрелые, с мелкими будинами кварца и желваковидными включениями окварцованных и карбонатизированных более плотных пород;

9.0–16.4 м – преимущественно серицит-глинистые сланцы серого цвета, выветрелые;

16.4–17.2 м – сланцы глинистые с прослоями описанных выше более плотных ожелезненных и выветрелых пород (мощность 0.1–0.2 м) и кварцитов серого цвета;

17.2–24.5 м – сланцы серицит-глинистые, плейчатые, ожелезненные, с будинами кварца жильного, ожелезненного;

24.5–48.0 м – чередование сильно выветрелых сланцев глинистых и углеродисто-глинистых с редкими будинами кварца и плотных существенно кварцевых светло-зеленых пород;

48.0–53.0 м – породы сильно выветрелые, карбонатизированные, неясной первичной природы. Жила кварца темно-серого с обильным пиритом (0.4 м);

53.0–62.0 м – породы выветрелые, не сланцеватые, однородно обохранные, иногда – с включениями крупных кристаллов пирита (до 1 см), замещенного лимонитом;

62.0–119.0 м – задерновано, точнее завалено многочисленными обломками углеродисто-глинистых сланцев, углеродистых кварцитов, карбонатных желваковых пород коры выветривания;

119.0–134.0 м – интенсивно лимонитизированные породы, образованные скорее всего по серицит-хлоритовым сланцам, возможно сульфидизированным;

134.0–144.8 м – сланцы серицит-хлоритовые и слюдисто-глинистые, осветленные и выветрелые;

144.8–181.0 м – задерновано;

181.0–191.0 м – кварциты углеродистые;

191.0–195.0 м – сланцы углеродисто-кремнистые, щеповидные, слюдисто-кремнистые, интенсивно окварцованные;

195.0–201.0 м – кварциты графитистые, массивные;

201.0–209.0 м – сланцы углеродисто-кремнистые и углеродисто-кремнисто-глинистые;

209.0–209.5 м – кварциты светло-серые;

209.5–220.0 м – сланцы углеродисто-кремнистые и кремнисто-глинистые, сильно выветрелые, ожелезненные;

220.0–226.0 м – частое чередование сланцев углеродисто-хлорито-глинистых, углеродисто-кремнистых и кварцитов углеродистых, реже – серицит-хлоритовых сланцев: все породы, кроме кварцитов, сильно выветрелые, характерна плейчатость, а кварциты часто образуют пережимы и раздувы;

226.0–246.0 м – углеродисто-кварцевые сланцы, облекаемые со всех сторон более податливыми углеродисто-глинистыми и углеродисто-хлоритовыми сланцами с мелкими линзочками жильного кварца;

246.0–265.0 м – сланцы преимущественно углеродисто-кварцевые, углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, выветрелые, ожелезненные;

265.0–271.4 м – сланцы углеродисто-хлоритовые, мягкие, сильно выветрелые;

271.4–278.0 м – сланцы интенсивно смятые и разрушенные, преимущественно углеродисто-кремнистые, углеродисто-хлорит-кремнистые;

278.0–281.6 м – сланцы серицит-кварцевые;

281.6–283.0 м – будина углеродистых кварцитов;

283.0–291.5 м – сланцы серицит-хлоритовые в меньшей степени углеродисто-серицит-хлоритовые и углеродисто-кварцевые;

291.5–299.0 м – сланцы углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые, выветрелые;

299.0–302.0 м – сланцы углеродисто-кварц-хлоритовые, сильно смятые и выветрелые, ожелезненные, с будинами более плотных углеродисто-кварцевых пород;

302.0–313.5 м – сланцы серицит-хлоритовые, мягкие на ощупь, выветрелые;

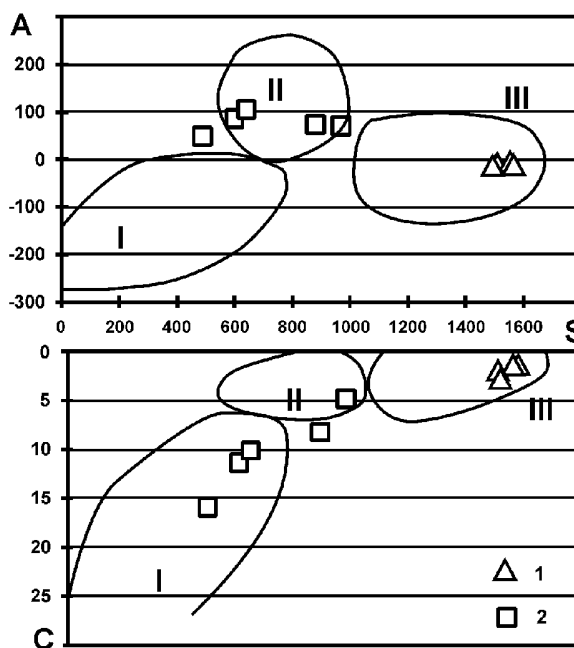
313.5–320.5 м – кварциты углеродистые;

320.5–350.0 м – задерновано, борта отводного канала сложены рыхлыми продуктами разрушения сланцев и кварцитов, суглинками коры выветривания.

Углеродистые отложения являются весьма информативными образованиями, рассмотрение которых позволяет приблизиться к пониманию палеогеографической обстановки накопления. Силикатный и атомно-абсорбционный (Co, Ni, Cr) анализы наименее измененных углеродистых сланцев и кварцитов, а также углеродисто-хлорит-кремнистых сланцев, был выполнен в химической лаборатории Института геологии УНЦ РАН (аналитики С. А. Ягудина, Н. Г. Христофорова).

Рис. 1. Типизация углеродистых отложений чулаксайской свиты с помощью диаграммы О. В. Горбачева, Н. А. Созинова [1985].

Поля формаций: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая. Породы: 1 – углеродистые сланцы и кварциты, 2 – углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы.



Для определения формационной принадлежности углеродистых отложений использовалась диаграмма А–S–С, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [Горбачев, Созинов, 1985]. Параметры $A = (Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)) * 1000$ и $S = (SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)) * 1000$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C = (CaO + MgO)$ – в массовых долях оксидов. Углеродистые сланцы и кварциты чулаксайской свиты на данной диаграмме (рис. 1) занимают поле кремнисто-углеродистой формации, а углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы попадают между областями карбонатно-углеродистой и терригенно-углеродистой формации. Данное распределение указывает на непостоянство условий осадконакопления. Первая группа накапливалась в обстановке с минимальным привносом терригенной примеси, возможно на некотором удалении от береговой линии, а вторая – в прибрежно-мелководной. Косвенным подтверждением этому является повышенная карбонатность и наличие редких члеников криноидей в разрезе свиты.

Интерпретация состава углеродистых отложений чулаксайской свиты проводилась по стандартным петрохимическим параметрам (модулям), рассчитываемым по силикатным анализам [Юдович и др., 1998].

Гидролизатный модуль ($ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$) является универсальным для большинства терригенных и кремнистых пород. Чем выше значение гидролизатного модуля, тем более сильное и глубокое выветривание претерпели исходные породы источников сноса и чем ниже его значение, тем «чище» осадок от продуктов выветривания, т.е. выше зрелость породы. Углеродисто-хлорит-кремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы чулаксайской свиты по значениями гидролизатного модуля относятся к классу миосилитов, а углеродистые сланцы и кварциты, характеризующиеся ничтожно малыми цифрами (среднее 0,026), к подклассу ультраэвсилитов, что указывает на ничтожный привнос в бассейн осадконакопления продуктов выветривания с континента.

Закисный модуль ($ZM = FeO/Fe_2O_3$) отражает окислительные или восстановительные условия в бассейне осадконакопления. Для всех проб отмечается значение закисного модуля меньше единицы, что соответствует окислительной обстановке, характерной для мелководного бассейна. Значительное преобладание FeO над Fe_2O_3 для сланцев чулаксайской свиты объясняется восстановлением железа в изолированном бассейне за счет окисления органического вещества.

Индикатор Fe/Mn. Одним из фациальных индикаторов для осадочных отложений является отношение железа и марганца. Значение этого модуля уменьшается с увеличением глубины и с переходом от шельфовых фаций к пелагическим. Пересчет содержаний железа и марганца в кремнисто-углеродистых отложениях чулаксайской свиты показывает, что они отлагались в условиях, близких к мелководным и даже мелководно-прибрежным.

Тройная петрохимическая диаграмма Н. П. Семененко служит для восстановления первичной природы и химической классификации метаморфических пород [Семененко и др., 1956]. Параметры рассчитываются по главным окислам и приводятся к 100 %.

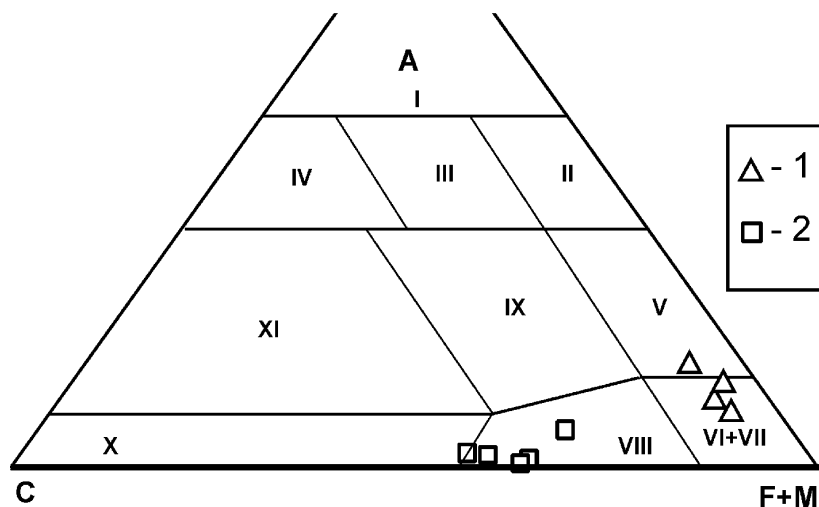


Рис. 2. Разделение углеродистых отложений чулаксайской свиты на петрохимической диаграмме Н. П. Семененко и др. [1956].

Поля: I – подгруппы собственно алюмосиликатных пород, II – подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород, III – подгруппы щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, IV – подгруппы известково-алюмосиликатных пород, V – группы глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, VI – группы железисто-кремнистых пород, VII – группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда, VIII – группы щелочноземельно-малоглиноземистых ультраосновных пород орторяда, IX – группы щелочноземельно-глиноземистых основных пород орторяда, X – известково-карбонатной подгруппы щелочноземельно-известкового ряда, XI – глиноземисто-известковой подгруппы щелочноземельно-известкового ряда.

Породы: 1 – углеродистые сланцы и кварциты, 2 – углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы.

Глиноземистость (A^*) = $100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO)$.

Известковистость (C^*) = $100 \cdot CaO / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO)$.

Ферромагнезиальность

$(F+M) = 100 \cdot (MgO + Fe_2O_3 + FeO) / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO)$.

Анализы, вынесенные на данную диаграмму, показывают четкое разделение углеродисто-хлорит-кремнистых, углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев с одной стороны и углеродистых сланцев, кварцитов – с другой (рис. 2). Для первых источником терригенного материала являлись щелочноземельно-малоглиноземистые ультраосновные породы орторяда, а для вторых, несмотря на очень малое его количество, магнезиальные ультраосновные породы орторяда, что подтверждается и высокими содержаниями Co, Ni, Cr в рассматриваемых углеродистых сланцах.

Углеродистые отложения, как известно, представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления многих промышленно важных элементов. При определённых условиях, особенно в областях проявления магматизма, зонального метаморфизма и тектонической активности, углеродистые породы могут концентрировать в себе крупные залежи благородных, редких металлов, никеля и т.д.

Учитывая это, нами были отобраны штучные и бороздовые пробы в наиболее измененных, окварцованных, сульфидизированных или ожелезненных интервалах рассматриваемого разреза. Анализы проводились в Международной независимой лаборатории фирмы Alex Stewart geochemical (г. Москва) методом пробирной плавки с ИСР окончанием.

К сожалению, во всех десяти пробах содержания золота, палладия и платины не превышают или граничат с порогом чувствительности метода в 0.01 г/т, что в лучшем случае может соответствовать кларковым значениям для данного типа пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 14 Президиума РАН, проект «Минерально-сырьевая база Южного Урала, изучение и использование нетрадиционных и перспективных традиционных видов рудного и техногенного сырья, геоэкология».

Литература

Горбачев О. В., Созинов Н. А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57.

Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск, «Уральский рабочий», 1965. 167 с.

Семенов Н. П., Головкин Н. И., Жуков Г. В. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: АН УССР, 1956. 215 с.

Тевелев А. В., Кошелева И. А., Попов В. С. и др. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4. М.: МГУ, 2006. 300 с.

Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.

И. А. Кожевых
ФГУП СНИИГГуМС, г. Новосибирск
drevnijink@mail.ru

Петрохимия сланцевых и алеврито-песчаниковых пород погорюйской свиты верхнего рифея Енисейского кряжа
(научный руководитель В. Г. Петров)

Комплекс отложений погорюйской свиты широко распространен в центральной и Ангарской частях Енисейского кряжа и особенно в восточной окраине кряжа в бассейнах рек Большой Пит, Горбиллок, Каменка, Иркинеева. Погорюйская свита является частью более мощного комплекса отложений сухопитской серии среднего рифея. Свита залегает с постепенным переходом на сланцевых (и черносланцевых) отложениях кординской–удерейской свит, и перекрывается глинисто-известняковыми отложениями, известняками и доломитами аладьинской свиты.

Абсолютный возраст отложений погорюйской свиты по глаукониту по литературным данным составляет 1140 млн лет. Мощность свиты до настоящего времени точно не определена и по разным оценкам колеблется от 300 до 1200 м.

В изученных автором разрезах погорюйской свиты по рр. Иркинеевой и Большой Пит свита представлена характерной толщей переслаивающихся линзовидно-слоистых алеврито-глинистых сланцев с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов на глинисто-карбонатном цементе. Для всего разреза отложений свиты характерны множественные проявления знаков ряби, косой слоистости, иероглифов, что свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления.

Петрохимическое и геохимическое исследование осадочных пород проводилось на основе химических анализов проб, отобранных из разрезов по рр. Иркинеевой и Большой Пит в период полевых работ. Химические анализы пород согласно полевым и микроскопическим описаниям были разбиты на отдельные выборки, соответствующие типам пород каждой свиты. Для обобщения петрохимических данных использовались петрохимические диаграммы и методы пересчета Е. П. Акульшиной [1976], А. А. Предовского [1980], А. Н. Неелова [1980], В. Г. Петрова [1982].

В целом, петрогеохимические особенности глинистых пород и песчаников погорюйской свиты указывают на генетическое единство осадочного материала пород и поступление его из одних и тех же источников. Все сланцевые породы свиты характеризуются значительным содержанием SiO_2 и сравнительно постоянным соотношением щелочей, а также кальциевой и магниально-железистой составляющих, низким содержанием CaO и отсутствием свободного карбоната, высоким содержанием алюмосиликатов и щелочей при примерно равном соотношении Na_2O и K_2O .

По величине глиноземного модуля большинство сланцевых пород свиты относится к породам нормального ряда, и только некоторые слои обнаруживают высокую глиноземистость ($A = 90\text{--}100\%$), что свидетельствует о более глубоководных условиях отложения и о лучшей сортированности глинистого материала. В отдельных слоях сланцев верхней части свиты, прилегающих к мергелям свиты Карточки, величина глиноземного модуля иногда падает до $35\text{--}45\%$, что указывает на резкое снижение поступления глинистых минералов в этот период и возрастание роли кластических частиц кварца и полевых шпатов, вызванного, возможно, окончанием размыва коры выветривания сухопитского времени и переходом к размыву кислых коренных пород питающих провинций.

Глинистые сланцы свиты из разреза по р. Иркинеевой на петрохимической диаграмме А. Н. Неелова образуют компактное поле точек состава. Значения глиноземистого модуля (a) колеблются в узких пределах: от величин, соответствующих границе между глинистыми породами и алевролитами ($a = 0.30$) до 0.34. Невысокие, в целом, величины параметра «а» отражают наличие в сланцах в значительных количествах алевроитового кварцевого материала. Возможно, в исходном составе осадков палеобассейна широко был развит монтмориллонит, среди других глинистых минералов, содержащий максимальное количество кремнезема. По этой же причине часть тонкозернистого кварца сланцев свиты, вероятно, имеет аутигенную природу, возникающая при переходе монтмориллонита в хлорит и гидрослюда на различных стадиях изменения пород. Последние два минерала, как это установлено микроскопическим и рентгеноструктурным анализами, преобладают в составе изученных сланцев, отражая минеральный состав последней стадии изменения.

Глинистые сланцы погорюйской свиты в пачках сланцев, прилежащих к горизонтам грубозернистых пород, резко отличаются по химической зрелости от глинистых сланцев, стратиграфически существенно удаленных от аркозовых горизонтов. Глиноземистый модуль этих сланцев изменяется от 0.32 до 0.68, что по классификации А. Н. Неелова соответствует породам от алевропелитовых аргиллитов до субсидалитов. Для них характерны умеренная щелочность и высококалиевый и суперкалиевый уклон в соотношении щелочей. Таким образом, сланцы из этой пачки в химическом отношении являются наиболее высокозрелыми породами изученной части разреза сухопитской серии.

Среди песчаников погорюйской свиты по петрохимическим данным выделяются две контрастных группы:

1. Мономиктовые кварцевые песчаники ($a = 0-0.06$; $b = 0.018-0.041$).
2. Олигомиктовые и полимиктовые (соответственно, $a = 0.12-0.14$; $b = 0.062-0.094$; $a = 0.18-0.20$; $b = 0.08-0.102$).

Первая группа обладает очень низкой щелочностью и в связи с этим не вполне определенным соотношением щелочей. Олигомиктовые песчаники характеризуются малой и умеренной щелочностью, а по соотношению щелочей относятся к натровым и натрий-калиевым семействам пород. Полимиктовые песчаники принадлежат умеренно щелочному семейству с неустойчивым соотношением щелочей: от натровых до калиевых.

Состав и количество элементов-примесей в сланцевых породах погорюйской свиты также отражает общую направленность осадочной дифференциации вещества в зависимости от фациальных обстановок и времени осадконакопления. Так, например, грубозернистым песчаникам свойственно резко неупорядоченное распределение основных рудных элементов. Эти же слои сравнительно удаленных от береговой линии фаций характеризуются упорядоченным типом распределения свинца, цинка, меди, ванадия, никеля, кобальта и заметным обогащением глиноземом. Относительно глубоководные сланцы также имеют упорядоченный тип распределения рудных элементов, а сланцы микрофаций сероводородного заражения характеризуются, кроме того, появлением заметных количеств углеродистого вещества и, вместе с ним, мышьяка, фосфора, молибдена, серебра и золота.

Наконец, самым верхним слоям погорюйской свиты в некоторых разрезах свойственно появление железо-марганцевых конкреций, представляющих собой эмбриональные концентрации этих элементов в наиболее глубоководных и застойных участках бассейна седиментации.

Изложенные в тезисах данные являются первыми в начатой работе по детальному изучению петрогеохимических особенностей осадочно-метаморфических отложений рифея Енисейского кряжа, целью которых является разработка петрогеохимических критериев диагностики немых толщ фундамента Сибирской платформы как возможных источников нефти и газа открытых в недавнее время месторождений. Полученные данные о петрогеохимических особенностях отложений погорюйской свиты могут служить одним из критериев стратиграфической диагностики осадочных слоев и комплексов, вскрываемых бурением нефтепоисковых скважин, и тем самым способствовать лучшему пониманию структуры и нефтегазового потенциала разведываемых территорий.

Литература

Акулишина Е. П. Методика определения условий выветривания, осадконакопления и постседиментационных преобразований по глинистым минералам // Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. С. 9–37.

Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Петров В. Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы (геология и петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 237 с.

Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. М.: Наука, 1980. 152 с.

А. Ф. Исламов

Казанский государственный университет, г.Казань

Albert.Islamov@ksu.ru

Геохимические особенности визейских углей Татарстана в связи с возможностью выявления скрытых форм оруденения (научный руководитель Р. Р. Хасанов)

Большой объем нефтепоискового бурения на территории Татарстана обеспечил высокую степень изученности осадочного чехла. В палеозойских отложениях были выявлены углепроявления, локализованные на трех стратиграфических уровнях (девон, карбон, пермь). Наибольший интерес из них представляют визейские углепроявления, обладающие промышленно значимыми ресурсами.

Результаты ранее проведенных геохимических исследований [Хасанов, 2006] свидетельствуют о том, что содержание некоторых элементов-примесей в визейских углях может значительно превышать фоновые значения. В визейских углях количественно определены содержания редких земель (РЗЭ), селена и тория, которые могут представлять интерес в качестве скрытых форм оруденения. Содержания РЗЭ определены фотоколориметрическим методом на фотоколориметре КФК-2МП (ЦНИИГеолнеруд, Казань).

Важное значение для оценки перспектив оруденения в углях имеет выяснение условий концентрации и формы нахождения в них редких элементов. Определение минеральных фаз, содержащих редкие элементы в углях, является сложной задачей, которая решается, большей частью, косвенными методами на основе изучения корреляционных связей элементов между собой и с зольностью. Применение новых методов изучения углей, таких как электронная микроскопия с возможностями энерго-дисперсионного анализа, позволяет наблюдать наноразмерные компоненты углей и осуществлять экспрессный элементный анализ одновременно.

Исследование визейских углей с помощью растрового электронного микроскопа и энерго-дисперсионного устройства показало, что к постоянным золообразующим элементам относятся Si, Al, Fe, Ca, S, P, а также в качестве примесей присутствуют Cl, Ti, Zn. Самыми распространенными минералами в составе исследуемых углей являются глинистые минералы, из которых преобладает каолинит ($\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$). Визейское углеобразование происходило в жарком и влажном климате. В подобных условиях на прилегающих к торфяникам водосборах мог протекать латеритный процесс с нарастанием доли каолинита [Юдович, 2002]. Предполагается, что в результате латеритного процесса зола углей обогащалась элементами-гидролизатами (Al, Fe, Ti, REE, в том числе Th).

В исследуемых углях большинство элементов-примесей имеют околосларковые содержания, но для некоторых залежей (Южно-Нурлатская, Сунчелеевская, Егоркинская) выявлены высокие концентрации Ge (до 20–25 г/т в угле) и Ag (8 г/т в угле) [Хасанов, 2006]. В разрезе угольных пластов распределение элементов-примесей (кроме германия), в целом, подчиняется закономерности Зильберминца, которая устанавливает приуроченность концентрации редких элементов к приконтактовым участкам пласта. По результатам корреляционного анализа можно предположить, что германий связан большей частью с органической частью углей. Его концентрации не зависят от зольности и возрастают с увеличением степени метаморфизма углей. Высокая корреляция с серой указывает на присутствие большей части серебра в составе сульфидов. Закономерностью Зильберминца описывается и распределение РЗЭ. Зависимость содержаний РЗЭ от величины зольности и петрографического состава углей не определяется. Наиболее высокие концентрации обнаруживает цериевая группа (Ce, La, Nd, Pr), несколько повышены содержания Gd, Sm и Y. В различных угольных залежах разброс значений по отдельным элементам достигает двух-трех порядков, например Ce 0.02–178, La 0.02–72, Nd 0.02–86 г/т. Содержание ряда элементов (Ce, La, Pr) в некоторых случаях достигает первых сотен г/т в пересчете на уголь, что позволяет говорить о редкоземельном оруденении в углях.

Установлено [Юдович, 2002], что основной формой нахождения редкоземельных элементов в углях являются фосфаты (моноцит, ксенотим, крандалит). Следует отметить, что по результатам исследования углей при помощи растрового электронного микроскопа и энерго-дисперсионного устройства фосфор является постоянным компонентом углей. Считается, что редкоземельные элементы приносятся в торфяник вместе с обломочным материалом, затем происходит ремобилизация вещества, вследствие частичного растворения обломков в кислых водах торфяника. РЗЭ осаждаются в виде аутигенных фосфатов. При этом отмечается [Юдович, 2002], что на стадии торфонакопления могут иметь место соединения типа Me-OB, а при диагенезе, в результате привноса H_2S и PO_4 , происходит перераспределение РЗЭ. Этим может быть объяснена вариативность коэффициента корреляции РЗЭ с зольностью – от (–0.3) до (0.9).

Торий и селен в исследуемых углях не образуют, как правило, геохимических аномалий. В то же время, следует отметить, что некоторое повышение концентраций этих элементов наблюдается в углях с меньшей степенью метаморфизма (БЗ). Это связано с тем, что при метаморфизме углей происходит изменение органического вещества с потерей функциональных групп, которые имеют большой сорбционный потенциал. Для выяснения характера распределения тория и селена были рассчитаны коэффициенты их корреляции (КК) с величиной зольности и другими микроэлементами. Результаты анализа показали, что торий и селен характеризуются положительной корреляцией с фосфором. По данным [Palmer, 1983], РЗЭ и Th находятся в углях в минеральных фазах пелитовой размерности – аутигенных РЗЭ-фосфатах и цирконе.

По результатам анализа корреляционных связей между зольностью углей и содержанием тория можно выделить две группы залежей – с высокой корреляционной связью (0.8–0.98) и с ее отсутствием (0–0.04). По всей видимости, можно говорить о двух различных формах нахождения тория в углях. Очевидно, что в первом случае торий находится в минеральном веществе углей, во втором – в виде органических комплексов, где возможным концентратором являются гумусовые кислоты [Арбузов, 2003].

По взаимоотношениям селена и фосфора исследованные угольные залежи территориально делятся на две группы. В залежах, расположенных на западном и северном склонах ЮТС, между этими элементами отмечаются отрицательные корреляционные связи (–0.57), тогда как в залежах восточного борта Мелекесской впадины – положительные (0.55). Отрицательная корреляция этих элементов может указывать на нахождение селена в органической части угля, т.к. корреляция с зольностью также показывает отрицательные значения (–0.64). Более южные и более метаморфизованные (по показателю отражения витринита) угли демонстрируют устойчивую положительную корреляционную связь селена и фосфора. Кроме того, в корреляции селена с зольностью в одной группе залежей (Южно-Нурлатская, Мокшинская, Восточно-Пановская и др.) отмечается отрицательное значение коэффициента (–0.6), а в другой (Сунчелевская, Егоркинская) – положительное (0.74). Это может быть связано с различными формами нахождения селена в углях: в первом случае в виде $Se_{орг}$, а во втором – $Se_{глин}$.

Выводы:

1. Проведенные исследования свидетельствуют о разнообразии форм нахождения редких элементов в углях, что, по всей видимости, связано с их осаждением и последующим перераспределением в веществе углей на различных стадиях углеобразования.

2. Визейские угли Татарстана могут быть носителями скрытых форм оруденения, что значительно повышает их потенциальную ценность как комплексного сырья.

3. Полученные результаты могут быть использованы для прогноза качества, химических и технологических свойств углей.

4. При дальнейших исследованиях планируется увеличить комплекс методов изучения, добавив ряд физических методов анализа органического и минерального вещества, что позволит установить более точную картину распределения металлов в минеральном и органическом веществе углей.

Литература

Арбузов С. А., Волостнов А. В. Формы концентрирования тория в углях // Известия Томского политехнического университета, 2003. Т. 306. № 6. С. 12–17.

Хасанов Р. Р. Геолого-геохимические факторы оруденения в палеозойских угленосных формациях центральной части Волго-Уральской антеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка, 2006. № 2. С. 36–41.

Юдович Я. Э. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 423 с.

Palmer C. A., Filby R. H. Determination and mode of occurrence of trace elements in the Upper Freeport coal bed using size and density separation procedure // Proc. Intern. Conf. Coal Sci., 1983. Pittsburg, Pa: IEA, 1983. P. 365–368.

С. Е. Латышев

*Харьковский национальный университет им. В. Н. Каразина,
г. Харьков, Украина
ukrniio@kharkov.ukrtel.net*

**Геологическое строение, физико-литологическая характеристика
продуктивных горизонтов среднего карбона
Яблунковского месторождения (Украина)
(научный руководитель П. В. Зарицкий)**

Яблунковское нефтеконденсатное месторождение расположено в центральной части северо-западной структурно-формационной зоны Днепровско-Донецкой впадины. Оно было открыто в 1977 году. Основным нефтегазоносным комплексом здесь являются отложения девонской и нижнего и среднего отделов каменноугольной систем. В пределах среднего карбона залежи нефти и газа установлены в горизонтах от М-4 московского яруса до Б-11 башкирского яруса [Лагутин и др., 1999].

Горизонты М-4, М-5в, М-5н, М-6, М-7, Б-5, Б-6 в пределах северо-восточного тектонически отделенного блока месторождения содержат залежи нефти, запасы которой по данным УкрНИИгаза составляют:

Горизонт	Запасы нефти (геологические/извлекаемые), тыс. т		
	C ₁	C ₂	Забалансовые
М-4			2170/217
М-5в			3075/307
М-5н			3850/385
М-6			1970/197
М-7	208/40	2540/254	
Б-5	1620/308	2810/534	
Б-6	3582/680		

Тип ловушек – пластовые тектонически экранированные. Нефть по результатам испытаний оказалась высокосмолистой, вязкой, с малым коэффициентом извлечения, особенно это касается залежей московских горизонтов; эксплуатация их обычными средствами неэффективна. Как известно, увеличение площади контакта стенок буровых скважин с продуктивной частью пласта предоставляет возможность

увеличить дебит нефти. Поэтому для наиболее полного освоения этих запасов возникла необходимость закладки здесь горизонтальных скважин.

По проекту, разработанному специалистами УкрНИИгаза [Лагутин и др., 2002], были пробурены скважины с горизонтальным окончанием ствола, благодаря которым приращены запасы категории C_1 по горизонту Б-6, и запасы по категориям C_1 и C_2 по горизонту М-7. Дебит горизонтальной буровой скважины 152 (эксплуатирует горизонт Б-6) в 25 раз превысил средние дебиты вертикальных буровых скважин, которые эксплуатируют данный горизонт, и составил около 28.2 т/сут нефти через штуцер диаметром 5 мм. Таким образом, была подтверждена эффективность использования горизонтальных буровых скважин для добычи вязкой нефти.

Яблуновское месторождение изучено хорошо, но несмотря на это во время проводки наклонного участка скважины 152 кровля горизонта Б-6 пересечена на 11 м выше по вертикали, чем прогнозировалось. Зенитный угол в этой части буровой скважины равняется 80, поэтому ошибка составляет 65 м по стволу. В связи с этим для проводки горизонтальных буровых скважин для эксплуатации других продуктивных горизонтов необходимо изучение их геологического строения и физико-литологических свойств, также нужно рассматривать вопрос о бурении пилотного ствола.

Проведение таких работ в пределах части северо-восточного отделенного блока Яблуновского НГКМ имеет большое практическое значение. Северо-восточный обособленный блок с юго-запада, ограниченный высокоамплитудным нарушением, которое прослеживается вдоль сводчатой части Яблуновской брахиантиклинали и является основным дизъюнктивом, который контролирует особенности распределения залежей углеводородов в пределах месторождения. Как известно, блочная структура является основным фактором распределения продуктивности на Яблуновке.

Плоскость сброса падает на северо-восток под углом 45–60°, висячее крыло погружено на 80–90 м на уровне кровли башкирского яруса. Направление падения продуктивных пластов – также на северо-восток, углы 7–9°.

Горизонт М-5в залегает на глубинах 3230–3235 м, выдержанный по площади, его мощность 40–50 м. Коллекторы представлены песчаником мелко-среднезернистым, битуминозным. Кластический материал составляет 70 %, зерна угловатой или полуугловатой формы, реже – полуокатанные. Минеральный состав: кварц (70 %), плагиоклаз (10 %), биотит (5 %), мусковит (10 %), хлорит, лейкоксен. Цемент глинистый, гидрослюдистый базально-порового типа, пиритизированный, углефицированный. Открытая пористость варьирует от 10 до 21 %, средний показатель по пласту составляет 14 %, нефтенасыщенность достигает 74 %.

Из горизонта М-5 в скв. 13 в интервале 3490–3445 м получен приток нефти дебитом 2.06 т/сут, в скв. 96 из интервала 3485–3464 м и 3498–3491 – 3.75 т/сутки.

Горизонт М-5и имеет линзовидный характер распространения и во многих буровых скважинах он полностью замещен глинистыми породами. Пористость его изменяется от 0 до 18 %.

Горизонт М-6 залегает на глубинах 3310–3320 м, его мощность 50–55 м. Он представляет собой две мощных пачки песчаников и алевролитов, разделенных тонкой прослойкой аргиллитов. Песчаники слюдяные грубо-, крупно- и среднезернистые, с редкими прослойками гравия, слоистость нечетко выражена, обусловлена изменением гранулометрического состава, степенью цементации зерен, подчеркнутая разным содержанием битумных образований. Коэффициент пористости для М-6 принят 10–23 %, средний показатель 16 %, нефтенасыщенность составляет 55–78 %.

Во время испытания горизонта М-6 в разведывательной буровой скважине 13 из интервала глубин 3295–3252 м получен приток нефти 1.15 т/сут. Плотность нефти московских горизонтов, отобранной в скв. 12 из горизонта М-6 (3310–3321 м), согласно единой нефтяной пробе, составляет 0.8934 т/м, нефть высоковязкая, высоко-маслянистая, смолистая, малосернистая [Бугрим, 2008].

В 10–15 м ниже подошвы горизонта М-6 залегает продуктивный горизонт М-7.

Горизонт М-7 залегает на глубинах 3480–3490 м и представлен аллювиальным песчаным телом мощностью от 40 до 60 м, которая уменьшается (до 24–28 м) в при-сводовой части структуры и на юго-восточной переклинали. Пористость по ГИС 11–22 %, нефтенасыщенность до 82 %. Залежь нефти имеет пластовый сводчатый во-доплавающий тектонически экранированный характер.

В подошве горизонта М-7 проходит граница башкирского и московского яру-сов. В кровле башкирского яруса на глубине 3450 м среди аргиллитов лежит слой реперного известняка R2; его мощность 8–10 м.

При апробировании горизонта М-7 в скв. 13 приток нефти составил 0.56 т/сут. При апробировании буровой скважины 502 (с горизонтальным окончанием ствола) приток нефти составил 31.7 т/сут [Бугрим, 2008].

Горизонт Б-5, общая мощность которого достигает 25–30 м, залегает на глу-бинах 3500–3505 г. Керном горизонт охарактеризован в буровых скважинах 9, 13 и 500. Горизонт представлен песчаниками, алевролитами с редкими прослойками гли-нистых пород и известняков. Коллекторы горизонта – мелко-среднезернистые битуминозные песчаники наземно-дельтового генезиса. Состав их полимиктовый, в кото-ром вместе с кварцем (до 60 %) и обломками полевых шпатов (до 20 %) выявлены обломки кварцитов, эффузивов. Цемент (10–20 %) каолинистый, гидрослюдистый, реже – кварцево-регенерационный. В составе цемента значительное содержание не-равномерно распределенных битумов. Слоистость почти не выражена.

Открытая пористость варьирует от 4–6 до 16–19 % (средняя пористость по го-ризонту составляет 13.3 %). Коэффициент проницаемости изменяется от 0.1 до $540.6 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, средняя проницаемость по горизонту $30.9\text{--}42.5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Горизонт Б-6 залегает на глубинах 3540–3545 м. Мощность его 45–50 м, пред-ставлен он чередованием пластов песчаников от мелко- до среднезернистых на гли-нистом или, реже, доломитово-глинистом цементе и алевролитов с прослойками кар-бонатов и глин. Карбонатные породы – это известняки и доломиты; по трещинам отмечается окисленная нефть.

Породы-коллекторы сложены мелко-среднезернистыми песчаниками и круп-нозернистыми алевролитами, в основном, слабоотсортированными. Среди алевроли-тов встречаются углистые прослойки, цемент карбонатно-глинистый. Песчаники мелко-среднезернистые, кварцевые, как правило, алевролитистые, слюDISTые, с облом-ками пород, с каолиновым цементом. Открытая пористость песчано-алевритовых пород колеблется в широких границах: от 0.5 до 19.2 %, проницаемость – 0.1– $1282.7 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. В породах-коллекторах открытая пористость в среднем по горизонту составляет 13.4 %, преобладающие значения проницаемости $35\text{--}151.10 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Испытание горизонта Б-6 проведено в скв. 13, 68, 71. В скв. 13 из интервала 3532–3508 м получен приток нефти дебитом 5.74 т/сут. В скв. 68 во время раскрытия горизонта на глубинах 3607–3605 м дебит нефти составил 8.03 т/сут. с пластовой во-дой (2.4 м/сут.). После перекрытия этого интервала испытания были продолжены и из глубин 3602–3592 м получено 17.02 т/сут. нефти. Со скв. 71 из интервала 3830–

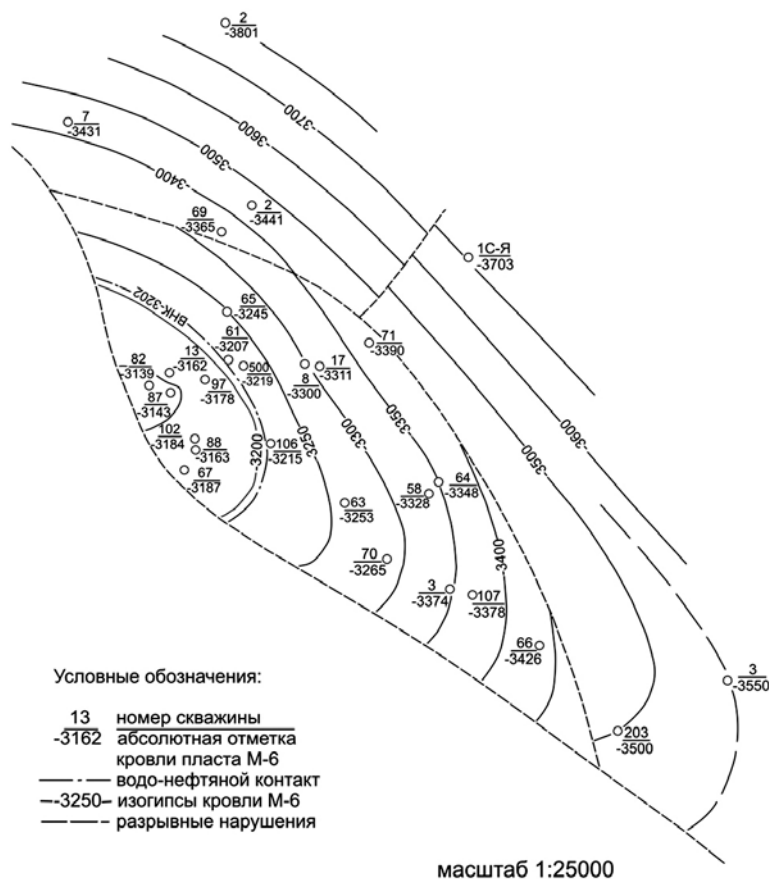


Рис. Структурная карта по кровле продуктивного горизонта.

3790 м приток пластовой воды составил 18.6 м/сут при динамическом уровне 700 м. При опробовании скв. 152 (с горизонтальным окончанием ствола) дебит нефти составил 28.86 т/сут. через штуцер 5 мм; 103.89 т/сут. – через штуцер диаметром 7 мм и 154.88 т/сут. – через штуцер диаметром 8 мм.

Водонефтяной контакт проходит на абсолютной отметке – 3497 м.

Нефть обоих башкирских горизонтов высокосмолистая с плотностью 0.9564–0.9620 т/м. Физико-химические свойства ее определены в пробе, отобранной в сепараторе в процессе исследования буровой скважины 13 в интервале глубин 3510–3530 м. Нефть высокосмолистая (27.5 %), малосернистая (1.8 %), с незначительным содержанием парафинов (2.5 %), содержание асфальтенов – 5.8 мас. %, масел – 47.3. Бензиновая фракция составляет 7.5 %, кинематическая вязкость 1.2 см²/с при 50 °С.

Эффективность проводки и эксплуатации горизонтальных буровых скважин доказана в горизонтах М-7 – Б-6. Изучение горизонтов М-5в и М-6 показало, что они по многим признакам сходны с ними. Поэтому разработка горизонтов М-5в и М-6 горизонтальными буровыми скважинами будет целесообразна.

Для определения места закладки, глубины и направления искривления оценочно-эксплуатационных буровых скважин на горизонты М-5в и М-6 были построены

детальные структурные карты по кровле продуктивного горизонта (рис.) и карты эффективных нефтенасыщенных мощностей.

Литература

Бугрим В. Яблуновское НГКМ // Оперативный подсчет прироста запасов углеводородов на площадях и месторождениях ДК «Укргаздобыча» в восточном регионе за 2007 год. УкрНИИГаз, 2008ф. С. 37–41.

Лагутин А. А., Засядчук Й. М., Святенко Г. Е. Рекомендации УкрНИИГаза для постановки горизонтального бурения на горизонты среднего карбона Яблуновского месторождения. УкрНИИГаз, 2002ф. 6 с.

Лагутин А. А., Коломеец Я., Засядчук Й. М., Святенко Г. Е. Проект разведки среднекаменноугольных отложений Яблуновского месторождения. УкрНИИГаз, 1999ф. 101 с.

Р. Ш. Насыров

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

roudolf@ilmeny.ac.ru

Рекомендации к технологии получения высокочистых кварцевых концентратов

Специалистам известна острота проблемы производства особо чистых кварцевых концентратов, поэтому актуальны работы и научные изыскания, направленные на усовершенствование технологии обогащения природного кварцевого сырья.

Автором предложены рекомендации, способствующие повышению химической чистоты кварцевых концентратов. Часть рекомендаций, подтвержденных экспериментами, изложена в материалах Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования» (Миасс, март 2009 г.). Например, обоснованы рекомендации об измельчении кварцевого щебня без термической прокалики и о проведении декрепитации газовой-жидких включений в кварцевом сырье сверхвысокочастотным электромагнитным воздействием. Некоторые рекомендации, не вошедшие в указанную публикацию, изложены ниже.

В работе [Минералургия..., 1999] приводится общее соображение о причине обогащения примесями мелкой фракции кварцевого порошка в процессе измельчения щебня. Для уточнения зависимости концентрации примесей от размера фракции кварцевого порошка был поставлен прямой эксперимент. Чистый без минеральных включений кварц измельчался совместно с альбитом такого же качества. Количество кварца – 90 вес. %, альбита – 10 вес. %. Полученный порошок разделялся на фракции (–0.1; –0.2; –0.3; –0.4; –0.5; –0.63) мм, каждая из которых измельчалась до –0.63 мм. Методом рентгенофазового анализа произведена оценка относительного содержания альбита во всех видах порошков в Институте минералогии УрО РАН и в Институте физики металлов УрО РАН. Результаты представлены на рис. 1.

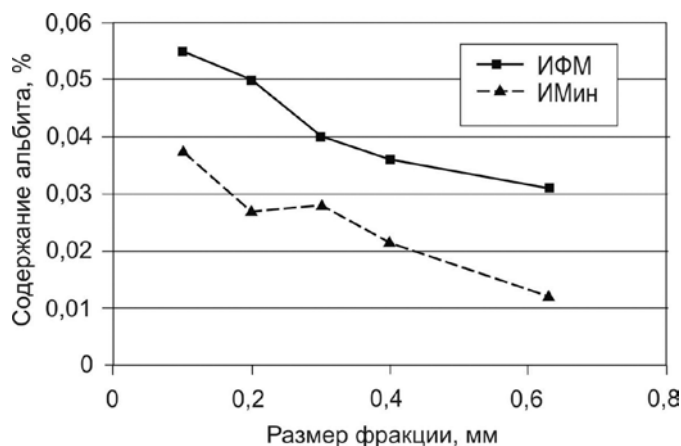


Рис. 1. Изменение содержания альбита в кварцевом порошке различной метрической фракции при их совместном измельчении.

Эксперимент свидетельствует, что даже такой достаточно прочный минерал как альбит в процессе дробления и измельчения обогащает мелкую фракцию порошка. Очевидно, что таким же образом в мелкой фракции кварцевых порошков концентрируются и другие, менее прочные минеральные включения, понижая чистоту сырья.

На рис. 2а показан спектр оптического пропускания двух образцов кварцевого стекла, выплавленных из одного и того же промышленного кварцевого порошка глубокой очистки, полученного из кварца жилы «Беркутинская». Порошок был классифицирован на фракции (+0.1 ÷ -0.2) мм и (+0.2 ÷ -0.4) мм. Спектр показывает, что стекло, выплавленное из более крупной фракции песка, имеет лучшее пропускание. Совершенство этого стекла также выше, в нем меньше свилей и газовых пузырей. Такой же эксперимент, проведенный с кварцевым порошком из кварца месторождения «Желанное», дал противоположный результат, как по спектру пропускания, так и по структурным характеристикам, рис. 2б. Причина заключается в том, что кварц месторождения «Желанное» чист от минеральных включений, но имеет повышенное содержание газовой-жидких включений. Они эффективно вскрываются при механическом измельчении, и их содержимое удаляется при последующих операциях очистки. В качестве рекомендации можно предложить учитывать природные особенности кварца различных месторождений при разработке технологии создания высокочистых кварцевых концентратов и классифицировать порошки на более узкие метрические фракции для отбора наиболее чистого порошка.

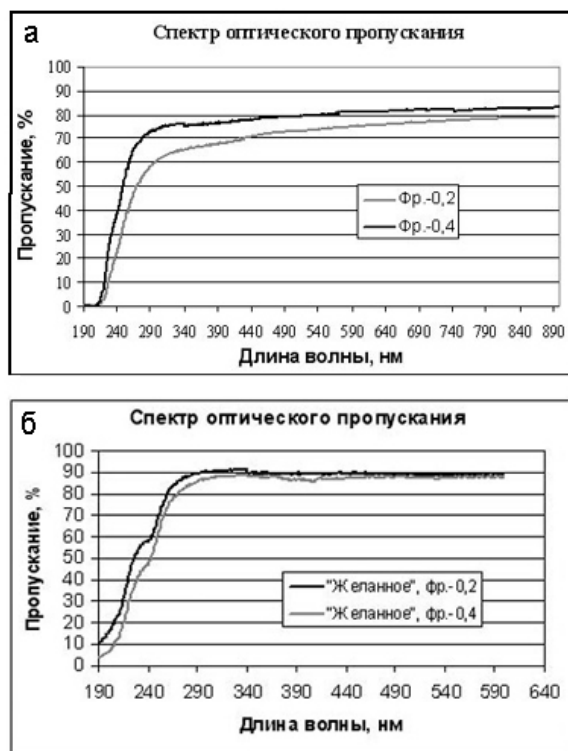
Чрезвычайно сложна проблема извлечения из кварцевых порошков природных минеральных включений. Для этого используются процессы магнитной, электрической, пневматической, гравитационной сепарации для минералов, отличающихся от кварца удельным весом и удельной площадью, электрическими и магнитными свойствами. Но полевые шпаты, рутил, сфен, актинолит, апатит, светлые слюды, кальциевые и магниевые минералы и графит удаляются только флотацией, причем различные минералы флотируются в различных жидкостях. Процессы длительные, реагенты не безопасны для производственного персонала и окружающей среды, загрязняют кварцевый порошок, вследствие чего возникают дополнительные операции по очистке кварцевого концентрата тщательной промывкой и прокалкой порошка при температурах 1000–1100 °С.

Рис. 2. Спектры пропускания стекол из кварцевого песка мелкой и крупной фракций: а) – жила «Беркутинская», б) – месторождение «Желанное».

Между тем известно, что большинство минеральных включений в кварцевом порошке и примесей в объеме и на поверхности кварцевого зерна и в объеме границы между зернами имеют температуры плавления ниже 1350 °С [Смолянинов, 1972]. При нагреве порошка они могут расплавляться, образуя как собственные расплавы, так и расплавы стекол с кварцевыми песчинками [Торопов и др., 1962]. Расплавы минеральных включений или стеклофазы на поверхности кварцевого песка способствуют слипанию соседних песчинок, образуя агломераты, которые после охлаждения легко могут быть удалены ситовым рассевом.

Этот способ удаления минеральных включений, в том числе полевошпатовых минералов, был апробирован в Институте минералогии УрО РАН на кварцевых порошках многих месторождений Урала. Порошки прокаливались в селлитовой печи до температуры 1350 °С в алундовых тиглях. Агломерируемость порошков из разных месторождений кварца и различной метрической фракции значительно различается. Порошок из кварца жилы 175 фракции (+0.1 ÷ -0.2) мм Кыштымского месторождения образует до 37 вес. % крупных прозрачных агломератов, а во фракции (+0.2 ÷ -0.4) агломератов 18 вес. %. Количество агломератов в порошках кварца месторождения «Желанное» не более 3 %. Они тоже прозрачные, но мелкие и содержат (2–4) зерна. Кварцевый порошок жилы «Беркутинская» Кыштымского месторождения образует до 4 вес. % агломератов среднего размера. Агломераты в большинстве прозрачные, но имеется заметное количество и окрашенных индивидов. Выход агломератов из высокоочищенных концентратов на порядок ниже.

Предложенная термообработка также инициирует полиморфные изменения кристаллической структуры кварца от низкотемпературных модификаций в тридимит и кристобалит, что также способствует оттеснению примесей из объема кварцевого индивида и очистке кварцевого порошка. На рис. 3 представлен спектр оптического пропускания кварцевых стекол, полученных из кварца жилы «Беркутинская». Одно стекло выплавлено из порошка, приготовленного по традиционной технологии с применением флотации, а другое – без флотации, но с агломерационным способом



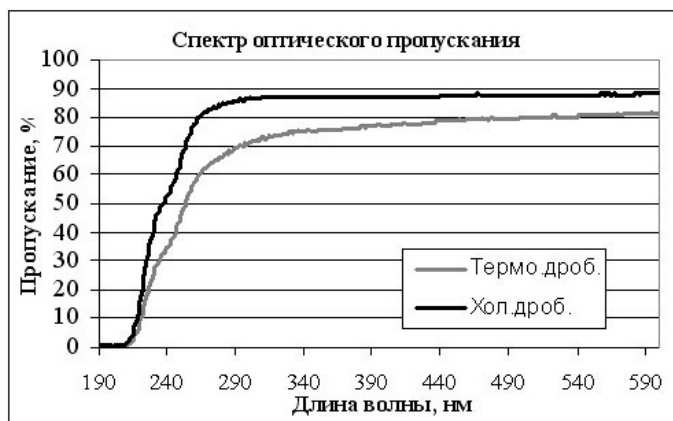


Рис. 3. Спектры пропускания кварцевых стекол, выплавленных из промышленной кварцевой крупки жилы «Беркутинская», полученной флотацией, и крупки кварца этой же жилы, приготовленной агломерацией.

удаления минеральных включений. Спектры свидетельствуют о более полной очистке кварцевого сырья способом агломерации.

Предложенные процессы в технологии получения высокочистых кварцевых концентратов не требуют кардинального изменения технологической оснастки производств и могут быть внедрены с минимальными материальными и трудовыми затратами.

Литература

Минералургия жильного кварца. Кыштымский горно-обогатительный комбинат / Под ред. *В. Г. Кузьмина, Б. Н. Кравца*. М.: Недра, 1990. 294 с.

Смолянинов Н. А. Практическое руководство по минералогии. М.: Недра, 1972. 357 с.

Торопов Н. А., Барзаковский В. П., Латин В. В., Курцева Н. Н. Диаграммы состояния силикатных систем: Справочник. Л.: Наука, 1969. 822 с.

П. Г. Аминов, Г. Ф. Лонцакова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
aminovp@mail.ru

Осадкообразование в водотоках под воздействием отходов обогащения колчеданных руд (Карабашская геотехническая система, Южный Урал) (научный руководитель В. Н. Удачин)

Карабашская обогатительная фабрика, построенная в 30-е годы для обогащения руд Карабашской группы медноколчеданных месторождений, проработала до 1989 г., выпуская медный и цинковый концентраты [Белогуб и др., 2003]. До 1952 г. отходы обогащения (пиритные «хвосты») сбрасывались без каких-либо природо-

охранных мер в русло реки Сак-Элга, в результате чего здесь образовалась техногенная залежь площадью около 2.5 км² и мощностью от 0.2–0.3 до 2.0 м, содержащая до 30–50 % пирита [Кораблев, 2002]. Характеристика химического и минерального составов, а также объемов отходов обогащения приведены в работах [Степанов и др., 1992; Усманов, 1995; Кораблев, 2002; Белогуб и др., 2003]. Экспериментальные исследования взаимодействия природной воды с материалом отходов проведены Н. В. Ожерельевой и С. Б. Бортниковой [2006].

Нами выполнен расчет форм металлов в естественных водах и различных точках гидросети (схема опробования и состав вод приведены в работе [Аминов, 2008]) по результатам численного моделирования в программе WATEQ4F [Ball et al., 1991]. Эта программа предназначена для выявления форм нахождения элементов в растворе и расчета индекса насыщения и различных минеральных фаз в природных низкотемпературных водах. База данных WATEQ4F содержит описание около 300 минералов и 400 компонентов в растворе. Определены индексы насыщения минеральных фаз, которые говорят о потенциальной минералообразующей способности природно-техногенных вод. Определен химический состав и проведен рентгенофазовый анализ донных отложений, а также эксперимент по определению потенциальных форм нахождения металлов в донных отложениях (методика постадийных экстракций [Tessier, 1979]).

Воды на техногенном участке «Рыжего» ручья характеризуются низкими значениями pH (2.75) и высокими содержаниями типоморфных для Карабашской геотехнической системы металлов – Fe, Cu, Zn, Pb и Cd. По характеру распределения форм нахождения металлов они близки к водам, образующимся на первых этапах эксперимента Н. В. Ожерельевой [2006] при соотношениях вода/порода (В/П) 10:1 и 70:1, поскольку этот водоток характеризуется наименьшим дебитом из всех опробованных. В соответствии с термодинамическими расчетами по программе WATEQ4F, Fe здесь находится в окисленной трехвалентной форме. Сульфатные комплексы FeSO_4^+ и $\text{Fe}(\text{SO}_4)_2^-$ (84 %) доминируют над ионной и гидроксидной формами Fe^{3+} и $\text{Fe}_3(\text{OH})_4^{5+}$ (не превышает 15 %). Cu и Zn находятся в форме аквакомплексов нейтральных сульфатных комплексов CuSO_4^0 (aq.), ZnSO_4^0 (aq.) и в свободной ионной форме (до 63 %). Zn образует также отрицательно заряженный комплекс $\text{Zn}(\text{SO}_4)_2^{2-}$.

По результатам термодинамических расчетов в пересыщении находятся фазы барита, гематита, магнетита, ярозитов различного состава. Дифрактограмма состава донных отложений с этого участка водотока фиксирует наличие фаз, отвечающих составу «хвостов» – кварц, пирит, серицит, минералы группы полевых шпатов [Аминов, 2008]. Из новообразованных минералов на дифрактограмме фиксируется гипс, некоторые слабовыраженные пики минералов группы копиапита, образовавшихся из остаточных растворов при высушивании пробы. Ярозит не обнаружен. Количество новообразованного барита, если таковой присутствует, крайне мало, ввиду малого количества Ba в растворе, и поэтому не дает отражений на дифрактограмме. Индекс насыщения гипса в воде этого водотока – 0.012, то есть он близок к состоянию равновесия, поэтому не исключено, что в некоторые периоды при колебании физико-химических условий он достигает состояния пересыщения и выпадает в виде минеральной фазы, что и наблюдается при исследовании донных отложений «Рыжего» ручья. Надо сказать, что все новообразованные фазы в условиях данных водотоков неустойчивы, и, при изменении pH, температуры и других физико-химических показателей постоянно происходят процессы растворения и переотложения минеральных

фаз. По результатам постадийных экстракций установлено, что до 50 % Cu, Fe и Cd в донных отложениях находятся в потенциально подвижной форме, а доля «подвижного» Zn достигает 70 %.

В фоновых водотоках все Fe находится в гидроксидной форме: как в форме нейтральных акваионов $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ (от 60 до 85 %), так и различно заряженных ионов $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ и $\text{Fe}(\text{OH})_4^-$. Большая часть Cu представлена нейтральными комплексами $\text{Cu}(\text{OH})_2^0$ и $\text{Cu}(\text{CO}_3)^0$ (aq.) (до 35 %). До 10 % Cu может находиться в свободной ионной форме, Zn – в форме карбонатных комплексов или в свободной ионной форме.

Для пробы р. Сак-Элга (до Богородского пруда) пересыщенными по результатам термодинамических расчетов являются фазы гидроокислов-окислов Fe и Al (бемит, диаспор, гибсит, ферригидрит, гетит, гематит, маггемит). Воды р. Миасс (фон) также характеризуются насыщением этими фазами с меньшим количеством алюминиевых минералов, а повышенное содержание Ca и Mg в совокупности с гидрокарбонатным анионным составом может приводить к образованию кальцита, арагонита и доломита в донных отложениях (индексы насыщения соответственно: 0.41; 0.266; 0.408).

Дифрактограммы состава отобранных в данных точках донных отложений идентичны и представлены пиками терригенных минералов: кварца, слюды и минералов групп хлорита, амфибола и полевых шпатов. Рассчитанные в программе WATEQ4F минеральные фазы на дифрактограмме [Аминов, 2008] не фиксируются. Это может происходить в результате сложных природных взаимодействий живых организмов, как с водой, так и с донными осадками. На данных точках фиксируется большое количество органического вещества (содержание органического углерода составляет от 5–8 до 14 %). Вероятно, ими и поглощается избыток Ca и Mg, а также других биофильных элементов, что препятствует образованию минералов этих элементов в осадке. Экспериментально установлено, что до 80 % Cu и Cd в донных отложениях связано с органическими комплексами, и остальная их доля приходится тоже на прочносвязанные соединения. До 40 % Zn также связано с органикой и только 30 % находятся в потенциально подвижных формах.

В зонах смешения природных вод с техногенными происходит резкая смена физико-химических условий, что приводит к трансформации форм нахождения элементов в растворе и минеральной фазе. Итог таких преобразований зависит от соотношения дебитов водотоков и исходного состава вод. На данной территории можно выделить два типа зон смешения: малый дебит природного водотока – р. Сак-Элга – «Рыжий» ручей и значительное разбавление – р. Миасс–р. Сак-Элга [Аминов, 2008]. В первом случае в «живой» реке Сак-Элга после впадения «Рыжего» ручья наблюдается полная гибель организмов, как растительного (начиная от микроуровня диатомовых водорослей до макрофитов), так и животного (зообентос, зоопланктон, моллюски, рыбы) происхождения. Но, благодаря существенному разбавлению, воды на данном участке не такие кислые – pH 5.92, хотя сохраняется повышенное содержание тяжелых металлов и сульфат-иона. При повышении pH происходит гидролиз Fe и Al, начинают выпадать гидроксидно-железистые охры и гидроксиды Al, что и наблюдается на участках замедленного течения.

Точка отбора находилась на удаленном расстоянии от места слияния реки с ручьем, но процессы гидролиза на данном участке продолжаются. Поэтому Fe в воде находится как в нейтральной ($\text{Fe}(\text{OH})_3^0$) форме «микрочастицы», еще не выпавшей в осадок (до 10 %), так и в форме заряженных ионов: $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ (до 90 %) и FeOH^{2+} . В результате щелочного барьера при смешении кислых вод «Рыжего» ручья и вод

р. Сак-Элга с рН 6.64 значительная часть металлов сорбируется новообразованными гидроксидами, вследствие чего выводится из миграционного цикла. Так, содержание Al на этом участке падает в 4500 раз, Fe – 845, Cu и Zn – 600 и 15 раз соответственно. Несорбированная часть металлов продолжает мигрировать преимущественно в свободной ионной форме (до 80 %), но еще присутствуют акватированные нейтральные сульфатные комплексы CuSO_4^0 (aq.), ZnSO_4^0 (aq.) (до 20 %). Cu образует также положительно заряженный комплекс CuHCO_3^+ (до 10 %), а также нейтральный акватированный ион CuCO_3^0 (aq.) до 5 %. Из-за резкого уменьшения концентраций металлов, насыщения раствора не наблюдается и, как показывают результаты термодинамического моделирования, минералообразование здесь затруднено. Дифрактограмма состава донных отложений с этого участка водотока характеризуется «размытостью» и малой интенсивностью пиков даже для таких фаз, как кварц [Аминов, 2008]. Также наблюдаются низкоинтенсивные пики, характерные для слюды и хлорита. Отражения других минералов «забиваются» сильным фоном гидроокислов Fe и Al. В составе донных отложений до 70 % Zn и Cd находятся в потенциально подвижной форме, Fe и Cu, напротив, прочно связаны.

При дальнейшем разбавлении техногенных вод, (слияние с р. Миасс [Аминов, 2008]) продолжают выпадать гидроксиды Fe и Al. Еще до 20 % Cu мигрирует в свободной ионной форме, остальная Cu связана с гидрокарбонат-карбонатными комплексами также, как и в фоновой точке. Только 25 % Zn связано с карбонатными формами, а основная часть мигрирует в свободной ионной форме (до 70 %) и даже в форме нейтральных акватированных ионов ZnSO_4^0 (aq.) до 5 %. По расчетам, вода пересыщена относительно фаз оксидов и гидроксидов Al и Fe. Минеральная часть отложений представлена теми же фазами, что и в фоновой точке р. Миасс, плюс хорошо фиксируемые отражения, соответствующие пириту. Количественно рентгеноаморфная составляющая здесь представлена органикой и новообразованными охрами. Это подтверждается визуальными наблюдениями и степенью эвтрофикации водотока в точке отбора проб. Благодаря связыванию с органической матрицей здесь увеличивается доля «прочносвязанных» Zn, Cd (до 50 %) и Cu (до 90 %, причем 65 % связано с органическим веществом).

Рассмотренные процессы взаимодействия природных вод с техногенными, аналогичны модельному эксперименту [Ожерельева, Бортникова, 2006] взаимодействия вод с отходами. Интересно, что в конце эксперимента при интенсивной промывке (В/П 400:1) отходы становятся геохимически малоактивными. В природных условиях такие соотношения В/П недостижимы. Так, например, для аналогичной промывки всего объема вещества в хвостохранилищах (9.2 млн т [Усманов, 1995]) потребовалось бы $3.68 \cdot 10^9$ м³ воды. На территории Карабашской геотехнической системы в год выпадает около 400–500 мм осадков, 70 % из которых приходится на летнее время [Белогуб и др., 2003]. Если принять, что осадки выпадают равномерно по площади и во времени, то, например, на хвостохранилище «Новое» выпадало бы ежедневно около 290 м³ воды, что соответствует соотношению В/П 1:100000. Но хвостохранилища являются более инертными загрязняющими системами, ввиду малого стока поступающих вод.

Наибольший ущерб наносит сброс хвостов в открытые водные системы. Таким является неорганизованное хвостохранилище «Сак-Элга», содержащее до 30–50 % пирита [Кораблев, 2002]. Здесь взаимодействие происходит преимущественно с верхними слоями отходов при размыве прибрежной части и при выпадении атмосферных осадков. Размыв и окисление материала «хвостов» в прибрежной части

р. Сак-Элга происходит постоянно. Несмотря на короткое время взаимодействия материала хвостов с водами ливневых дождей, образуются кислые высокометалльные рассолы при растворении сульфатных новообразований с испарительного барьера. Во время морсящих дождей в локальных депрессиях могут образовываться микроводоемы с соотношениями В/П, соответствующими эксперименту. То есть в процессе естественного природного взаимодействия вод с материалом «хвостов» могут образовываться воды различного состава, соответствующего любому этапу эксперимента.

Таким образом, сравнение данных, полученных экспериментальным путем с результатами исследования минерального и химического состава естественных донных отложений поверхностных водотоков, позволяет сделать вывод о том, что первоочередным фактором седиментогенеза в природных водотоках является насыщение вод при взаимодействии с породами области дренирования и дальнейшим улавливанием новообразований и терригенных частиц подводными обрастаниями по принципу фильтра. В дальнейшем, осадкообразование происходит путем гравитационного осаждения образованной эпифитовзвеси в местах понижения скорости течения. Основным фактором техноседиментогенеза в кислых водотоках является перенасыщение минеральными фазами вод-рассолов в результате взаимодействия с породами или отходами производства, а при смешении ультракислых и кислых техногенных вод осадконакопление происходит за счет образования гидроксидов железа и алюминия на щелочном барьере. Моделирование форм нахождения и процессов осадконакопления для водотоков данного типа максимально приближаются к реальному осадкообразованию. При включении в миграционные циклы живого вещества, (например, в зонах смешения со значительным разбавлением техногенных вод) термодинамическое моделирование лишь приблизительно отражает реальные процессы образования донных осадков, поскольку термодинамические расчеты, хотя и учитывают количество растворенных углерода, гуматов, фульвокислот и т. д., но организмы способны создавать внутри себя особые поля устойчивости тех или иных соединений и синтезировать их, в существенной степени преобразуя фазовый состав и химизм осадков.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы научных исследований ЮУрГУ.

Литература

Аминов П. Г. Изучение состава эпифитовзвеси для индикации горнопромышленного техногенеза // Вестник ОГУ, 2008. № 6. С. 93–100.

Белогуб Е. В., Удачин В. Н., Кораблев Г. Г. Карабашский рудный район. Материалы к путеводителю геолого-экологической экскурсии. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 40 с.

Кораблев Г. Г. О возможности рекультивации хвостохранилищ Карабашского медеплавильного комбината // Минералогия техногенеза–2002. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 316–321.

Ожерельева Н. В., Бортникова С. Б. Исследование взаимодействия воды с высокосульфидными отходами Карабашского медеплавильного комбината (Челябинская область) // Химия в интересах устойчивого развития, 2006. Т. 24. С. 403–412.

Степанов А. М., Кабилов Р. Р., Черненко Т. В. и др. Комплексная экологическая оценка техногенного воздействия на экосистемы Южной тайги. Москва: ЦЕПЛ, 1992. 246 с.

Усманов М. Л. Гипергенные преобразования отходов обогащения сульфидных руд // Уральский минералогический сборник, 1995. № 4. С. 138–142.

Ball J., Nordstrom D. User's manual for WATERQ4F, with revised thermodynamic database. Geological Survey, USA, 1991.

Tessier A., Cambell P. G. C., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Analytical Chemistry, 1979. Vol. 51. P. 256–273.

А. В. Масленникова¹, В. Н. Удачин¹, В. В. Дерягин²

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

² – Челябинский государственный университет, г. Челябинск

Первые данные о геохимии и палеоэкологии донных отложений озера Иткуль (Южный Урал)

Проблема использования концентраций отдельных химических элементов в донных отложениях озер и их различных соотношений для реконструкции условий палеоклиматов существует как минимум 40 лет. Наиболее весомые результаты в этом направлении получены на примере анализа донных отложений оз. Байкал [Гольдберг и др., 2008]. В данной работе излагаются результаты анализа колонки донных отложений оз. Иткуль длиной 465 см, позволяющие говорить о возрасте выделенных этапов развития бассейна озерного осадконакопления.

Колонка донных отложений отобрана на оз. Иткуль в начале апреля 2008 г. Озеро расположено в подзоне южной тайги, в 20 км к северо-востоку от источника атмосферных выбросов – ЗАО «Уфалейникель» в г. Верхний Уфалей. Неконсолидированные донные отложения верхней части колонки мощностью 30 см отобраны пробоотборником гравитационного типа с закрывающейся диаграммой. Пробы этой части колонки разбиты на интервалы по 2 см. Остальную часть колонки отбирали поршневой трубкой с гидрозатвором и разбивали на пробы с интервалом в 5 см. Анализ микроэлементов в высушенных пробах выполняли после кислотного вскрытия методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, аналитик Д.В. Киселева, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург).

Приготовление проб для спорово-пыльцевого анализа осуществлялось методом обработки малой навески материала с использованием фтористоводородной кислоты по генеральной методике В. П. Гричука [Гричук, Заклинская, 1948] с уточнениями по [Хазин, 2006]. Процентное содержание пыльцы и спор подсчитано по отношению к их общей сумме, принимаемой за 100 %. Возрастная модель колонки донных отложений получена корреляцией спорово-пыльцевых диаграмм с близлежащей колонкой озера Увильды [Субетто, 1995]. Согласно обнаруженным закономерностям изменения химизма донных отложений оз. Байкал [Гольдберг и др., 2008] для теплых (и/или влажных) периодов в донных отложениях отмечаются пики U, Sr/Rb(Ba,Cs), Cu/Zn. Периоды похолодания характеризуются уменьшением соотношений этих элементов и повышением соотношений La(Ce)/Yb(Y).

Нижние 12 см колонки, судя по литологии, положению в разрезе и спорово-пыльцевым спектрам (СПС) можно отнести к триасу (рис.). В СПС пребореального периода высокое содержание пыльцы трав, *Betula sect. Albae*, *Betula sect. Nanae*, указывает на развитие холодной лесостепи на территории водосбора оз. Иткуль. К концу периода облесенность возрастает, появляется пыльца ели, что говорит об увеличении увлажнения территории.

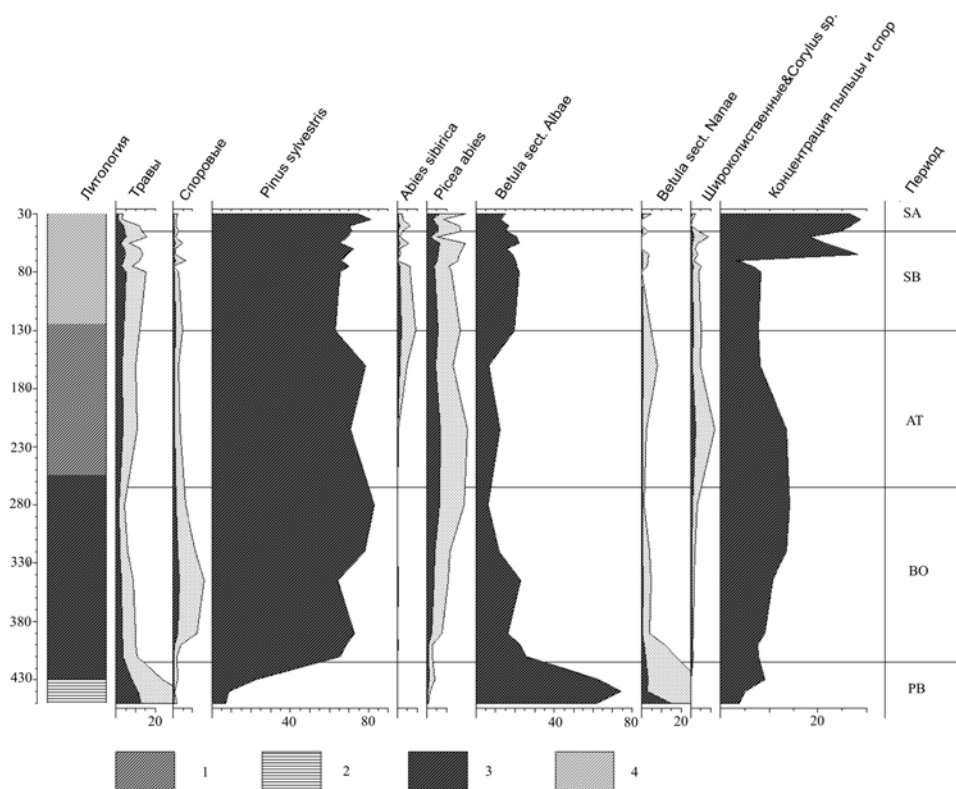


Рис. Спорно-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Иткуль.

1 – темно-бурый консолидированный сапропел, 2 – буро-оливковый пелит-алевритовый слоистый сапропел, 3 – темно-бурый плотный зернистый сапропел, 4 – темно-бурый слабоконсолидированный сапропел.

Согласно составу спорово-пыльцевых спектров в бореале господствовали березово-сосновые леса. С середины периода отмечается практически полное исчезновение пыльцы карликовой березки, появление непрерывной кривой пыльцы широколиственных пород. В течение периода отмечается увеличение роли еловых формаций. Таким образом, в течение бореального периода наблюдается постепенное увлажнение и потепление климата.

Состав и процентные соотношения элементов спектров свидетельствуют о господстве в атлантический период бореальной растительности с примесью широколиственных пород. С начала периода отмечается постепенное потепление и увлажнение климата территории, индицируемое возрастанием содержания пыльцы широколиственных пород, ольхи, увеличением процентного содержания и разнообразия пыльцы трав. В середине периода (глубина колонки 160–200 см) отмечаются максимально теплые и влажные условия. В конце периода широколиственные леса вытесняются пихтовыми и березовыми, вероятно благодаря большей холодостойкости *Abies sibirica* и *Betula sect. Albae*. О похолодании говорит также повышение содержания пыльцы *Betula sect. Nanae* (2.9 %).

Согласно изученным СПС, в составе лесов суббореального периода возрастает роль *Betula sect. Albae*, *Abies sibirica* и *Picea obovata*, существенно уменьшается доля широколиственных лесов. Данные особенности спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о похолодании климата сравнительно с атлантическим периодом.

В СПС субатлантики уменьшается содержание пыльцы *Abies sibirica*, процент пыльцы *Picea obovata* достаточно постоянен. Пыльцевые зерна широколиственных пород немногочисленны (не более 1.74 %). Данные особенности спорово-пыльцевых спектров периода отражают некоторое похолодание климата.

Поиск возможных характерных изменений микроэлементного состава донных отложений, как откликов палеоклиматов голоцена, отразился в данных таблицы. Как следует из этих результатов, хорошее соответствие климатических реконструкций по СПС и микроэлементам на протяжении голоцена достигается только при сравнении отношений La/Yb и Ce/Y. Пики отношений Sr/Rb и сигнал U, которые в донных отложениях оз. Байкал свидетельствуют о потеплении климата, в донных отложениях оз. Иткуль соответствуют периодам похолоданий.

Т а б л и ц а

Результаты расчета показателей для микроэлементного состава донных отложений озера Иткуль

Периоды	Интервал глубин, см	Sr/Rb	Cu/Zn	U	La/Yb	Ce/Y	EF _{Ni}	EF _{Cu}	EF _{Zn}	EF _{Cd}	EF _{Sn}	EF _{Sb}	EF _{Pb}	EF _{Bi}
«Техногенный»	0–20						2.47	1.76	2.31	8.15	3.58	10.02	4.84	4.26
Субатлантический	0–50	2.23	0.47	2.89	11.8	2.42								
Суббореальный	50–130	2.22	0.62	2.42	11.6	2.43								
Атлантический	130–265	2.32	0.47	3.91	12.4	2.70								
Бореальный	265–420	2.54	0.71	4.33	15.1	3.14								
Пребореальный	420–450	3.51	0.43	6.97	15.6	2.99								

Для характеристики уровня техногенной истории осадконакопления были рассчитаны коэффициенты обогащения (EF) для «типоморфных» элементов, как отношения их концентраций в техногенный этап развития к уровню природного состояния ландшафтов водосборной территории. Результаты EF, вынесенные в таблицу, свидетельствуют о максимальном факторе обогащения для Cd и Sb и минимальном для Cu.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта интеграционных исследований УрО–СО–ДВО РАН и проекта поддержки научных исследований ЮУрГУ.

Литература

Гольдберг Е. Л., Федорин М. А., Чебыкин Е. П., Хлыстов О. М., Жученко Н. А. Декадно-разрешенная летопись отклика Восточной Сибири на резкие климатические

изменения в Атлантике за последний ледниково-межледниковый цикл // Доклады академии наук, 2008. Т. 241. № 4. С. 542–545

Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М: ОГИЗ-Географгиз, 1948. 224 с.

Субетто Д. А. Южный Урал. Озеро Увильды // История озер севера Азии. Л.: Наука, 1995. 288 с.

Хазина И. В. Реконструкция природно-климатических обстановок среднего-позднего голоцена новосибирского Приобья // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 8. С. 971–978.

В. Н. Огородников¹, В. Н. Сазонов¹, Ю. А. Поленов²

¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

² – Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

**Пегматиты докембрийских рифтогенных шовных зон
как полигенные и полихронные образования
(на примере Уфалейского метаморфического комплекса)**

Как известно, к пегматитовому генетическому типу относятся редкоземельные, редкометалльные, слюдоносные, керамические и хрусталеносные пегматиты. Общепринята геологическая классификация гранитных пегматитов по глубинности: больших глубин (редкоземельные), глубинные (слюдоносные), умеренных глубин (редкометалльные) и малых глубин (керамические и хрусталеносные). Чаще всего эти пегматиты разобщены в пространстве и во времени и поэтому их описание не вызывает затруднений. Но в Уфалейском метаморфическом комплексе все генотипы пегматитов оказались совмещены в долгоживущей *Слюдяногорской шовной зоне* докембрийского заложения и активно функционировавшей во время коллизионных преобразований.

Формирование Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса началось с заложения в среднем рифее (1350 млн лет назад) субмеридиональной рифтовой структуры. Его образование сопровождалось развитием метаморфизма, соответствующего гранулитам алданской фации глубинности (парагенезисы включают гиперстен, диопсид, пироповый гранат), завершившегося ультраметаморфизмом [Кейльман, 1974] с образованием в рифтогенно ограничивающей шовной зоне слюдяногорских щелочных биотитовых гнейсо-гранитов, анортоклазовых гранитов (возраст по микроклину и биотиту – 1100–1215 млн лет [Овчинников, 1963]; по цирконам из гнейсов – 990–1180 млн лет [Краснобаев, 1986]; различных мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с *ураново-редкоземельной минерализацией*, представленной иттроэпидотом, с возрастом 1100–1200 млн лет [Минеев, 1959]).

Наиболее яркая особенность таких пегматитов – их приуроченность к глубинным зонам разломов древних щитов и платформ и отсутствие видимой связи с конкретными магматическими телами [Ларин, 1989]. В глубинных зонах рифтовых структур градиент температуры и условий дегазации растворов был незначительным. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось

лишь на значительном удалении от мест отделения растворов, что и определило пространственный отрыв полевошпатовых (анортоклазовых) метасоматитов от материнских гранитов. В целом, полевошпатовый метасоматоз в разломах докембрия характеризуется значительными масштабами. На протяжении шовной зоны, как правило, отмечается несколько участков развития полевошпатовых метасоматитов, несущих ураново-редкоземельную минерализацию, разделенных интервалами с отсутствием метасоматических явлений. По [Геология..., 1962; Кушев, 1970] урановое оруденение генетически связано с высокотемпературными гидротермальными калиевыми биотит-микроклиновыми метасоматитами, что весьма характерно для «ураноносных пегматитов» докембрийских областей. Ураноносные микроклиниты (анортоклазиты) разломов фундамента докембрийских платформ являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций ураноносных метасоматитов.

Изучение литературных данных показало, что типичные щелочные комплексы и сопровождающие их карбонатные метасоматиты с редкометальной и редкоземельной минерализацией начинают проявляться в докембрии с раннего протерозоя, однако их массовое распространение связано с рифейской эпохой и сопряжено с интенсивно проявленными процессами рифтогенеза [Ларин, 1989].

Рифейские гранитоиды и пегматоидные тела в Уфалейском комплексе смяты в пологие складки при последующих коллизиях и будинированы. В будинах, сложенных крупнокристаллическим анортоклазом, отчетливо наблюдается «лунная» иризация. Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные метасоматиты завершалось образованием крупнокристаллического иттриопидота. По мере снижения температуры преобразование анортоклазитов сопровождалось карбонатизацией и окварцеванием, с формированием протяженных тел существенно кальцитового состава и тел метасоматических кварцитов (серебровского типа), характеризующихся повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой группы.

Геохимические поиски, проведенные группой Д. П. Грознецкого и Е. П. Мельникова в восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, показали, что щелочные гранитоиды, пегматиты и полевошпатовые метасоматиты имеют бериллиевую, урановую и редкоземельную специализацию. Выявлены комплексные геохимические аномалии, которые включают (в г/т): Y 50–300; Zr 300–1000; Be 4–40; Ba 1000–3000; Nb 100–300; Mo 5–15, при фоновом уровне: Y < 10; Zr – 100; Be < 2; Ba – 500; Nb – 40; Mo – 3.

На завершающей стадии метасоматического преобразования образуются крупнокристаллические кальцитовые метасоматиты, не содержащие собственных редкоземельных минералов, но концентрирующие редкоземельные элементы в самом кальците с содержанием TR – 1500–2900 г/т, в т.ч. 200–500 г/т Y. Редкоземельные элементы здесь преимущественно иттриевого состава, тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составляет 300–400 г/т, в т.ч. 80–90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах TR – 10 г/т, в т.ч. – 5 г/т Y. Кальциты содержат также повышенные содержания Sr – 6700; Nb до 410; Mn – 6900 г/т. Повышенные количества SrO и MnO в высокотемпературных кальцитах являются характерным признаком высокотемпературных метасоматитов и по этим параметрам удовлетворяют геохимическим критериям карбонатитов [Балашов, 1976]. Высокое содержание редких земель иттриевой группы и иттрия характерно для пневматолитово-гидротермальных образований, связанных со щелочными и субщелочными гранитными интрузивами.

Изотопный состав (Sr, Nd, C, O) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам (близкого EM1) характерным для рифтовых зон древних щитов [Недосекова и др., 2005].

Подновление рифейских разрывных нарушений произошло в ордовике (480 млн лет) в связи с океаническим рифтогенезом. Большинство сложных интрузий сформировались в результате последовательного внедрения дифференцировавшейся на глубине магмы, первоначально ультраосновной, затем щелочной. На заключительной стадии магматического цикла расплав обогащался кремнекислотой и калием, что привело к появлению в большинстве массивов нефелиновых и щелочных сиенитов, а в ряде мест и щелочных лейкократовых гранитоидов.

Щелочной магматизм нижнего палеозоя проявлен в западном и восточном обрамлении Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса в долгоживущих шовных зонах рифейского заложения. К ним приурочены тела сиенитов, сопровождаемых зонами фенитов. Сиениты представлены эгирин-авгитовыми, гастингситовыми щелочными нефелиновыми и лепидомелановыми разностями. В южном выклинивании гранитного тела Козлинных гор выявлены щелочные граниты с эгирином, рибекитом и астрофиллитом. В северо-восточной части Уфалейского блока картируются тела щелочных биотит-магнетитовых гнейсовидных лейкогранитов. Сиенитовый комплекс, представленный граносиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенит-пегматитами и лейкократовыми магнетитовыми гранитами в шовных зонах накладывается на ранние щелочно-гранитные образования среднерифейского возраста. Абсолютный возраст лейкогранитов, нефелиновых и известково-щелочных сиенитов составляет 450–396 млн лет [Шардакова, Шагалов, 2003].

Постмагматическая стадия, связанная со становлением сиенитоидов и щелочных гранитов палеозоя, во вмещающих амфиболитах, биотитовых гнейсах, щелочных гранитах и редкоземельных пегматитах проявляется в виде метасоматической альбитизации и флогопитизации. Данные метасоматиты секут анортоклазовые пегматиты и кристаллы иттроэпидота среднерифейского возраста.

С образованием сахаровидных альбититов связано появление ураноносных, иттриевых, тантал-ниобиевых минералов – фергюссонита и колумбита – **редкометалльных пегматитов**. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы размером 2–5 см в диаметре, содержащие в виде включений зерна колумбита, ферсмита, иттротанталита.

Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу $YNbO_4$: CaO – 1.40; MgO – сл; FeO – 0.36; TR(Y) – 42.6; ZrO_2 – 0.93; SiO_2 – 0.14; TiO_2 – 0.50; Nb_2O_5 – 51.65; Ta_2O_5 – 2.50; H_2O – 0.22, Σ 100.3 % [Минеев, 1959]. Кроме того, нами установлена примесь U – 1.64 % и Th – 0.012 %, Zr – 0.31 %, которые возможно относятся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

В телах рифейских карбонатных метасоматитов под действием гидротермальных растворов наблюдается перекристаллизация раннего кальцита желтого цвета с образованием прозрачных полигонально зернистых агрегатов кальцита. Перекристаллизация кальцита сопровождается кристаллизацией флогопита, имеющего индукционные грани роста, что свидетельствует об одновременном росте с кальцитом. Среди зерен кальцита и флогопита наблюдаются многочисленные мелкие кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина. Что касается редкометалльной и редкозе-

мельной минерализации, то появление ее связано с освобождением Sr, Ba, Mn, P, Ce, Y, Nb, Ta и некоторых других элементов из силикатов и рудных минералов, накоплением их в карбонатитах палеозойского метасоматического этапа формирования этих тел. Поздние карбонатные метасоматиты содержат в большом количестве апатит, титаномагнетит, рутил, титанит, ксенотим, пироклор, колумбит, новообразованный иттроэпидот, содержащие в повышенных количествах: Y 400.7–4729.6; Nb 1387.6–2920.2; Ta 10.2–86.3; P 21.5–2362.4; Mn 1529.6–6393.7; U 4.1–50.4; U/Th 10.9–37.0, Zr 7.2–20.1; Sr 178.8–1396.9; Ba 33.3–803.6 г/т.

Щелочной метасоматоз в амфиболитах и амфибол-биотитовых гнейсах Уфалейского блока сопровождается интенсивным выносом железа, магния и кальция и переотложения их в прилегающие зоны с образованием эпидот-амфиболитовых, гранат-амфибол-эпидотовых метасоматитов и метасоматических магнетит-кальцитовых и магнетитовых рудных тел (Маукское, Теплогорское, Уфимское и др.). При образовании магнетитовых руд значительную роль играют процессы кальциевого метасоматоза, сопровождающегося интенсивной переработкой амфиболитов. Наблюдается индукционная штриховка совместного роста магнетита и кальцита.

Интервал 380–320 млн лет характеризует раннюю коллизию. В результате тангенциального сжатия Уфалейский гнейсово-амфиболитовый блок был сорван на нижних горизонтах и перемещен в верхние горизонты земной коры по таганайско-указарской шовной зоне смятия в западном направлении. Метаморфическая зональность среднепалеозойского этапа имеет отчетливую линейно-купольную форму, обусловленную развитием таганайско-указарской шовной зоны смятия со смещением теплового фокуса к востоку от нее. Главный коллизионный шов и Серебрянская и Слюдяногорская шовные зоны представляли собой зону разуплотнения с широким развитием процессов гранитизации, мигматизации, многочисленных метаморфогенных жил перекристаллизации, сложенных грануломорфным кварцем, внедрения магматических масс тоналит-гранодиоритовой формации с формированием в надкровельном пространстве не вскрытых массивов многочисленных тел **слюдоносных, мусковитовых пегматитов** с достаточно мощными и протяженными зонами метасоматического мелкозернистого кварца, а также многочисленных кварцевых жил выполнения, сложенных гигантозернистым стекловидным и молочно-белым кварцем с сульфидами (золотосодержащих). Метасоматический мелкозернистый кварц тел замещения (уфалейский тип), как и кварц-мусковитовый комплекс слюдоносных пегматитов отчетливо замещает смятые в складки карбонатные метасоматиты и сечет крупные зерна магнетита в кальцит-магнетитовых метасоматитах, с новообразованием мелких октаэдров магнетита. Образуются метасоматические тела кварц-магнетитовых кварцитов. Возраст слюды из пегматитов 330–365 млн лет. Тела метасоматических магнетитовых кварцитов подвергаются плагиогранитизации и секутся дайками плагиогранитов. С гидротермальными образованиями плагиогранитных и гранодиоритовых интрузий, зон кислотного выщелачивания, окварцевания, концентрации редкоземельных элементов обычно не происходит, что объясняет отсутствие карбонатных метасоматитов во время ранней коллизии и низкий уровень содержания редкоземельных элементов в метасоматических кварцево-жильных телах.

Усложнение в метаморфическую зональность внесла позднепалеозойская «жесткая» коллизия (320–240 млн лет), основная роль в которой была отведена Главному коллизионному шву. Движения континентов в это время привели к почти полному поглощению палеоокеанических структур, и основной теплопоток устремился в шовную зону смятия Главного коллизионного шва и подновленную слюдяногорскую шов-

ную зону, сформировав вдоль них высокотемпературное до уровня амфиболитовой фации высокобарическое эклогит-сланцевое обрамление Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса. Этот этап сопровождался становлением микроклиновых нормальных гранитов, с которыми связано образование *керамических пегматитов* и новообразованных кальцит-доломитовых метасоматитов с ксенотимом, ильменорутилом, рутилом, апатитом и имеющих вновь иттриевую специализацию. В зонах ранее сформированных среднерифейских карбонатных метасоматитов, наложенных на аноклазовые пегматиты с иттроэпидотом, наблюдается перекристаллизация и новообразование крупных кристаллов иттроэпидота в гранулированном кварце, ксенотима, рутила, апатита, сфена. Возраст нормальных микроклиновых гранитов, *керамических пегматитов*, метасоматитов и карбонатитов 320–245 млн лет.

Литература

- Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 15. 106 с.
- Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Краснобаев А. А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 186 с.
- Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1970. 189 с.
- Ларин А. М.* Редкометальные месторождения докембрия // ГРМ. № 4, 1989. С. 12–21.
- Минеев Д. А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // ДАН СССР, 1959. Т. 127. № 4. С. 865–868.
- Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Пушкарев Е. В.* Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю. Урал) // Ежегодник–2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.
- Овчинников Л. Н.* Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, 1963. Т. 1. С. 57–83.
- Шардакова Г. Ю., Шагалов Е. С.* Новые данные о возрасте гранитоидов Нижнеуфалейского массива // Ежегодник–2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 223–226.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ф. Р. Ардисламов, Д. Е. Савельев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
Ardislamov_Faniz@mail.ru

Геологическое строение машакской свиты среднего рифея в пределах хребта Машак (Ю. Урал)

В 2005–2007 гг. сотрудниками лаборатории рудных месторождений совместно с работниками Южно-Уральского государственного природного заповедника и ООО «Геопоиск» на территории, ограниченной с севера долиной р. Малый Катав, а с юга – горой Дунасунган, изучено геологическое строение машакского вулканогенно-осадочного комплекса. Данный комплекс пород является составной частью стратотипического разреза рифея, но изучен в пределах рассматриваемой территории значительно слабее.

При проведении полевых исследований на хребте Машак авторы придерживались восьмичленного деления, предложенного А. Ф. Ротарем [1971]. Им машакская свита расчленена на восемь подсвит: кузьелгинскую (1), казавдинскую (2), быковскую (3), калпакскую (4), куянтавскую (5), каранскую (6), шакитарскую (7) и ямантаускую (8).

Проведенные исследования позволили уточнить строение машакской свиты на хребте Машак. Нижний ее уровень включает в себя контрастную толщу, состоящую из преимущественно кремнекислых пород кузьелгинской подсвиты (мощность 100–150 м) и базальтов казавдинской подсвиты (150–250 м). В некоторых разрезах риолиты подстилаются маломощными выходами основных вулканитов (до 50 м). В средней части машакская свита представлена осадочными породами быковской подсвиты мощностью 150–200 м (углеродистыми сланцами, песчаниками, конгломератами) и мощной базальтовой толщей (до 550 м) каранской подсвиты. В верхней части внутри базальтов залегает маломощный горизонт осадочных пород. Верхний уровень рассматриваемой свиты представлен преимущественно осадочными породами шакитарской и ямантауской подсвит общей мощностью 450–600 м. Они имеют постепенные переходы к кварцито-песчаникам зигальгинской свиты, среди которых залегают породы самого верхнего вулканогенного уровня.

А. В. Лях¹, Ф. П. Леснов²

¹ – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
alex.liah@mail.ru

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Оценки площадного распространения ультрамафитов и габброидов в некоторых мафит-ультрамафитовых массивах складчатых областей

При геолого-петрологических исследованиях мафит-ультрамафитовых массивов, как и массивов других магматических пород, обычно необходимы данные по

размеру общей площади их выходов на поверхность, а также площади выходов главных типов слагающих пород. Нами были получены уточненные оценки (с учетом сложных конфигураций) общей площади выходов на поверхность 60 разнотипных мафит-ультрамафитовых массивов, расположенных в складчатых областях на территории России и некоторых зарубежных стран. Кроме того, были определены площади выходов ультрамафитовых и мафитовых пород, слагающих эти массивы, и рассчитаны их соотношения. С этой целью были использованы опубликованные схематические геологические карты массивов, которые были отсканированы и отпечатаны на тонком картоне с нанесением линейных масштабов. Вырезанные фрагменты картона, отвечающие площади каждого из массивов в целом, площадям распространения ультрамафитовых и мафитовых пород, а также площадям 1 км² в масштабе каждой карты, взвешивали на аналитических весах. После этого расчетным способом определяли соответствующие реальные площади массивов и их фрагментов на местности (табл.).

Т а б л и ц а

**Площади обнаженной части разнотипных мафит-ультрамафитовых массивов
и соотношение ультрамафитовых и мафитовых пород**

Массив	Страна	Регион	Общая площадь массива, км ²	Ультра- мафиты, %	Габбро- иды, %
1	2	3	4	5	6
Шаманский	Россия	Вост. Забайкалье	111	100	0
Эгийгольский	Монголия	Сев. Монголия	94.5	100	0
Алагульский	То же	Зап. Монголия	55.0	100	0
Эргакский	Россия	Западный Саян	24.5	100	0
Ак-Довуракский	То же	Западная Тува	8.7	98.6	1.4
Агардагский	- « -	Южная Тува	25.3	98.2	1.8
Тарысский	- « -	Юго-Вост. Тува	9.8	97.5	2.5
Пекульнейский	- « -	Чукотка	8.5	96.2	3.8
Маметченский	- « -	Камчатка	30.5	98.8	1.2
Мажалыкский	- « -	Центральная Тува	3.6	95.4	4.6
Парамский	- « -	Вост. Забайкалье	37.6	94.9	5.1
Тамватнейский	- « -	Чукотка	327	93.4	6.6
Усть-Келянский	- « -	Вост. Забайкалье	18.5	91.5	8.5
Куюльский	- « -	Чукотка	519	86.6	13.4
Билинский	- « -	Юго-Вост. Тува	15.6	89.2	10.8
Озерный	- « -	Камчатка	26.5	84.9	15.1
Шишхидгольский	Монголия	Сев. Монголия	306	83.0	17.0
Валижгенский	Россия	Чукотка	39.3	80.8	19.2
Усть-Бельский	То же	То же	6200	80.6	19.4
Бархатный	- « -	Салаир	47.4	80.1	19.9
Наранский	Монголия	Зап. Монголия	200	83.9	16.1
Карагинский	Россия	Камчатка	12.6	81.3	18.7
Кафэнский	То же	Приморье	25.5	74.3	25.7
Тайширинский	Монголия	Зап. Монголия	86.0	81.6	18.4

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6
Кротонский	Россия	Камчатка	84.3	73.4	26.6
Чирьнайский	То же	Чукотка	101	72.7	27.3
Теленеутский	- « -	Северо-Восток	50.1	65.8	34.2
Иджимский	- « -	Северная Тува	107	62.5	37.5
Папуа-1	Гвинея	Южная часть	984	61.4	38.6
Среднетерсинский	Россия	Салаир	49.5	78.1	21.9
Ануйский I	То же	Северо-Восток	747	56.7	43.3
Армакгольский	Монголия	Сев. Монголия	26.3	85.9	14.1
Дюкалинский	Россия	Приморье	21.5	64.6	35.4
Усть-Камчатский	То же	Камчатка	226	49.3	50.7
Троодос	Кипр		339	57.0	43.0
Хадатинский	Россия	Полярный Урал	856	57.9	42.1
Лучанский	То же	Вост. Забайкалье	9.8	59.0	41.0
Папуа-2	Гвинея	Северная часть	429	39.8	60.2
Карашатский	Россия	Центральная Тува	7.8	33.7	66.3
Ихэ-Хаджумский	Монголия	Центр. Монголия	32.6	36.7	63.3
Ариаднинский	Россия	Приморье	1.8	30.5	69.5
Довыренский	То же	Сев. Прибайкалье	84.2	42.6	57.4
Феклистовский	- « -	Приморье	12.7	97.3	2.7
Ануйский II	- « -	Северо-Восток	16.5	69.2	30.8
Шикотанский	- « -	Курилы	64.7	23.9	76.1
Ихэ-хаджумский	Монголия	Центр. Монголия	32.6	25.9	74.1
Маринкин	Россия	Зап. Забайкалье	12.2	20.7	79.3
Шелтингский	То же	о. Сахалин	1.8	70.6	29.4
Веселкинский	- « -	Вост. Забайкалье	8.5	74.1	25.9
Гишунский	Таджикистан	Северный Памир	26.6	13.7	86.3
Лукинда	Россия	Вост. Забайкалье	22.3	53.9	46.1
Ранский	Чехия		9.9	37.7	62.3
Березовский	Россия	о. Сахалин	6.7	93.0	7.0
Майский	То же	Центральная Тува	53.5	9.3	90.7
Чайский	- « -	Сев. Прибайкалье	52.2	8.0	92.0
Среднемамаканский	- « -	Забайкалье	67.1	6.6	93.4
Юрчик	- « -	Камчатка	17.7	6.5	93.5
Сергеевский	- « -	Приморье	1663	0	100
Исполинский	- « -	Забайкалье	18.0	24.8	75.2
Чинейский	- « -	То же	49.1	0	100

И. С. Мельникова

*Уральский государственный педагогический университет,
г. Екатеринбург*

Потоки базальтов в Артемовском районе Свердловской области
(научный руководитель А. Л. Анфимов)

Объектом исследования послужили два нижнекаменноугольных лавовых потока, изученные во время полевого сезона 2008 г. сотрудниками лаборатории стратиграфии и палеонтологии института ИГиГ УрО РАН. Они располагаются на левом берегу р. Ирбит в средней части с. Писанец. В коренных выходах длиной до 50 м и высотой до 10–13 м вблизи русла реки было отобрано шесть образцов для изучения лабораторными методами: оптическим, рентгеноспектральным, рентгенофлуоресцентным и ICP-MS. Все аналитические исследования выполнены в лабораториях Института геологии и геохимии УрО РАН.

Изученные лавовые потоки имеют зональное строение: центральные зоны сложены афировыми базальтами, а краевые части – миндалекаменными, причем в верхней части потока наблюдается базальт с многочисленными белыми кальцитовыми и темными хлоритовыми миндалинами (обр. 5752-4), в средней части – с темными хлоритовыми миндалинами (обр. 5752-3), в нижней части базальт (обр. 5752-2) с редкими темными миндалинами или андезит с крупными кристаллами плагиоклаза (обр. 5752-1). Между потоками расположены микробрекчии вишнево-бурого цвета – образцы 5752-5 и 5752-6.

Для базальтов характерно несколько пониженное содержание SiO_2 (42–46 %), повышенное содержание TiO_2 (2–2.1 %), преобладание содержаний Na_2O над K_2O в 2–4 раза; сумма щелочей повышена и составляет 2.9–3.97 %, т.е. по содержанию большинства элементов эти породы близки к щелочным базальтам. После ряда пересчетов результаты анализов были нанесены на одну из классификационных диаграмм Пирса.

Предварительные исследования показывают, что нижнекаменноугольные излияния в р-не р. Ирбит носят характер внутриплитного магматизма, т.е. характерны для океанических островов с преобладанием в составе лавы Na над K.

Н. С. Михайлова

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

**Сравнительный анализ хромшпинелидов из древних шлаков поселений
Аркаим и Аландское (Южный Урал)**
(научный руководитель В. В. Зайков)

Объектами исследований явились шлаки из поселений бронзового века: Аркаим и Аландское. Цель работы – сопоставление состава хромшпинелидов из шлаковой массы и обломков серпентинитов, заключенных в шлаке. Планировалось определить изменение химического состава минерала, связанное с воздействием высоких температур во время металлургического процесса. Для детального изучения составов

хромшпинелидов были проведены микрозондовые анализы на приборе JEOL-733 (оператор Е. И. Чурин). По каждой пробе было проанализировано 3–5 зерен, количество анализов по каждому зерну 5–6 определений.

На поселении Аркаим зерна хромшпинелидов в шлаке имеют округлую форму и четкие границы (обр. 1В-17). В зернах, находящихся в породе, сохранились четкие грани. На поселении Аландское зерна хромшпинелидов в шлаке и породе имеют подобное морфологическое строение (обр. В-11-51).

В образце под номером 1В-17 Аркаим уровень железистости хромшпинелидов в шлаках выше, в среднем, на 4 %, в то время как коэффициент хромистости, в среднем, на 2.6 % ниже. Несколько похожая ситуация в образце под номером В-11-51-Аландское: коэффициент железистости в хромшпинелидах из шлаков также выше, в среднем, на 3 %, а коэффициенты хромистости имеют незначительные отличия – менее, чем в 0.5 %.

Таким образом, проведенное исследование свидетельствует о некотором влиянии расплава на состав хромшпинелидов. Оно выражается в повышении хромистости и уменьшении степени железистости. Для подтверждения этого заключения необходимо продолжить аналогичные работы на других объектах.

В. Г. Петров

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
petrov@uiggm.nsc.ru*

Проблемы получения достоверных (представительных) проб при геохимических исследованиях (на примере золотых руд)

Для распределения золота в природных объектах характернейшей чертой является неоднородность по форме, размеру и весу частиц золота и неравномерность распределения этих частиц в породе, обусловленная неоднородностью образования горной породы и либо самого золота, либо тех или других форм (частиц) его нахождения в ней. Относительно «крупные» частицы самородного золота могут концентрировать в себе до 90 % и более металла, содержащегося в породе, поэтому объем отбираемой пробы должен быть определен с расчетом на попадание в пробу хотя бы одной такой крупной золотины. Следовательно, задача определения надежного веса пробы сводится к определению размеров золотин (суммарного веса золота всех форм нахождения золота в породе), на долю которых (которого) приходится основное количество (главная масса) содержащегося в породе металла. Такие золотины можно назвать критическими – отсутствие их в отобранной пробе приводит к резкому занижению содержания, с другой стороны, увеличение веса проб с целью повышения надежности попадания в пробу золотин критического или несколько большего размера приводит к значительному увеличению объема проб и неоправданному увеличению трудовых затрат по их отбору и анализу (напоминаем, что такие пробы с крупным свободным золотом не подлежат сокращению и должны анализироваться как одна лабораторная навеска).

Другой проблемой или недостатком всех применяемых в настоящее время способов опробования руд со свободными мелкими и крупными частицами самородных металлов является принципиальная невозможность усреднения материала при

существующих способах обработки проб. Следовательно, невозможно получить гарантированно представительную лабораторную пробу (навеску) из-за самородного состояния частиц, их ковкости, практической неразделяемости или значительному запаздыванию в разделении, диспергировании частиц в процессе обработки проб по сравнению с частицами порообразующих минералов.

Как показывают специальные исследования, когда в результате дробления пробы минералы матрицы породы уже достигают своего конечного технологического (обусловленного особенностями дробильного оборудования) или лабораторного (обусловленного требованиями химического разложения пробы) размера (обычно это диаметр около 0.074 мм), частицы самородных металлов теряют лишь 2–10 % своего начального веса. Поскольку главным фактором истирания зерен самородного золота является их абразия крупными частицами силикатов, то с достижением частицами силикатов технологического размера диспергирование частиц золота прекращается. Дальнейшее увеличение времени истирания проб не приводит к увеличению количества частиц самородных металлов и технологически бесполезно.

Таким образом, большинство проб, особенно со свободными золотом и платиной, будучи, казалось бы, обработанными технологически безупречно, в действительности несут в себе ту же степень неравномерности распределения частиц самородных металлов, какую имела опробованная порода, и которую обработка пробы была призвана, но не смогла преодолеть. Этот эмпирически давно известный факт недостаточной представительности получаемой в результате механической обработки и сокращения исходного материала (мешок 10–20 кг) лабораторной пробе (пакет 100–200 г) долгое время преодолевался путем анализа крупных навесок вещества (до 1 кг весь XIX и до конца 30-х гг. XX в.) и до сих пор преодолевается применением к результатам анализов различных по величине поправочных коэффициентов.

*М. П. Орлов, А. В. Чадченко, П. И. Пирожок, А. М. Кулбаков
ОАО «Учалинский ГОК», г. Учалы*

Новые рудные объекты в минерально-сырьевой базе ОАО «Учалинский ГОК»

ОАО «Учалинский ГОК» признано победителем аукционных торгов на право пользования недрами по Западно-Озерному, Ново-Учалинскому и Озерному месторождениям медноколчеданных руд, расположенных в Учалинском районе Республики Башкортостан.

Аукционы по упомянутым месторождениям состоялись: в ноябре 2007 г. – по Западно-Озерному, в марте 2008 г. – по Ново-Учалинскому и Озерному. В настоящее время ОАО «Учалинский ГОК» предоставлены лицензии на право пользования недрами с целью разведки и добычи на Ново-Учалинском; геологического изучения, (поиски, оценка), разведки и добычи на Западно-Озерном и Озерном месторождениях.

Западно-Озерное месторождение характеризуется двухярусным расположением рудных тел, залегающих на глубинах 30–200 и 200–500 м, низкими содержаниями меди и цинка и общими запасами более 50 млн т. Отработка рудных тел верхнего яруса (10–12 % запасов) планируется открытым способом, нижнего – подземным. На месторождении в 2008 г. начаты горно-подготовительные работы для карьерной от-

работки. Первую руду планируется добыть в июне-июле текущего года. Запасы месторождения позволят вести его эксплуатацию открытым способом до 2020 г., подземным – до 2035 г.

Озерное месторождение представлено небольшими балансовыми запасами (около 6 млн т), сравнительно высоким уровнем содержания меди в руде, а также простым и компактным залеганием оруденения на глубине до 400 м. Строительство подземного рудника планируется начать в 2009 г. со сроком эксплуатации до 2027 г.

В пределах геологических отводов Западно-Озерного и Озерного месторождений подготовлены проекты на проведение поисковых и оценочных работ, реализация которых запланирована на ближайшие 4–5 лет.

Ново-Учалинское месторождение характеризуется достаточно большими запасами руды (около 110 млн т), залегающими на глубинах от 650 до 1300 м. Содержание меди и цинка несколько ниже таковых в рудах Учалинского месторождения. Горно-геологические условия разработки этого рудного объекта сложные. Вскрытие месторождения будет осуществляться шахтными стволами и транспортным уклоном с подземных выработок Учалинского рудника. В настоящее время готовится документация для разработки технического проекта по освоению этого месторождения, включая проведение разведочных работ. Срок эксплуатации этого рудного объекта – будущей главной рудной базы комбината, запланирован до 2077 г.

В связи с мировым финансово-экономическим кризисом, сроки проведения геологического изучения, разведки и добычи на вышеупомянутых рудных объектах могут быть скорректированы.

Таким образом, пополнение минерально-сырьевой базы ОАО «Учалинский ГОК» новыми рудными объектами, суммарные запасы которых почти в два раза превышают таковые на эксплуатируемых месторождениях (Учалинское, Узельгинское, Молодежное, Талганское), позволит обеспечить предприятие сырьем на ближайшие 65–70 лет при годовой производительности по добыче и переработке руды 5 млн т.

П. И. Пирожок, А. В. Чадченко, М. П. Орлов, А. М. Кулбаков
ОАО «Учалинский ГОК», г. Учалы

Юбилейная дата: 70 лет открытия Учалинского медноколчеданного месторождения

Учалинское месторождение было открыто в 1939 г. как золоторудное по результатам геофизических исследований и опробования бурых железняков. Медно-цинковая колчеданная руда впервые подсечена буровой скважиной в декабре 1939 г. Его первооткрывателями являются: геологи М. И. Долгаль, А. И. Демчук, Х. А. Шафеев, Л. А. Баженов, И. М. Гарипов.

Характерной особенностью этого крупного месторождения является большая мощность и компактность залежи, выдержанность оруденения по простиранию и падению, преобладание (более 80 %) медно-цинковой руды, благоприятное для обогащения флотацией соотношение меди к цинку как 1:3.5–4.0, низкое содержание вредных примесей, благоприятные горнотехнические и гидрогеологические условия; возможность разработки открытым способом более 70 % запасов. По запасам металлов (медь + цинк) оно значительно превосходило Узельгинское в Челябинской обла-

сти и Сибайское в Республике Башкортостан, по запасам цинка ему не было равных на Урале. Почти 60 лет разрабатывалось карьером, ныне – преимущественно подземным способом. До пуска обогатительной фабрики вся медноколчеданная руда и часть медно-цинковой отгружалась преимущественно уральским заводам, серный колчедан – потребителям СССР и Зарубежья.

В настоящее время по локальным проектам продолжается доработка запасов законтурных руд ниже дна и в бортах карьера с выдачей руды к порталу штольни на гор. 144 м через наклонный подземный съезд и далее автосамосвалами БелАЗ на рудный склад.

С целью уточнения остаточных запасов руды, из подземных горных выработок проводятся разведочные работы на глубоких горизонтах месторождения. Подготовлен проект и оформляется лицензия на проведение поисковых и оценочных работ ниже границы горного отвода на глубине более 615 м от поверхности, где имеются достаточно обоснованные прогнозные ресурсы по приросту запасов медноколчеданных руд.

Отработку Учалинского месторождения планируется завершить к 2025 г.

УДК 551.1/.2

Эволюция ядра и силикатных оболочек Земли в процессе ее гетерогенной аккумуляции. Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе рассмотрен процесс гетерогенной аккумуляции Земли, который начинается с образования расплавленного металлического ядра и завершается отложением на поверхности Земли материала углистых хондритов. Силикатная оболочка Земли в процессе ее формирования проходит через стадию полного плавления и образования слоя силикатного расплава мощностью до 600 км и дифференциации по механизму зонной плавки.

Илл. 1. Библ. 12.

УДК 553.2:548.4(261.5)

Условия формирования интрузивных комплексов в районах активного действия гидротермальных рудообразующих систем Центральной Атлантики. Симонов В. А., Масленников В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Исследования включений минералообразующих сред позволили установить параметры формирования интрузивных комплексов в районе трансформного разлома 15°20' (Центральная Атлантика), где активно действуют в настоящее время «черные курильщики» гидротермального поля Логачев. С помощью расплавных включений в хромшпинелидах выяснено, что кристаллизация перидотитов данного региона происходила из исходных расплавов, близких по составу к пикробазальтам. Данные по флюидным включениям свидетельствуют о том, что при формировании габброидов активное участие принимали высококонцентрированные флюидонасыщенные системы магматогенного происхождения. Анализы индивидуальных включений показали присутствие широкого спектра элементов, включая рудные компоненты, в постмагматических гидротермальных растворах.

Библ. 10.

УДК 549.3:551.461.6:553

Обзор новых гидротермальных полей с сульфидными рудами в Мировом океане (дополнение к кадастру 2004 г.). Мелекесцева И. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Составлен список гидротермальных полей Мирового океана с рудной минерализацией, открытых за последние 5 лет. В работе также: 1) приведены данные о гидротермальных полях, открытых до 2004 г., но не учтенных в предыдущей работе (Кайрей и Эдмонд в Центрально-Индийском хребте, 2000 г., и между 10 и 16° в.д. в юго-западном Индийском хребте, 2002 г.); 2) охарактеризованы некоторые низкотемпературные поля, имеющие собственные названия и ассоциирующие с высокотемпературными сульфидными залежами; 3) отмечена находка неактивного гидротермального поля Лост Вилладж с карбонатной минерализацией в Атлантическом океане. Информация дана по состоянию на март 2009 г.

Табл. 1. Библ. 22.

УДК 551.46(261.5)

Поиск районов гидротермального рудообразования с помощью гидрофизического метода. Густайтис А. Н., Наркевский Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Приводятся результаты гидрофизических исследований нескольких рейсов НИС «Профессор Логачев» с целью поиска гидротермальной активности в районе 13° с.ш. Срединно-Атлантического хребта. Рассматриваются физические свойства «гидротермального плюма»,

формирующегося в результате деятельности «черных курильщиков». Показано, что гидрофизические исследования являются одним из важнейших и результативных методов поиска гидротермальных рудопроявлений в Мировом океане. В результате комплексных исследований были обнаружены рудные поля «Ашадзе-1» и «Ашадзе-2».

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 552.124:622:553.068

Конкреции как полезные ископаемые и поисковые признаки оруденения. Зарицкий П. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе показана роль конкреций как генетического и поискового признака месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения. Возможности решения комплекса задач геологии и литологии, прогноза и поиска месторождений полезных ископаемых путем всестороннего изучения конкреций определили появление и разработку особого литолого-геохимического метода – конкреционного анализа и его систематическое совершенствование и использование при изучении осадочных и метаосадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. А то обстоятельство, что минеральные образования конкреционной природы интересуют не только геологов-литологов, но и технологов, биологов, медиков, почвоведов, метеорологов и др. побудило нас на IX Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона (США, 1979) обосновать становление новой междисциплинарной отрасли естествознания: учения о конкрециях – конкрециологии, что нашло отражение в решениях конгресса.

Библ. 6.

УДК 553.43(549.1)

Геологическое строение, тектоника и полезные ископаемые Пакистана. Али А., Овчаров С. А., Хан С., Сайид М. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе кратко описано геологическое строение и тектоника Пакистана, перечислены основные полезные ископаемые. Важнейшими из металлических полезных ископаемых являются медь и золото. Открытое в 2003 г. уникальное золото-меднопорфировое месторождение Рико Дик имеет суммарные запасы и прогнозные ресурсы более 21 млн т. Меднопорфировые месторождения Пакистана формировались в коллизийной обстановке, которая привела к формированию всеерных надвигов, при чередовании импульсов магматической и флюидно-гидротермальной активности. Проведена параллель между Гималайской и Андской системами, в результате чего показано, что в формировании Андских месторождений существенную роль играет субстрат базальтового основания океанической плиты, в Гималайской – континентальной плиты с гранитоидным основанием. Уменьшение основности состава рудно-магматических систем увеличивает его золото-серебряную составляющую. Таким образом, зона Индийско-Евразийской зоны коллизии может иметь рудный потенциал десятки и сотни млн т меди и тыс. т золота и оказаться медной провинцией, аналогичной Чилийской, с большим количеством золота.

УДК 553.078(571.56+571.65)

Металлогеническая позиция комплексных золото-урановых месторождений Северо-Востока России. Жданов А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе рассматриваются актуальные вопросы эффективного и краткосрочного перевода минерально-сырьевой базы золото-урановых месторождений России на качественно новый уровень. Освещены вопросы формирования и закономерностей локализации комплексных месторождений стратегических видов минерального сырья. Полученные результаты позволят

провести прогнозирование и оценку месторождений, расположенных в традиционных горно-рудных районах, что дает возможность продлить и развить деятельность горнодобывающих предприятий.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 553.3.072(571.15)

К вопросу о металлогении северо-западной части Рудного Алтая. Чекалин В. М. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В северо-западной части Рудного Алтая полиметаллическое оруденение находится на 4-х рудоносных уровнях (эйфельском, средне-, верхнеживетском, франском), пространственно и генетически связано с четырьмя основными здесь вспышками подводного вулканизма. Из числа общих запасов металлов наибольшее количество на первом (эйфельском) уровне сосредоточено барита и золота; втором (нижнеживетском) – меди, свинца, серебра; четвертом (франском) – цинка. По латерали оруденение рассредоточено в 3-х рудных районах (Рубцовском, Змеиногорском, Золотушинском). Из них в первом известно два уровня (второй, третий), во втором – два (первый, четвертый), в третьем – три (первый, второй, четвертый).

Табл. 2. Библ. 7.

УДК 553.3.072(235.31)

Этапы формирования золотого и сурьмяного оруденения Енисейского кряжа и их корреляция с периодами проявления магматизма. Неволько П. А., Борисенко А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Проведенный анализ данных абсолютного возраста магматизма и оруденения в регионе показал, что временные интервалы формирования сурьмяной и золотой минерализации на Енисейском кряже не совпадают с основными этапами развития гранитоидного магматизма, а в большей мере коррелируются с периодами проявления дайковых комплексов. На основе изучения пространственно-временных соотношений различных типов золотого и сурьмяного оруденения Енисейского кряжа и проведения изотопно-геохронологических исследований установлено три этапа их формирования: 830–770, 720–711 и 676–643 млн лет.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 9

УДК 553.48`411(235.222/223)

Гидротермальное кобальтовое оруденение АССО: возраст и связь с магматизмом. Третьякова И. Г., Борисенко А. С., Лебедев В. И. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе представлены новые данные, полученные в результате изучения рудных узлов с гидротермальным кобальтовым оруденением. Приведены результаты изотопно-геохронологических исследований (Ag-Ag, U-Pb, SHRIMP методы), на основании которых установлена последовательность магматических и рудообразующих процессов в крупнейших рудных узлах (Юстыдский, Абаканский, Хову-Аксинский). Описаны пространственно-временные соотношения магматических тел и гидротермального оруденения, показана тесная связь между проявлениями кобальтового оруденения и базитовым и гранитоидным магматизмом.

Библ. 7

УДК 550.46:551.49

Компьютерное термодинамическое моделирование процессов гидротермального рудообразования минеральных месторождений (прикладные аспекты). Оболенский А. А.,

Гущина Л. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Для построения имитационных количественных генетических моделей процессов рудообразования используется компьютерное термодинамическое моделирование на основе современных программных комплексов. В России разработаны универсальные и быстродействующие программы «Селектор» и «Gibbs». В Институте геологии и минералогии СО РАН также используется американский программный комплекс «Chiller», разработанный профессором Орегонского университета в США М. Ридом. Он базируется на методе констант равновесия с использованием сопутствующей термодинамической базы данных «Soltherm-98». В докладе приводятся конкретные результаты модельных построений для, лучше других изученных, ртутных, сурьмяно-ртутных, золото-ртутных, золото-кварцевых малосульфидных и др. месторождений и отдельных многокомпонентных систем.

Библ. 10.

УДК 550(8.013+426):553(061.16+435)

Физико-химическое моделирование минералообразования при субмаринном гипергенезе сульфидно-серпентинитовых обломочных отложений. Масленников В. В., Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Методом физико-химического моделирования с использованием программы «Селектор» установлено, что примесь железистого оливина в сфалерит-пирит-халькопиритовых песчаниках при температуре 2 °С и давлении 250 бар приводит к растворению пирита и формированию моносulfида железа, серпентина и магнетита. В системах с высоким отношением вода/руда вместо пирротина появляются новообразованные пирит, магнетит и селадонит. При максимальных отношениях вода/руда сульфидный осадок превращается в магнетитовые и лимонитовые ассоциации с примесью селадонита. Халькопирит в этой системе оказывается более устойчивым по сравнению с пиритом и сфалеритом. Полученные результаты расчетов согласуются с данными парагенетического анализа минералов в сульфидно-серпентинитовых обломочных отложениях южноуральских кобальт-медноколчеданных месторождений.

Илл. 1. Библ. 12.

УДК 550(8.013+426):553.22:552.321.6

Физико-химическое моделирование процессов тальк-карбонатного метасоматоза серпентинитов. Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Физико-химическое моделирование взаимодействия модифицированной морской воды и серпентинитов при $T = 150$ °С и $P = 300$ бар показало, что тальк-карбонатные метасоматиты, широко развитые на южноуральских кобальт-медноколчеданных месторождениях, формируются в результате взаимодействия морской воды, обогащенной углекислотой, и серпентинитов. Минеральные ассоциации и поведение элементов в моделях соответствуют наблюдаемым в природе. Метасоматоз приводит к выносу всех рудных компонентов из формирующихся парагенезисов.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 9.

УДК 548.4:551.35:553.48(234.853)

Типы и условия образования офикальцитов из рудоносных систем Главного Уральского разлома. Артемьев Д. А., Анкушева Н. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В статье приведены результаты исследования флюидных включений в кальците из цемента различных типов офикальцитов и карбонатных жил. Полученные данные позволили установить, что образование офикальцитов происходило в придонных условиях в устьях затухающих гидротермальных источников на поздних стадиях колчеданного рудоотложения. Их образование связано с формированием в кровле серпентинитовых массивов серпентинит-карбонатных брекчий и карбонатных построек, которые разрушались, переотлагались и цементировались новыми порциями гидротермальных растворов, стадийность этих процессов отражена в формировании 4 морфологических типов офикальцитов. Температурный режим формирования офикальцитов следующий: при 240–280 °С образовались офикальциты I типа, установленные на Ишкининском месторождении и формировавшиеся, вероятно, под поверхностью морского дна; офикальцитовые постройки, отлагавшиеся на морском дне, формировались при более низких температурах (100–180 °С), а их подводные каналы, выраженные в настоящее время крупными карбонатными жилами, имели более высокие температуры формирования (170–190 °С).

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 548.4:553.4(265)

Флюидные включения в минералах «черных курильщиков» Галапагосского рифта, Тихий океан. Симонов В. А., Шилова Т. В., Масленников В. В., Джонассон И. Р. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Исследования флюидных включений в кремнеземе позволили установить параметры растворов, циркулировавших на заключительных стадиях развития гидротермальных рудообразующих систем Галапагосского рифта. Данные по включениям свидетельствуют о том, что в составе растворов с температурами 170–190, 200–275 и 350 °С и соленостью 3.1–4.3 мас. % присутствовала система NaCl–H₂O с примесью KCl. По составу растворов и их концентрациям включения в кремнеземе из Галапагосского рифта наиболее близки к данным, по подобным включениям в минерале, из бассейна Манус (Тихий океан) и отличаются от флюидных включений в опаловидных разновидностях кварца гидротермального поля Менез Гвен (Срединно-Атлантический хребет).

Библ. 9.

УДК 549.3:553.4(282.247.42)

Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала. Молошаг В. П. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Рассмотрены особенности использования состава минералов, являющихся основой арсеникопиритового, электрум-сфалеритового и пирит-пирротинового термометров. Полученные результаты сопоставляются с литературными данными по золоторудным и колчеданным месторождениям, а также составу минералов современных подводных гидротермальных сульфидных построек. Особое внимание уделяется минеральным ассоциациям, содержащим арсеникопирит, блеклые руды и энаргит.

Библ. 10.

УДК 553.32:549

Геологические модели формирования осадочных месторождений марганца. Бруницын А. И. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Дается краткий обзор существующих в настоящее время гипотез образования стратиформных марганцевых залежей в вулканогенно-осадочных и собственно осадочных формациях. Рассматриваются ключевые моменты вулканогенно-осадочной, «классической осадочной», гидротермально-осадочной, диагенетической, гальмиролитической, катагенно-осадочной моделей, а также модели образования марганцевых залежей в анаэробных бассейнах.

Библ. 24.

УДК 553.489:553.491.8

Эмпирическая геолого-генетическая модель формирования платинометалло-медно-никелевого оруденения в рифейских ультрамафит-мафитовых комплексах. Кислов Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На основании развития сульфидного ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидного ЭПГ оруденения в ряде рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов, входящих в состав вулканоплутонических ассоциаций континентальных рифтогенных структур, обосновано выделение новой металлогенической эпохи. Проведен сравнительный анализ этих массивов с акцентом на их металлогеническую специализацию. Предложена эмпирическая геолого-генетическая модель формирования оруденения, основанная на особенностях геодинамической обстановки, контактового и флюидно-магматического взаимодействия.

Библ. 11.

УДК 553.494(571.54/.55)

Модель формирования ильменит-титаномагнетитовых месторождений на примере Арсентьевского массива (Западное Забайкалье). Бадмацыренова Р. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

С помощью программного комплекса COMAGMAT 3.65 в сочетании с традиционными методами, основанными на анализе петрохимических диаграмм, предложена модель формирования ильменит-титаномагнетитовых месторождений. Рассчитан состав исходного расплава и физико-химические параметры кристаллизации, которые могут быть признаны достаточно реалистичными на примере Арсентьевского массива в Западном Забайкалье.

Библ. 7.

УДК 550.4:553.3

Геохимическая модель гидротермального оруденения для решения теоретических и прикладных задач. Каменихин Н. Т. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На геохимической модели дискретной осевой зональности рудовмещающей гидротермальной структуры исследовано поведение коэффициентов парной корреляции и ранжированных по убыванию концентрации рядов элементов зональности. Парной корреляцией установлено восемь ярусов по падению структуры, ранжированными рядами – 13 ярусов, которые стыкуются между собой, дублируют и детализируют друг друга. В каждом ярусе сочетание коэффициентов корреляции и ранжированных рядов индивидуально. Это позволяет определять уровень среза рудовмещающих структур по пробам с одного сечения.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 553.411(517.1: 235.223: 234.853)

Геолого-минералогические исследования и оценка золоторудных месторождений. Зайков В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Рассмотрено значение геолого-минералогических исследований для оценки золоторудных месторождений. Примерами послужили следующие рудные формации: золото-кварцевая, золото-березитовая, золото-лиственитовая, золото-колчеданно-полиметаллическая. Исследованные месторождения и рудные поля раннего и среднего палеозоя сосредоточены в рудных районах Тувы, Западного Саяна и Южного Урала. Наиболее богатыми в минералогическом отношении являются золото-колчеданно-полиметаллические месторождения, в которых заключены самородное золото, электрум, кюстелит, калаверит, гессит, кервеллеит. Показанное распределение минералов золота и серебра определяет целесообразность селективной отработки рудных фаций: гидротермальных, гидротермально-метасоматических, гипергенных. Приведены примеры прогнозной оценки золотоносных площадей в рудных районах Тувы (Алдан-Маадырская зона) и Южного Урала (Вишневская и Лисьегорская площади).

Библ. 10.

УДК 551.14:551.215:553.411(282.257.21)

Геология и перспективы рудоносности восточных флангов Еловского золоторудного поля (Центральная Камчатка). Куринная У. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе приводятся геологическая информация и данные статистической обработки результатов аналитических исследований для вулканических пород восточных флангов Еловского золоторудного поля (Центральная Камчатка). Совместное использование полученной в ходе исследования геохимической и геологической информации позволяет уверенно выделять перспективные участки и обоснованно рассуждать о наличии или отсутствии оруденения, что является необходимой информацией для возможного проектирования и проведения дальнейших детальных геологических работ.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 3

УДК 550.84:553.41(571.65)

Оценка геохимических аномалий при прогнозе и поисках золото-серебряной минерализации по потокам рассеяния (северо-восток России). Макшаков А. С., Кравцова Р. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Изучены материалы разномасштабных съемок (1 : 200 000, 1 : 50 000) по литохимическим потокам рассеяния на площади Дукатского рудного узла. Проведены бриолитохимические исследования. Выявлены экзогенные геохимические поля всех известных здесь типов минерализации. Показано, что установленная по потокам рассеяния экзогенная геохимическая зональность, в целом, повторяет эндогенную.

Сделан вывод, что при прогнозе и поисках золото-серебряной минерализации по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000, когда интерпретация выявленных аномалий затруднена, в качестве дополнительного критерия их оценки эффективно использовать съемки масштаба 1 : 50 000. При изучении верховьев ручьев, где аллювиальные отложения зачастую отсутствуют, рекомендуется проведение бриолитохимических исследований.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 553.2:553.411(234.853)

Золото Восточной зоны участка Лисьи горы (Южный Урал). Анкушев М. Н., Юминов А. М., Котляров В. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На основании морфологических особенностей россыпного золота Восточной зоны Лисьих гор выделены хорошо-, плохо- и неокатанный типы. Подавляющее большинство из

найденных золотин относится к последним двум типам, что свидетельствует о близости коренного источника золота. Пробность золота составляет 985 %. Содержание серебра – 1.5 мас. %, меди – до 0.2 мас. %. Высокопробная кайма отсутствует. В золоте присутствуют включения иллита, хлорита, альбита, кварца, эпидота, рутила, магнетита, гетита и барита.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 8.

УДК 549.283:550.84.09(571.65)

Формы нахождения золота в потоках рассеяния и их использование при поисках золото-серебряной минерализации, Северное Приохотье. Рогозина Ю. И., Кравцова Р. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Изучены формы нахождения золота в потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения. Установлено, что формы золота в потоках рассеяния теснейшим образом связаны с особенностями состава первичных руд. В рыхлых отложениях потоков, так же как в рудах, присутствуют электрум, тонкодисперсное (дисперсное и ультрадисперсное) золото и т.н. «подвижная» форма золота, связанная в основном с сульфидами, которая легко выщелачивается обычными кислотами даже в условиях зоны криолитогенеза. Формы нахождения золота в потоках рассеяния могут быть использованы как один из эффективных критериев при поисках золото-серебряной минерализации.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 553.4:550.84 (470.67)

Изучение геохимической зональности Самур-Курахского междуречья (Горный Дагестан) в связи с поисками цветных и благородных металлов. Балабеков Р. Э. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Выполнен анализ карт пространственного распределения цветных и благородных металлов по данным литохимического опробования коренных пород. Установлено, что аномалии этих металлов приурочены к зоне активного проявления субширотных тектонических нарушений общекавказского простирания. Аномалии меди, золота, кобальта в периферийной части района связаны с зонами пиритизации, аномалии цинка, свинца и серебра в центральной части района маркируют кварцево-жильное полиметаллическое оруденение.

Илл. 1.

УДК 550.8:553.3(282.247.415.1)

Изучение мелкого золота в дальних ореолах рассеяния. Кунц Н. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Исследованы условные малообъемные пробы с равномерным распределением мелкого золота. Приведены дробная гранулометрия по узкоразмерным классам и анализ погрешностей оценки содержания золота при традиционном гравитационном обогащении. Получается 2 вида погрешностей: зерна в крупных классах могут завышать (занижать) содержание; потеря в мелких классах – занижать. В ЛОПИ ПГУ (Б. С. Лунев) создали и применяют установку «Мелкие ценные минералы» (МЦМ). Она способна улавливать как крупное, так и мелкое золото. Такая же аппаратура может быть применена при разработке месторождений.

Табл. 2. Библ. 3.

УДК 553.4:550.84(470.631)

Анализ геохимического поля листа Госгеолкарты К-38-І. Коськин И. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В статье рассмотрены результаты анализа карт распределения геохимических элементов для части листа Госгеолкарты К-38-I (Карачаево-Черкесская Республика). Построение карт производилось в программе ArcMap с помощью модуля Spatial Analyst. В качестве метода интерполяции использовался метод кригинга. Установлено, что наиболее перспективными для прогноза рудопоявлений серебра, меди и цинка являются отложения хумаринской свиты нижней юры и франского яруса верхнего девона, в пределах которых целесообразно дальнейшее проведение геологоразведочных работ и их детализация.

Илл. 2.

УДК 553.411:33

Оценка самородного золота, как один из кондиционных показателей россыпных месторождений. Павлова В. О. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Даная работа ставила своей целью получение оценочной шкалы самородков золота. Выбраны наиболее значимые оценочные параметры, введены нетрадиционные для изучения золота при геологоразведочных работах показатели – «художественный» критерий оценки самородков. Выведены примеры коэффициентов, позволяющих провести конечную оценку товарного продукта золотодобывающего предприятия, что позволяет при проведении оценки месторождения существенно снизить такие важные показатели ТЭО, как минимальное промышленное содержание, стоимость конечного продукта и др. Дальнейшее развитие данной тематики позволит выработать более точные оценочные шкалы, которые будут стимулировать недропользователя к более полной отработке недр, более полному изучению типоморфных признаков самородного золота, отработке менее рентабельных на настоящее время россыпей.

Табл. 3. Библ. 5.

УДК 553.411(282.247.42)

Типы золотого оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала и проблемы их генезиса. Мурзин В.В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Разнообразие типов золотого оруденения обусловлено неоднократностью трансформации ультраосновных пород, связанной с тектонической и магматической деятельностью. Показано, что для некоторых из 14 выделенных типов оруденения ультраосновные породы являются лишь вмещающей толщей, а рудоносный флюид является магматогенным. Геологическая и структурная позиция оруденения при этом согласуется с положением материнских гранитоидных интрузий и их дайковых членов. Для других типов (золотоносные родингиты, золотомагнетитовые руды в антигоритовых серпентинитах) ведущая роль отводится метаморфогенному флюиду, выделяющемуся при дегидратации океанических или континентальных серпентинитов. Геологическая и структурная позиция золотого оруденения в этом случае согласуется с положением зон тектонических деформаций в массивах гипербазитов. Изученность многих типов остается очень низкой.

Табл. 1. Библ. 10.

УДК 553.411(517.1)

Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома. Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Монгуш А. А., Кужугет Р. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

По уровню среза в Алдан-Маадырской золоторудной зоне выделяется нижний ярус, представленный венд-кембрийскими отложениями с телами гипербазитов и лиственинов, и верхний ярус, охватывающий конгломераты и сланцы ордовика. Вертикальная протяженность

системы превышает 1100 м. Наиболее продуктивный уровень предполагается на контакте лиственитов с базальными конгломератами ордовика.

Отмечается четкое различие по содержанию ртути в золото-серебряных минералах между Хаак-Саирским золото-лиственитовым и Улуг-Саирским золото-кварцевым месторождениями. Золото-серебряные фазы Хаак-Саирского месторождения представляют собой практически полный изоморфный ряд – от высокопробного самородного золота через серебристое золото (электрум) до золотистого серебра (кюстелита). Благороднометалльная минерализация Улуг-Саирского месторождения характеризуется разбросом составов от самородного золота до электрума.

На месторождениях Алдан-Маадырской зоны буровые работы не проводились и они не получили достоверной оценки ни в отношении коренной, ни в отношении россыпной золотоносности. Даны рекомендации по проведению поисково-оценочных работ.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 551.46:553.2(517.1)

Физико-химические условия формирования золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения (Западная Тува). Анкушева Н. Н., Зайков В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Приведены результаты анализа флюидных включений в кварце из жил Улуг-Саирского месторождения, расположенного в Алдан-Маадырской золоторудной зоне в Западной Туве. Проведенные исследования показали, что в составе гидротермальных растворов с концентрациями солей 4–6 и 6–10 мас. % NaCl-экв. преобладают хлориды натрия и магния. Температуры растворов составляют, соответственно, 200–230 и 300–340 °С. Сложный состав, высокие концентрации солей в растворах и присутствие в системе бора свидетельствуют об участии в формировании гидротермальной системы месторождения Улуг-Саир магматогенных флюидов. Проведено сравнение параметров гидротермальных растворов с термобарогеохимическими данными по месторождениям Восточной Тувы (Кызыл-Таш, Кызыл-Таштыг) и Урала (Березовское, Кочкарское).

Илл. 1. Библ. 11.

УДК 550.41:553.411:553.493(571.54/.55)

Геохимические особенности лантаноидов в карбонатах золоторудных жил месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия). Чернова А. Д., Зорина Л. Д., Горбачева С. А., Прокофьев В. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Изучены содержания лантаноидов в карбонатах рудных жил и вмещающих пород месторождения золота Дарасун (Восточное Забайкалье). Выявлены положительные аномалии европия в ранних и рудных карбонатах золотоносных жил и отрицательные аномалии европия в околорудных породах. Сделан вывод о выносе европия гидротермальными растворами в условиях флюидодоминирующего режима при изменении окислительно-восстановительных условий в рудообразующей системе.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 3.

УДК 553

Геохимические особенности группы золоторудных Контрольных месторождений (Учалинский район). Мурдасова М. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На базе изучения состава 339 проб золотоносных пород при помощи портативного рентгенофлуоресцентного анализатора Innov-X был получен геохимический спектр группы

Контрольных месторождений (в кларках концентраций) – $Sb_{1297}Pb_{372}As_{304}Se_{115}Cu_{29}Zn_{25}$. Полученные результаты могут быть использованы в поисковых работах на подобный тип оруденения в вулканогенных областях.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 553.411:550.8(235.31)

Условия зонального рудообразования Елено-Таврикульской структуры, Енисейский край. Герасимчук О. Л. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

При проведении поисково-разведочных работ в пределах Елено-Таврикульской структуры Енисейского края выявлены определенные закономерности в локализации полезных ископаемых и выделены минерогенические зоны. Последние тесно связаны с блоковыми структурами участка. Обстановки аккумуляции рудных компонентов контролируются, главным образом, термодинамическими изменениями, связанными с активностью Ишимбинского глубинного разлома на разных возрастных срезах континентальной коры.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 553.11: 548.3(574.4)

Минеральные парагенезисы и типоморфизм минералов на золото-сульфидном месторождении Большевик в Восточном Казахстане. Колесникова М. К., Ковалев К. Р., Калинин Ю. А., Наумов Е. А., Королук В. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На месторождении Большевик (Восточный Казахстан) проявлен многоэтапный процесс рудоотложения. Это выражается в текстурных, минеральных и геохимических особенностях минерализованных пород. Выделяются процессы сингенетичного отложения сульфидов, продуктивной золото-сульфидной минерализации, сопровождаемой серицитизацией, и поздний процесс карбонатно-полисульфидной минерализации со свободным золотом. Главным концентратом золота является нестехиометричный арсенопирит, обогащенный серой, который содержит «невидимое» золото. Свободное золото представлено высокопробными разностями (950–960 ‰), характеризуется гомогенным составом, и формировалось одноактно в стабильных условиях. Типоморфными его признаками являются своеобразная морфология и постоянное присутствие ртути. Изотопный состав серы сульфидов располагается в узком интервале отрицательных значений ($\delta^{34}S -0.7 \div -2.3 \text{ ‰}$), что указывает на ее гомогенизацию и участие коровой серы.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 8.

УДК 553.411.071:553.075:553.21/24(574)

Флюидный режим формирования Васильковского золото-сульфидно-кварцевого месторождения (Казахстан) (по результатам исследования флюидных включений). Тимкина А. Л. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Изучены флюидные включения в рудном кварце Васильковского золоторудного месторождения на глубину до 1 км. По данным исследования установлено волнообразное изменение солёности и плотности флюидов на глубину, картина распределения которых аналогична распределению золота.

Табл. 1. Библ. 9.

УДК 553.411:553.91(470.324)

Основные критерии и этапность работ по прогнозированию и поискам золото-платинометаллических руд тимского типа черносланцевой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия). Чернышов Н. М., Альбеков А. Ю., Чернышов

ва М. Н., Абрамов В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценки месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Выделены этапность работ, граничные признаки и критерии регионального и локального прогнозирования благороднометалльного оруденения, ассоциирующего с углеродистыми толщами и метасоматитами наиболее важного в промышленном отношении тимского типа, характеризующихся многоуровневым размещением, сложным многокомпонентным, полиминеральным составом руд (свыше 60 рудных минералов, в том числе более 20 собственных минеральных фаз МПГ и Au). Приведены основные рудно-формационные параметры (геолого-тектонические, структурно-вещественные, метаморфические и гидротермально-метасоматические, рудолокализирующие, рудно-минералого-геохимические и др.), определяющие выбор и оценку площадей развития углеродсодержащих толщ и их метасоматитов на конкретные типы золото-платинометалльного оруденения.

Библ. 5.

УДК 552.331:553.491.8(571.56)

Степень частичного плавления мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит). Леснов Ф. П. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На основе химических составов акцессорных хромшпинелидов определена степень частичного плавления (D_{melt}) мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных концентрически-зональных щелочно-ультрамафитовых массивов. Значения D_{melt} для дунитов из массива Инагли составили от 34 до 44 % (среднее 39 %), для массива Кондер они незначительно меньше – от 28 до 43 % (среднее 37 %). Предполагается, что дуниты из массивов Инагли и Кондер формировались в качестве тугоплавкого остатка при очень высоких, но при этом близких по средним величинам степенях частичного плавления верхнемантийного протолита. При формировании тел дунитов, как и других реститов, представленных в каждом из рассматриваемых массивов, частичное плавление протолита, очевидно, не было равномерным. В разных блоках протолита оно могло отличаться примерно на

10–15 %.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 551.46:552.11:553.491.8(680)

Минералого-петрографические особенности рифа Меренского, Бушвельдский комплекс (Южная Африка). Ретюнина А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Тезисы содержат результаты по изучению разрезов рифа Меренского, девяти скважин восточной части Бушвельдского комплекса. Представлены результаты по изучению состава и структурной упорядоченности плагиоклазов. Исследованы химические составы хромшпинелидов из хромитовых слоев рифа Меренского. По итогам описания шлифов под микроскопом выявлены особенности распределения слюд по отношению к МПГ-содержащим ассоциациям. Результаты сопоставлены с распределением элементов платиновой группы.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 553.81:552.323.6(665.2)

Алмазоносность кимберлитовых даек и аллювиальных отложений Лесной Гвиней (Западная Африка). Крайнев Ю. Д. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Приведены данные о морфологии, минеральном составе и алмазности недавно открытых кимберлитовых даек Лесной Гвинеи. Типоморфные особенности пиропы, пикроильменита и пироксенов из этих тел позволяют отнести их к перцолитовому парагенезису. Представлены сведения об алмазах и индикаторных минералах кимберлитов из аллювия р. Тавабо. Показано различие преобладающих габитусных форм алмазов из этих отложений и кимберлитов дайкового комплекса, что указывает на его незначительную россыпеобразующую роль. Присутствие в аллювии пиропов высокоалмазносного гарцбургит-дунитового парагенезиса говорит о близком расположении питающих россыпь кимберлитов.

Илл. 3. Табл. 2. Библ. 6.

УДК 550.8:550.4(571.61/.64)

Распределение редкоземельных и редких элементов в массивах Li-F гранитов на примере Вознесенского рудного узла в Приморье. Михайлов В. И. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На примере Вознесенского массива редкометалльных гранитов в Приморье рассмотрено поведение редких и редкоземельных элементов в процессе дифференциации флюидонасыщенной магмы. Установлено, что в вертикальном разрезе пород массива – от глубоких горизонтов к верхним, прослеживается закономерное увеличение характерных для редкометалльных гранитов редких элементов – Rb, Ta, Nb и уменьшение – Sr, Zr, Hf и РЗЭ. Однако, в отличие от известных массивов Li-F гранитов Забайкалья и Приморья, для Вознесенского массива контрастность проявления указанной закономерности менее выражена, а иногда проявляется обратный эффект. Аномальный характер в распределении Sr и Ba обусловлен, прежде всего, контрастным воздействием вмещающих карбонатных пород волокушинской свиты. В спектрах распределения РЗЭ в наиболее поздних дифференциатов массива обнаружен M-образный «тетрадный эффект». Этот факт, а также присутствие расплавных включений в кварце этих пород, позволяет предположить их возникновение из специфического рудоносного алюмофторидного расплава.

Библ. 6.

УДК 553.493.53:553.493.54(477.62)

Особенности минерального состава редкометалльных продуктивных пород (на примере Мазуровского комплексного Zr-Nb-Ta месторождения, Украина). Калайгорода А. К. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В ходе работы в общих чертах изучено Мазуровское комплексное Zr-Nb-Ta месторождение, выделены рудоносные породы, и охарактеризован их минеральный состав. Рассмотрены главные рудные минералы, проанализирован их химический состав, предположена промышленная ценность пирохлора и циркона, а также полезных компонентов, которые они содержат.

Табл. 2. Библ. 2.

УДК 553.44(541.35)

Свинцово-цинковое оруденение в Высоких Гималаях Непала. Чакрабартти С. К., Гош А. К., Упрети Б. Н., Бахарани М. Л. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В статье охарактеризовано свинцово-цинковое месторождение Ганеш-Химал, которое является наиболее развитым горнорудным проектом в Непале. Район месторождения расположен на высоте 4000–5100 м. Месторождение представляет собой стратифицированную свинцово-цинковую залежь в доломитах зоны Малых Гималаев. Руды имеют очень простой сфалерит-галенит-пиритовый состав, существенно цинковые, с подчиненным количеством железа, свинца, серебра, иногда кадмия и незначительными содержаниями кремнезема, глинозема,

редких элементов. Минерализация имеет место только выше углеродистого (графитистого) горизонта, что может иметь генетический смысл. Рудоотложение происходило при смене бескислородных и кислородных условий осадконакопления. Руды, как и вмещающие породы, подверглись региональному метаморфизму амфиболитовой фации.

Илл. 3. Табл. 1.

УДК 553.435:550.8(470.631)

Урупское медноколчеданное месторождение как полигон учебной геологоразведочной практики. Щеглов В. И. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Урупское месторождение рассматривается как классический объект гидротермально-осадочного генезиса в курсе «Геологии месторождений полезных ископаемых». Учебная геологоразведочная практика на данном месторождении проводится ЮРГТУ (НПИ) с 1977 г. Рассмотрена история открытия, изучения и промышленного использования Урупского ГОКа. Приведены программа и содержание практики, данные ДДЗЗ и объемная модель рельефа Урупо-Лабинского рудного поля, полученные с использованием компьютерной технологии ArcGIS 9.2 на основе данных радарной топографической съемки SRTM-3.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 553.43(470.5)

О типохимизме субмаринных гипергенных сульфидов (на примере колчеданных месторождений Урала). Масленников В. В., Масленникова С. П. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

По данным ЛА-ИСП-МС показано, что содержания большинства элементов-примесей на 2–3 порядка снижаются в ряду от гидротермально-осадочного колломорфного и раннедиагенетического фрамбоидального пирита к кристаллически-зернистым гидротермально-метасоматическим, диагенетическим и метаморфическим разновидностям. Установлено, что высокие содержания Mn, Tl, As, Pb, Ni и Ba, не характерные для гидротермального халькопирита, свойственны псевдоморфному халькопириту, формировавшемуся в зоне субмаринного гипергенеза в обломочных рудах за счет замещения обломков гидротермально-осадочного колломорфного пирита. Диагенетический сфалерит зоны субмаринного гипергенеза обеднен большинством элементов-примесей, за исключением Ag, по сравнению с гидротермальным. Исключение составляют Ba, V, U и W. Барий связан с микроскопической вкрапленностью барита. Появление барита фиксирует периоды аномального повышения в растворе содержания SO_4^{2-} , которое может быть вызвано субмаринным гипергенезом сульфидов. Концентрация V, U, W обусловлена либо захватом из морской воды при окислении сульфидов, либо поступлением вместе с примесным пелитоморфным материалом гиалокластогенного происхождения. По сравнению с исходным гидротермальным халькопиритом субмаринный гипергенный борнит обогащен Bi и Ag. Выделяются разновидности борнита как обогащенные, так и обедненные водородными элементами-примесями (V, U, Ni, Ba, W).

Илл. 2. Табл. 3. Библ. 11.

УДК 548.4(234.851)

Физико-химические параметры магматических систем на Валенторском колчеданном месторождении (Северный Урал). Симонов В. А., Ковязин С. В., Масленников В. В. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Исследования расплавных включений в клинопироксенах показали, что силурийский рiolит-базальтовый комплекс, находящийся в тесной ассоциации с Валенторским колчедан-

ным месторождением (Северный Урал), формировался при участии магматических систем базальт-андезитового состава с температурами 1130–1165 °С. Полученные данные по составам клинопироксенов и расплавных включений свидетельствуют о том, что Валенторское месторождение, наиболее вероятно, формировалось в условиях сложной системы островная дуга – задуговой бассейн при активном участии известково-щелочных расплавов.

Библ. 7.

УДК 553.43:552.14(234.852)

Характеристика околорудных отложений Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал). Сафина Н. П., Ярославцева Н. С. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Особенностью Сафьяновского месторождения, ассоциирующего с дацит-риолит-черносланцевыми породами, является присутствие в колчеданосном разрезе слоистых кремнисто-углеродистых отложений. Анализ полевых наблюдений свидетельствует о том, что по направлению к южному флангу рудной залежи наблюдается смена коллювиальных сульфидных брекчии мелкообломочными сульфидными песчаниками, ритмично-слоистыми сульфидно-углеродистыми и кремнисто-углеродистыми пелитолитами. Проведено сравнение строения и состава углеродистых отложений, ассоциирующих с сульфидными диагенитами и вулканомиктовыми песчаниками. Два типа отложений характеризуются наличием реликтовых форм исходного обломочного сульфидного материала и аномально высокими содержаниями элементов колчеданной ассоциации, в сравнении с кларками углеродистых пелитолитов. Обозначена связь определенного типа колчеданных месторождений с кремнисто-углеродистыми пелитолитами.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 7.

УДК 553.435:553.2(234.853)

Некоторые особенности позиции и строения Султановского колчеданного месторождения (Южный Урал). Коровко А. В., Молошаг В. П., Сапожникова Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Рассматриваются особенности локализации, геологического строения и вещественного состава руд Султановского медно-цинкового колчеданного месторождения. Месторождение локализовано в пределах палеовулканической постройки центрального типа, сложенной последовательно дифференцированным комплексом вулканитов базальт-дацит-риодацитового ряда. Химический и минеральный состав руд, локализация и строение рудных тел соответствуют современным и древним аналогам подводных сульфидных гидротермальных построек.

Библ. 2.

УДК 551.46:553.2:553.41/.43(234.853)

Никольское месторождение серебряно-медных руд (Южный Урал). Юминов А. М., Зайков В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе охарактеризованы рудные минералы и приведена оценка физико-химических параметров оруденения Никольского серебряно-медного месторождения. В первичных рудах обнаружены халькозин, борнит, теннантит, халькопирит, пирит. Серебро концентрируется в сульфидах меди по периферии рудных выделений. Основными рудными минералами зоны окисления являются ковеллин, малахит, азурит, псевдомалахит, хризоколла, корнваллит. В результате термо- и криометрических исследований флюидных включений в жильном кварце установлено, что рудообразующие растворы гомогенизировались при температуре 190–230

и 240–270 °С. В составе флюида преобладала солевая система NaCl–H₂O, с соленостью 1.5–3.5 мас. %. Степень концентрации солей в растворе напрямую связана с ростом температуры гидротермального флюида.

Табл. 1. Библ. 6.

УДК 549.329.1(234.853)

Находка гипергенного галенита на Верхне-Аршинском месторождении (Ю. Урал). Блинов И. А., Белогуб Е. В., Новоселов К. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе представлены результаты изучения руд Верхне-Аршинского свинцово-цинкового месторождения. В ходе изучения выявлен ранее не описанный здесь гипергенный галенит. По составу примесей первичный и вторичный галениты слабо отличаются. Характерной особенностью гипергенного галенита является морфология его зерен (идiomорфные кристаллы и фрамбоиды), что не наблюдается у первичного галенита. Своим происхождением гипергенный галенит, предположительно, обязан нейтрализующему действию карбонатов.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 7.

УДК 553.445(574.2)

Минералогия свинца в окисленных рудах месторождения Шаймерден (Казахстан). Паленова Е. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Представлены результаты изучения минералогии свинца в друзовых окисленных рудах смитсонит-каламинового месторождения Шаймерден. Собственные минералы свинца представлены пластинчатыми (I) и изометричными (II) кристаллами церуссита, пироморфитом и гипергенным галенитом, нарастающим на ребра и грани гемиморфита и марганцовистого смитсонита. Содержания свинца повышены в верхней части рудного тела.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 553.3:553.411:553.43(574)

Текстурные типы руд Варваринского золото-медно-скарнового месторождения, Казахстан. Аптикеев Е. Р., Масленников В. В., Жуков И. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Дается краткий обзор геологического строения месторождения и наиболее распространенных текстурных разновидностей руд (массивных, пятнистых, сетчатых и брекчиевидных), вскрытых на месторождении карьером. По данным текстурного анализа руд предполагается четырехстадийная модель развития месторождения.

Илл. 1. Библ. 2.

УДК 553.3.072(574.4)

Минералого-петрографические особенности медно-никелевого месторождения Максут (Восточный Казахстан). Прокопьев И. Р., Борисенко А. С., Изох А. Э., Наумов Е. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В геологическом строении месторождения Максут принимают участие две рудоносные габброидные интрузии – Северный и Южный Максут. Южно-Максутский массив сложен двумя резко различающимися типами пород. Верхняя часть интрузива сложена лейкократовыми оливиновыми долеритами с тонкой сульфидной вкрапленностью. Среди оливиновых долеритов располагается обособленное тело меланократовых оливиновых монцогабброноритов с

обильной сульфидной вкрапленностью. Главными рудными минералами на месторождении являются пирротин, халькопирит, пирит, титаномагнетит, ильменит, виоларит и пентландит. Второстепенные рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом и алтаитом. Редкие минералы – Ni-содержащий Co-сульфоарсенид, гессит, фрудит. В работе описаны минералогическо-петрографические взаимоотношения, приведены особенности химического состава основных рудных минералов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 553.21:553.3.072(571.53/.55)

Минеральные парагенезисы сульфидных руд Чайского медно-никелевого месторождения (Северное Прибайкалье). Светлицкая Т. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На основе изучения минерального и химического состава сульфидов из разных типов пород Чайского медно-никелевого месторождения выделены три собственные сульфидные ассоциации, связанные с серпентинизированными дунитами, перидотитами и габброидами. В оруденелых перидотитах и пироксенитах ассоциации разбиваются на три типа, границы распространения которых не совпадают с границами распространения морфотекстурных типов руд. Значительное влияние на формирование оруденения в габброноритах и (в особенности) в массивных рудах оказывала повышенная фугитивность серы. Изменение парагенезисов сульфидных минералов от ранних фаз внедрения к поздним эволюционирует с увеличением медистой (увеличение доли халькопирита) и никелистой (изменение состава пентландита от железистого к никелистому) составляющих.

Библ. 5.

УДК 549.263+553.3/4(571.53/.55)

Об аварuite из ультрамафитов Чайского никеленосного мафит-ультрамафитового массива (Северное Прибайкалье). Леснов Ф. П., Степин А. Г., Якимов Л. И. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В пределах Чайского сульфидного медно-никелевого месторождения выявлены аваруитсодержащие никелевые руды, залежи которых находятся на фланге сульфидной зоны. Аваруитсодержащие руды представлены черными, трещиноватыми серпентинизированными дунитами, в которых, помимо пылеватых частиц аваруита, присутствует убогая сульфидная микровкрапленность. В трещинах дунитов часто наблюдаются примазки графита. Вертикальная протяженность тела аваруитсодержащих руд превышает 600 м. По одной из скважин его мощность составила 25–30 м, а средняя мощность до 12 м. Аваруитсодержащие дуниты содержат (% мас.): Ni – 0.39; Cu – 0.07; Co – 0.014. При планировании детальных разведочных работ на месторождении и для подсчета его запасов необходимо предусмотреть минералогическо-геохимическое доизучение и технологические испытания аваруитсодержащих руд с целью их включения в контуры рудных блоков.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 550.8:553.43:553.5(282.247.415)

Медистые верхнепермские песчаники Прикамья и перспективы их использования. Соснин Е. П. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В данной работе показано, что верхнепермские песчаники Прикамья содержат медь и являются потенциальным сырьем на строительные материалы. Использование технологии, разработанной в Пермском госуниверситете, даст возможность получить богатые коллектив-

ные концентраты меди и попутно строительные материалы (пески и галечники), в экологически чистых условиях.

Библ. 5.

УДК 553.497.2(597)

Минеральный состав руд сурьмяных месторождений Северного Вьетнама. Дашкевич Е. Г., Хоа Ч. Ч., Неволько П. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Минеральный состав руд сурьмяных месторождений Северного Вьетнама, в целом, скуден и однообразен. Руды имеют вкрапленную текстуру, местами переходящую в прожилково-вкрапленную и пятнистую. Главным рудным минералом является антимонит постоянного состава. На месторождении Донг Куанг в подчиненном количестве встречается бертьерит. Наиболее интересным и разнообразным минеральным составом характеризуются руды месторождения Фиа Тан, где широко проявлены блеклые руды ряда тетраэдрит-тенантит с примесью Hg до 8 % и Zn до 7%, при этом отношение мышьяка к сурьме значительно варьирует. Помимо блеклой руды встречаются бурнонит и ртутьсодержащий сфалерит (до 7 % Hg).

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 3.

УДК 553.494'311+553.064.32(470.5)

Магматизм и условия образования титаномагнетит-ильменитовых и скарново-магнетитовых месторождений в рифей-венд-палеозойских рифтовых структурах Урала. Холоднов В. В., Шагалов Е. С. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Уральский подвижный пояс и примыкающие к нему с запада районы Восточно-Европейской платформы характеризуются разновременным и различающимся по геодинамическим обстановкам проявлением процессов рифтогенеза. Процесс деплетирования литосферной мантии на докембрийском этапе формирования Урала отражается в смене высокотитанистых месторождений среднего рифея на малотитанистое железооруденение платиноносного пояса Урала. Формирование скарново-магнетитовых месторождений Урала происходит уже при ином направлении изотопно-геохимической эволюции интрузивного магматизма, связанном с формированием новообразованной континентальной коры в зонах палеосубдукции. Магматические породы Магнитогорского и Качарского скарново-магнетитовых месторождений отличаются от типичных окраинно-континентальных магматических серий существенно более высокими значениями ϵNd и крайне низкими значениями первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$. Такая изотопно-геохимическая аномалия связана с инъекциями рифтогенно-плюмовых магм в окраинно-континентальную надсубдукционную зону.

Илл. 2. Библ. 1.

УДК 553.491.8(680)

Характеристика платиноносности хромититового горизонта UG 2, Восточный Бушвельд, Ю. Африка. Назимова Е. С. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Основными результатами работы являются выявление различий геологического строения хромититового горизонта UG-2 и вмещающих его пород для северных и южных участков Восточного Бушвельда, а также определение их различной геохимической специализации. Вывод о том, что проявления платиновой минерализации непосредственно связаны с наиболее хромитовыми хромшпинелидами, может служить хорошим поисковым признаком при изучении платиноносных массивов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

УДК 552.321.6:553.461(282.247.42)

Петрографические признаки тектонического течения при образовании хромитовых руд. Савельев Д. Е., Бажин Е. А., Сначев В. И. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В статье приводятся данные о роли тектонического течения в образовании хромитовых месторождений в офиолитах. В рудных телах и окружающих гипербазитах фиксируется вращение зерен, вязкие сдвиги, трещины отрыва, уплотнение рудных агрегатов и т.д. Накопленный обширный фактический материал по строению хромитовых месторождений в офиолитах позволяет предполагать, что их образование протекало в неоднородной динамической среде верхней мантии.

Илл. 1. Библ. 9.

УДК 553.32:549.74(234.82)

Механизм формирования кутнагоритов фаменской марганценовой формации Пай-Хоя на основании минералогических и изотопных данных. Старикова Е. В., Кулешов В. Н. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Приводится описание строения, минерального состава и изотопных характеристик углерода и кислорода для кутнагоритовых руд фаменской марганценовой формации Пай-Хоя. На основании анализа этих данных предлагается схема формирования кутнагоритов при диагенезе рудоносных илов, содержащих дисперсные оксигидроксиды марганца, нормально-морские карбонаты и органическое вещество.

Илл. 3. Табл. 1. Библ. 3.

УДК 553.323:553.5(234.853)

Змеиногорское марганцевое месторождение (Миасский рудный район, Южный Урал). Аюпова Н. Р. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Впервые для Змеиногорского марганцевого месторождения, локализованного среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород в зоне Главного Уральского разлома, приводятся сведения о минеральном составе родонитовых пород и связанных с ними джасперитов. Хорошо сохранившиеся брекчиевидные и линзовидно-полосчатые текстуры джасперитов предполагают их образование по вулканогенно-обломочным породам. Развитие магнетита по гематиту и его ассоциации со спессартином в джасперитах свидетельствуют о преобразовании исходных пород на стадии зеленокаменного метаморфизма. Появление серии родонитовых, родохрозитовых и баритовых прожилков и образование жил молочно-белого кварца в джасперитах связано с коллизионным этапом развития. Процессы гипергенеза затронули как джаспериты, так и родонитовые породы. В джасперитах постоянно наблюдается замещение гематита гетитом и процессы мартитизации магнетита. Гипергенная минерализация в марганцевых породах проходила в основном по родониту и по карбонатам с образованием опала и оксидов-гидрооксидов марганца.

Библ. 6.

УДК 553.2

Объекты исследования генетической минералогии. Попов В. А. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Объектами исследования генетической минералогии являются минеральные тела различной величины и сложности, начиная от кристалла (зерна или части зерна) и до тел мине-

ральных формаций. Информация о генезисе заложена в форме и анатомической картине минеральных тел. Анатомическую картину минеральных тел (структуру и текстуру) получают объемными исследованиями кристаллов и агрегатов, а для сложных и крупных минеральных тел – минералогическим картированием. Фундаментальной основой генетической минералогии является онтогенез минералов.

Библ. 2.

УДК 554.41(470.5)

Сравнительный анализ ассоциаций акцессорных минералов в гидротермальных сульфидных отложениях и продуктах их субмаринного гипергенеза. Масленников В. В., Масленникова С. П., Хадисов М. Б. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Рассмотрены варианты эволюции акцессорных минералов при субмаринном гипергенезе рудокластитов в колчеданных месторождениях разных рудно-формационных типов. Установлено нарастание роли халькофильных (Pb, Cu, Zn) и благородных (Au, Ag) металлов по сравнению с сидерофильными (Fe, Co, Ni) в ряду от серноколчеданных и медноколчеданных продуктов субмаринного гипергенеза обломочных сульфидных отложений к колчеданно-полиметаллическим. По мере нарастания «зрелости» субмаринного гипергенеза сульфидных рудокластитов наиболее отчетливо проявлена смена дисульфидной, теллуридной и арсенидной минерализации сульфидной и сульфосольной, с соответствующим уменьшением в минералах отношения восстановленных ионов серы, теллура и мышьяка к сумме металлов. Обнаруженные тенденции субмаринного гипергенного минералообразования «нарушались» гидротермальными и метаморфическим преобразованиями сульфидных отложений.

Библ. 9.

УДК 004(282.256.166.26)

Информационное обеспечение проведения электронно-микроскопических исследований в центре коллективного пользования Института минералогии УрО РАН. Теленков О. С., Котляров В. А., Нерослов Ю. М. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. ИМин УрО РАН, 2009.

Приводится описание программного обеспечения для сбора, хранения и последующего использования данных электронно-микроскопических исследований в составе корпоративной информационной системы Института минералогии УрО РАН, реализованной на основе web-сервисов. Предложена реализация единой системы оформления заказов, передачи их в лабораторию и получения результатов аналитических измерений в распределенном центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества в УрО РАН.

Илл. 4. Библ. 4.

УДК 552.322(480)

Минералого-геохимическая характеристика пегматитовой жилы Люмаки, Финляндия. Брисюк А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Приведены результаты исследования пегматитовой жилы Люмаки в Финляндии, вмещающей одноименное месторождение бериллов. Рассчитана температура кристаллизации для графической зоны – 633 °С, для блоковой – 573 °С, давление во время кристаллизации графической зоны составило >10 кб, во время кристаллизации блоковой ≈ 3.5 кб. Процесс образования миарольных ассоциаций происходил позже во времени, и миаролы, возможно, наложенные. Распределение Rb, Sr и Ba в калиевых полевых шпатах по простиранию жилы показывает,

что ее восточная часть менее дифференцирована, чем западная, следовательно, последняя является более продуктивной на камнесамоцветное сырье.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 551.215:552.322.2(571.54/.55)

Условия образования турмалиновой минерализации в пегматитовых жилах Малханского месторождения, Восточное Забайкалье. Дмитриева А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Изучены газово-жидкие включения в зональных турмалинах из миароловых пегматитов Малханского месторождения (Восточное Забайкалье). Показаны особенности изменений состава и концентраций минералообразующих растворов, температур гомогенизации, плотности и давления флюида в процессе формирования миарол. Сравнительный анализ данных термо- и криометрии может способствовать выяснению условий образования турмалина в данных пегматитах.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 552.322.2:553.064(517.3)

Полевые шпаты зонального Мандальского поля редкометальных пегматитов (Хангай, Центральная Монголия). Тимко Е. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Исследованы структурные характеристики полевых шпатов материнских биотитовых гранитов и связанных с ними пегматитовых жил четко зонального Мандальского редкометального поля (Хангай, Центральная Монголия). Установлено, что калиевый полевой шпат гранитов и всех типов пегматитов близок к максимально упорядоченному микроклину. Наблюдается последовательное увеличение концентрации Al в первой позиции тетраэдра калиевого полевого шпата от внутригранитных шлировых пегматитов к лепидолит-альбитовым (t_1 изменяется от 0.917 до 1), что коррелируется с падением температуры минералообразования в жилах по мере их удаления от контакта с гранитами и с усилением, в этом же направлении, роли летучих компонентов в формировании пегматитов.

Табл. 1. Библ. 4.

УДК 552.322.2:553.064(517.3)

Калиевые полевые шпаты гранитов и пегматитов Дунгурхинского массива (Монгольский Алтай, Республика Монголия). Цыро Н. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Изучались структурные характеристики калиевых полевых шпатов (КПШ) главной и дополнительной фаз гранитов, а также бериллоносных пегматитов Дунгурхинского массива Монгольского Алтая. Полученные результаты показывают, что КПШ гранитов и пегматитов по степени упорядоченности отвечают максимальному микроклину. Значения триклинной упорядоченности изменяются в интервале 0.78–0.99; степень моноклинности от 0.8 до 0.93, а концентрация алюминия в первой позиции тетраэдра 0.84–0.96. Процент содержания ортоклаза последовательно уменьшается от 92 % в КПШ гранитов первой фазы, до 82–87 % в мелкозернистых мусковитовых гранитах и 77 % в блоковом КПШ пегматитов. Высокая упорядоченность КПШ гранитов и их производных, по-видимому, связана с высокой насыщенностью исходного расплава летучими компонентами, о чем свидетельствует обилие слюд и турмалина в

гранитах и пегматитах. Второй причиной, вероятно, являлась относительно низкая температура кристаллизации расплавов.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 549.753.11+552.321.6(517.3)

О фазовом составе обогащенного легкими редкоземельными элементами тонкодисперсного микротрещинного вещества в шпинелевом лерцолите из ксенолита в щелочных базальтах палеовулкана Шаварын Царам (Монголия). Леснов Ф. П., Козьменко О. А., Томиленко А. А., Дребущак В. А., Фомина Л. Н. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Исследован фазовый состав тонкодисперсного микротрещинного вещества, выявленно-го в шпинелевом лерцолите из ксенолита в щелочных базальтах палеовулкана Шаварын Царам. Ранее было установлено, что это вещество обогащено легкими редкоземельными элементами, легко выщелачивается в разбавленной HCl и содержит фосфор и кальций, между содержаниями которых установлена значимая положительная корреляция. Последнее свидетельствует о том, что в тонкодисперсном веществе присутствует апатит. По данным газохроматографического и термогравиметрического анализов определено, что апатит представлен промежуточной разновидностью между гидроксилapatитом и карбонатапатитом. Предполагается, что тонкодисперсное апатитсодержащее вещество отлагалось выделявшимися из базальтов флюидами при их инфильтрации по микротрещинам ультрамафитового ксенолита.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 552.323.6 (571.56)

Петрографические и петрохимические особенности кимберлитов северо-западной Якутии. Сайчук О. Н., Чернышов А. И. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе рассмотрены результаты петрографического и петрохимического исследования кимберлитовых пород Дюкенского и Ары-Мастахского полей расположенных в северо-западной части республики Саха (Якутия). Установлено, что вещественный состав кимберлитовых пород на исследуемых полях отражает специфику процессов дифференциации мантийных источников, из которых они образовались.

Илл. 1. Библ. 2.

УДК 553.86:552.321.5:551.52(517.1)

Распределение главных компонентов в цирконах из пород ультрамафит-мафитового комплекса Юго-Западной Тувы. Ойдуп Ч. К., Леснов Ф. П., Королюк В. Н. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Исследован химический состав акцессорных цирконов из габброидов, а также из клинопироксенитов, горнблендитов и дайковых плагиогранитов, слагающих Хаялыгский и Бирдагский ультрамафитовые массивы, которые относятся к раннепалеозойскому внутриплитному ультрамафит-мафитовому комплексу Юго-Западной Тувы. Концентрации ZrO₂ в изученных образцах составляют от 64.7 до 67.4 мас. %, HfO₂ – от 0.85 до 1.55 мас. %, SiO₂ – от 31.9 до 33.3 мас. %. Значения параметра ZrO₂/HfO₂ изменяются от 41.9 до 78.1. В отдельных кристаллах циркона установлена примесь Ce, Y, а также P, Ca, Al и Fe. Наблюдается тенденция обратной зависимости между содержаниями ZrO₂ и HfO₂. Минерал из амфиболовых габбро представлен двумя разновидностями – с пониженным и повышенным количеством ZrO₂. Минерал из горнблендитов демонстрирует заметный разброс по HfO₂ при почти постоянном количестве ZrO₂. Цирконам из плагиогранитов свойственны относительно повышенные содержания HfO₂

и пониженные – ZrO_2 . Наблюдаемые различия концентраций ZrO_2 и HfO_2 в цирконах, а также вариации параметра ZrO_2/HfO_2 , как предполагается, обусловлены химической зональностью их кристаллов.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 10.

УДК 553.2(517.1)

Особенности формирования офиолитов Восточной и Южной Тувы Котляров А. В., Симонов В. А. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Проведенные исследования позволили установить характерные особенности формирования офиолитов Восточной и Южной Тувы. Наличие дайковых базальтовых комплексов типа «дайка в дайке» прямо свидетельствует о процессах растяжения, характерных для зон спрединга. Петрохимические и геохимические данные говорят о сложной истории развития магматических систем от обогащенных плюмовых к примитивным типа N-MORB. Офиолиты Восточной Тувы формировались в условиях окраинного моря в ассоциации с островодужными системами. Именно с этим окраинным бассейном связано развитие Кызыл-Таштыгского палеогидротермального рудного поля. Для офиолитов Южной Тувы характерна более развитая система с расколом пассивной континентальной окраины и формированием рифтогенного бассейна с типичной океанической корой.

Библ. 7.

УДК 551.2:552.3:553.411(235.223)

Геохимические особенности макаровско-орешковского вулканического комплекса Амыло-Сыстыгхемского золотоносного узла, Западный Саян. Монгуш А. А., Хураган Ч. М. // *Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Формирование макаровской и орешковской толщ происходило в обстановке морфоструктурно слабодифференцированного океанического или морского бассейна. На это указывает существенно тонкообломочный характер осадочных пород этих толщ. Субвулканические породы основного состава по петрохимическому и геохимическому составу идентичны эффузивным базальтам и, очевидно, представляют собой подводящие каналы эффузивных базальтов. Кислые субвулканиды, вероятно, являются продуктами более фракционированной части базитовых расплавов. Данные о геохимическом составе вулканитов макаровско-орешковского комплекса свидетельствуют в пользу формирования этих пород в геодинамической обстановке океанического или окраинно-морского бассейна.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 552.124:553.068(477.61/.62:470.65)

Минеральные новообразования в конкрециях-септариях как возможные генетические и поисковые признаки полиметаллических рудных тел. Зарицкий П. В. // *Металлогения древних и современных океанов. Модели рудообразования и оценка месторождений*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В наиболее распространенных карбонатных конкрециях-септариях широко развиты вторичные минеральные образования: сернистые и им подобные, карбонаты, силикаты, сульфаты, оксиды. По нашему мнению, их образование связано с позднедиагенетическим перераспределением химических элементов (Pb, Cu, Zn, S, Ba, Ca, Si, Al и др.) и никакого отношения к гидротермальным процессам не имеет. Поэтому ссылки ряда исследователей у нас и за рубежом (Польша) на использование этих минералов как «типично гидротермальных» в качестве поискового признака на полиметаллические рудные тела безосновательны. За прошедшее время с нашей дискуссии с польскими авторами (60–е гг. XX в.) никакие полиметаллические ме-

сторождения не открыты и не могли быть открыты в силу некорректного представления о происхождении вторичной минерализации в конкрециях-септариях. Таким образом, выяснение генетической природы минеральных новообразований в контракционных трещинах конкреций-септарий, помимо чисто теоретического значения для установления источника рудных элементов, геохимической обстановки и участия тяжелых металлов в миграции вещества в позднем диагенезе, в ряде случаев может оказаться полезным и при решении практических вопросов, в частности, при поисках полиметаллического оруденения.

Библ. 7.

УДК 553.8(282.247.42)

Урал как один из геммологических центров Древнего мира. Копырин И. С. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Установлено, что древние уральцы использовали самоцветное и камнецветное сырье различных геммологических формаций (естественных совокупностей месторождений и проявлений самоцветного и камнецветного сырья, образовавшихся на определенных стадиях развития подвижных поясов и платформ, в генетической связи с геологическими и рудными формациями), как экзогенной, так и эндогенной генетической серии, расположенных на территории Урала, других районов страны и зарубежья.

Приводится кадастр камнецветного и самоцветного сырья, используемого древним населением Урала для изготовления изделий (по культурам и периодам). Выделены геммологические формации, сырье которых применялось в изделиях древних обществ Уральского региона.

Табл. 2. Библ. 8.

УДК 551.1:553.57(282.247.42)

Глинское месторождение пестроцветных яшм (Средний Урал). Орехова А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе рассмотрены яшмы Глинского месторождения на р. Реж, указаны размеры тел яшм и условия их залегания. В одной из точек на берегу р. Глинка в яшмах обнаружены раковины радиолярий *Entactinosphaera Foreman* и *Entactinia Foreman* фаменского яруса верхнего девона.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 553.9(234.853)

Петрохимические особенности рифейских углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев (Южный Урал). Сначев В. И., Сначев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

На основании петрогеохимического анализа углеродистых отложений юшинской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит докембрия установлено, что все они относятся к низкоуглеродистому типу, принадлежат терригенно-углеродистой формации и образовались в пределах прибрежно-морских и, реже, мелководных бассейнов. В машакское время осадочный бассейн был более глубоководный, чем в зигальгинское. Для углеродистых отложений зигальгинской и машакской свит существовали разные источники привноса терригенного материала, отличные не только по химическому составу, но и по направлению движения.

Илл. 2. Библ. 7.

УДК 550.41:553.9(470.5)

Палеогеографические условия и рудоносность углеродистых отложений чулаксайской свиты (Восточно-Уральская мегазона). Сначев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Описан геологический разрез углеродистых отложений чулаксайской свиты и проведена реконструкция палеогеографических условий их формирования. Показано, что углеродистые сланцы и кварциты чулаксайской свиты относятся к кремнисто-углеродистой формации и накапливались в обстановке с минимальным привнесом терригенной примеси, возможно на некотором удалении от береговой линии, а углеродисто-хлорит-кремнистые и серицит-хлоритовые сланцы – к карбонатно-углеродистой и терригенно-углеродистой и отлагались в прибрежно-мелководных условиях. Штуфное и бороздвое опробование показало содержания золота, палладия и платины, не превышающие 0.01 г/т.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 552.31:553.9(235.31)

Петрохимия сланцевых и алевролитно-песчаных пород погорюйской свиты верхнего рифея Енисейского кряжа. Кожевых И. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Рассмотрены главные петрохимические характеристики глинисто-сланцевых и алевролитно-песчаных пород погорюйской свиты верхнего рифея Енисейского кряжа. Полученные данные могут служить одним из критериев стратиграфической диагностики осадочных слоев и комплексов, вскрываемых бурением нефтепоисковых скважин, и тем самым способствовать лучшему пониманию структуры и нефтегазового потенциала разведываемых территорий по западной окраине Сибирской платформы.

Библ. 4.

УДК 552.57:553.2(470.41)

Геохимические особенности визейских углей Татарстана в связи с возможностью выявления скрытых форм оруденения. Исламов А. Ф. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Исследованы РЗЭ, торий и селен в визейских углях Татарстана. Определены формы нахождения этих элементов в неорганическом веществе углей. По результатам анализа корреляционных связей определено, что селен и торий находится в минеральном веществе углей, во втором случае в виде органических комплексов, где возможным концентратором является гумусовые кислоты. Показано, что в большинстве случаев РЗЭ, торий и селен, характеризующиеся положительной корреляцией с фосфором, находятся в углях в минеральных фазах пелитовой размерности – аутигенных РЗЭ-фосфатах. Установлено, что формы нахождения редких элементов в углях могут меняться в зависимости от стадии углеобразования. Например, в нематоморфизованных залежах селен нередко находится в органической части вещества, в метаморфизованных – в виде минеральных фаз.

Библ. 4.

УДК 552.578(477.53)

Геологическое строение, физико-литологическая характеристика продуктивных горизонтов среднего карбона Яблунковского месторождения. Латышев С. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе проводится изучение геологического строения и физико-литологических характеристик продуктивных горизонтов среднего карбона Яблунковского НГКМ. На примере продуктивных горизонтов М-7 московского яруса и Б-6 башкирского яруса показана эффективность разработки вязкой нефти горизонтальными скважинами. Оценена целесообразность проводки горизонтальных скважин для эксплуатации продуктивных горизонтов М-5в и М-6 московского яруса.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 622.7:622.357.6(470.55/.58)

Рекомендации к технологии получения высокочистых кварцевых концентратов. Насыров Р. Ш. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

По результатам обзора технологических операций производства кварцевых концентратов и их анализа изложены рекомендации по повышению химической чистоты кварцевых концентратов: 1) для получения особо чистых кварцевых концентратов создавать узкие метрические фракции порошков и использовать более крупные фракции порошков из гранулированного кварца или более мелкие из жильного кварца; 2) минеральные включения из кварцевых порошков извлекать путем их термической агломерации при температуре 1350 °С.

Илл. 3. Библ. 3.

УДК 550.46(234.853)

Осадкообразование в водотоках под воздействием отходов обогащения колчеданных руд (Карабашская геотехническая система, Южный Урал). Аминов П. Г., Лонщакова Г. Ф. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Выполнено опробование воды и донных отложений в различных по уровню техногенной нагрузки водотоках Карабашской геотехнической системы. Проведен расчет форм нахождения металлов в естественных водах и коэффициентов насыщения минеральных фаз, которые говорят о потенциальной минералообразующей способности природно-техногенных вод. Исследован химический и минеральный состав донных отложений, а также проведены экспериментальные работы по определению потенциальных форм нахождения металлов в них методом постадийных экстракций. Проведено сравнение полученных данных с результатами эксперимента по взаимодействию воды с высокосульфидными отходами обогащения руд, что позволило сделать выводы об особенностях осадконакопления в поверхностных водотоках, испытывающих воздействие как отходов обогащения, так и продуктов их окисления.

Библ. 8.

УДК 550.46(234.853)

Первые данные о геохимии и палеоэкологии донных отложений озера Иткуль (Южный Урал). Масленникова А. В., Удачин В. Н., Дерягин В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

Приведены первые сведения о составе спорово-пыльцевых спектров голоцена озера Иткуль на Южном Урале. Выполнена корреляция с колонками соседнего озера и произведено разделение интервала на палинозоны. Микроэлементный состав верхнего 20-сантиметрового интервала характеризуется накоплением типоморфных для выбросов предприятия по выплавке никеля элементов (Cu, Zn, Ni, Cd, Sb, Pb, Bi) с коэффициентами обогащения от 1.76 до 10.02. Хорошее соответствие изменений палеоклиматов и микроэлементов в донных отложениях установлено для отношений La/Yb и Ce/Y.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 4.

УДК 552.322.2:551.243.8(234.853)

Пегматиты докембрийских рифтогенных шовных зон как полигенные и полихронные образования (на примере Уфалейского метаморфического комплекса). Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009.

В работе рассмотрены состав и минералого-геохимические особенности редкоземельных, редкометальных, слюдоносных, керамических и хрусталеносных пегматитов, слагающих Уфалейский метаморфический комплекс, показан их полигенный и полихронный генезис. Приведены этапы и последовательность формирования различных пегматитов, и их генетическая связь с заложением рифтов в докембрии на древнем платформенном основании и дальнейшим образованием, развитием и закрытием океанических структур завершившихся коллизионными процессами, сформировавшими современный пестрый облик Уфалейского метаморфического комплекса.

Библ. 10.

Оглавление

Часть 1. Общие проблемы металлогении	5
<i>Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В.</i> Эволюция ядра и силикатных оболочек Земли в процессе ее гетерогенной аккумуляции	5
<i>Симонов В. А., Масленников В. В.</i> Условия формирования интрузивных комплексов в районах активного действия гидротермальных рудообразующих систем Центральной Атлантики.....	9
<i>Мелекесцева И. Ю.</i> Обзор новых гидротермальных полей с сульфидными рудами в Мировом океане	13
<i>Густайтис А. Н., Наркевский Е. В.</i> Поиск районов гидротермального рудообразования в океанах с помощью гидрофизического метода.....	21
<i>Зарицкий П. В.</i> Конкреции как полезные ископаемые и поисковые признаки оруденения	25
<i>Али А., Овчаров С. А., Хан С., Сайид М.</i> Геологическое строение, тектоника и полезные ископаемые Пакистана.....	27
<i>Жданов А. В.</i> Металлогеническая позиция комплексных золото-урановых месторождений Северо-Востока России.....	29
<i>Чекалин В. М.</i> К вопросу о металлогении северо-западной части Рудного Алтая.....	33
<i>Неволько П. А., Борисенко А. С.</i> Этапы формирования золотого и сурьмяного оруденения Енисейского кряжа и их корреляция с периодами проявления магматизма	37
<i>Третьякова И. Г., Борисенко А. С., Лебедев В. И.</i> Гидротермальное кобальтовое оруденение АССО: возраст и связь с магматизмом	42
Часть 2. Модели и условия рудообразования	46
<i>Оболенский А. А., Гущина Л. В.</i> Компьютерное термодинамическое моделирование процессов гидротермального рудообразования минеральных месторождений (прикладные аспекты).....	46
<i>Масленников В. В., Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю.</i> Физико-химическое моделирование минералообразования при субмаринном гипергенезе сульфидно-серпентинитовых обломочных отложений.....	50
<i>Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю.</i> Физико-химическое моделирование процессов тальк-карбонатного метасоматоза серпентинитов	54
<i>Артемьев Д. А., Анкушева Н. Н.</i> Типы и условия образования офикальцитов из рудоносных систем Главного Уральского разлома.....	59
<i>Симонов В. А., Шилова Т. В., Масленников В. В., Джонассон И. Р.</i> Флюидные включения в минералах «черных курильщиков» Галапагосского рифта, Тихий океан.....	64
<i>Молошаг В. П.</i> Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала	67
<i>Брусницын А. И.</i> Геологические модели формирования осадочных месторождений марганца	69
<i>Кислов Е. В.</i> Эмпирическая геолого-генетическая модель формирования платино-металльно-медно-никелевого оруденения в рифейских ультрамафит-мафитовых комплексах	75

<i>Бадмацыренова Р. А.</i> Модель формирования ильменит-титаномагнетитовых месторождений на примере Арсентьевского массива (Западное Забайкалье).....	79
<i>Каменихин Н. Т.</i> Геохимическая модель гидротермального оруденения для решения теоретических и прикладных задач	82
Часть 3. Оценка золотоносных площадей	86
<i>Зайков В. В.</i> Геолого-минералогические исследования и оценка золоторудных месторождений.....	86
<i>Куричная У. Н.</i> Геология и перспективы рудоносности восточных флангов Еловского золоторудного поля (Центральная Камчатка).....	91
<i>Макишаков А. С., Кравцова Р. Г.</i> Оценка геохимических аномалий при прогнозе и поисках золото-серебряной минерализации по потокам рассеяния (северо-восток России).....	95
<i>Анкушев М. Н., Юминов А. М., Котляров В. А.</i> Золото Восточной зоны участка Лисьи горы (Южный Урал).....	99
<i>Рогозина Ю. И., Кравцова Р. Г.</i> Формы нахождения золота в потоках рассеяния и их использование при поисках золото-серебряной минерализации, Северное Приохотье	103
<i>Балабеков Р. Э.</i> Изучение геохимической зональности Самур-Курахского междуречья (Горный Дагестан) в связи с поисками цветных и благородных металлов.....	108
<i>Кунц Н. А.</i> Изучение мелкого золота в дальних ореолах рассеяния.....	110
<i>Коськин И. Н.</i> Анализ геохимического поля листа Госгеолкарты К-38-Г.....	112
<i>Павлова В. О.</i> Оценка самородного золота как один из кондиционных показателей россыпных месторождений.....	115
Часть 4. Месторождения благородных и редких металлов	119
<i>Мурзин В. В.</i> Типы золотого оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала и проблемы их генезиса.....	119
<i>Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Монгуш А. А., Кужугет Р. В.</i> Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома.....	123
<i>Анкушева Н. Н., Зайков В. В.</i> Физико-химические условия формирования золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения (Тува)	127
<i>Чернова А. Д., Зорина Л. Д., Горбачева С. А., Прокофьев В. Ю.</i> Геохимические особенности лантаноидов в карбонатах золоторудных жил месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия)	131
<i>Мурдасова М. В.</i> Геохимические особенности группы золоторудных Контрольных месторождений (Учалинский район).....	134
<i>Герасимчук О. Л.</i> Условия зонального рудообразования Елено-Таврикульской структуры, Енисейский кряж	136
<i>Колесникова М. К., Ковалев К. Р., Наумов Е. А., Калинин Ю. А., Королюк В. Н.</i> Минеральные парагенезисы и типоморфизм минералов на золото-сульфидном месторождении Большевик в Восточном Казахстане.....	140
<i>Тимкина А. Л.</i> Флюидный режим формирования Васильковского золото-сульфидно-кварцевого месторождения (Казахстан).....	144

<i>Чернышов Н. М., Альбеков А. Ю., Чернышова М. Н., Абрамов В. В.</i> Основные критерии и этапность работ по прогнозированию и поискам золотоплатинометалльных руд тимского типа черносланцевой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия)	147
<i>Леснов Ф. П.</i> Степень частичного плавления мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит)	151
<i>Ретюнина А. В.</i> Минералого-петрографические особенности рифа Меренского, Бушвельдский комплекс (Южная Африка)	153
<i>Крайнев Ю. Д.</i> Алмазонасность кимберлитовых даек и аллювиальных отложений Лесной Гвинеи (Западная Африка)	157
<i>Михайлов В. И.</i> Распределение редкоземельных и редких элементов в массивах Li-F гранитов на примере Вознесенского рудного узла в Приморье	163
<i>Калайгорода А. К.</i> Особенности минерального состава редкометалльных продуктивных пород (на примере Мазуровского комплексного Zr-Nb-Ta месторождения, Украина)	165
Часть 5. Месторождения цветных и черных металлов	168
<i>Чакрабартти С. К., Гош А. К., Упрети Б. Н., Бахарани М. Л.</i> Свинцово-цинковое оруденение в Высоких Гималаях Непала	168
<i>Щеглов В. И.</i> Урупское медноколчеданное месторождение как полигон учебной геологоразведочной практики	173
<i>Масленников В. В., Масленникова С. П.</i> О типохимизме субмаринных гипергенных сульфидов (на примере колчеданных месторождений Урала)	177
<i>Симонов В. А., Ковязин С. В., Масленников В. В.</i> Физико-химические параметры магматических систем на Валенторском колчеданном месторождении (Северный Урал)	184
<i>Сафина Н. П., Ярославцева Н. С.</i> Характеристика околорудных отложений Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал)	186
<i>Коровко А. В., Молошаг В. П., Сапожникова Е. В.</i> Некоторые особенности позиции и строения Султановского колчеданного месторождения (Южный Урал)	191
<i>Юминов А. М., Зайков В. В.</i> Никольское месторождение серебряно-медных руд (Южный Урал)	194
<i>Блинов И. А., Белогуб Е. В., Новоселов К. А.</i> Находка гипергенного галенита на Верхне-Аршинском месторождении (Ю. Урал)	197
<i>Паленова Е. Е.</i> Минералогия свинца в окисленных рудах месторождения Шаймерден (Казахстан)	201
<i>Аптиева Е. Р., Масленников В. В., Жуков И. Г.</i> Тектурные типы руд Варваринского золото-медно-скарнового месторождения, Казахстан	203
<i>Прокопьев И. Р., Борисенко А. С., Изох А. Э., Наумов Е. А.</i> Минералого-петрографические особенности медно-никелевого месторождения Максут (Восточный Казахстан)	205
<i>Светлицкая Т. В.</i> Минеральные парагенезисы сульфидных руд Чайского медно-никелевого месторождения (Северное Прибайкалье)	210

<i>Леснов Ф. П., Степин А. Г., Якимов Л. И.</i> Об аварите из ультрамафитов Чайского никеленосного мафит-ультрамафитового массива (Северное Прибайкалье)	214
<i>Соснин Е. П.</i> Медистые верхнепермские песчаники Прикамья и перспективы их использования	216
<i>Дашкевич Е. Г., Хоа Ч. Ч., Неволько П. А.</i> Минеральный состав руд сурьмяных месторождений Северного Вьетнама	218
<i>Холоднов В. В., Шагалов Е. С.</i> Магматизм и условия образования титаномагнетит-ильменитовых и скарново-магнетитовых месторождений в рифей-венд-палеозойских рифтовых структурах Урала	221
<i>Назимова Е. С.</i> Характеристика платиноносности хромититового горизонта UG-2, Восточный Бушвельд, Ю. Африка	225
<i>Савельев Д. Е., Бажин Е. А., Сначев В. И.</i> Петрографические признаки тектонического течения при образовании хромитовых руд	230
<i>Старикова Е. В., Кулешов В. Н.</i> Механизм формирования кутнагоритов фаменской марганценовой формации Пай-Хоя на основании минералогических и изотопных данных	234
<i>Аюпова Н. Р.</i> Змеиногорское марганцевое месторождение (Миасский рудный район, Южный Урал)	239
Часть 6. Актуальные геолого-минералогические исследования	244
<i>Попов В. А.</i> Объекты исследования генетической минералогии	244
<i>Масленников В. В., Масленникова С. П., Хадисов М. Б.</i> Сравнительный анализ ассоциаций акцессорных минералов в гидротермальных сульфидных отложениях и продуктах их субмаринного гипергенеза	247
<i>Теленков О. С., Котляров В. А., Нерослов Ю. М.</i> Информационное обеспечение проведения электронно-микроскопических исследований в центре коллективного пользования Института минералогии УрО РАН	251
<i>Брисюк А. В.</i> Минералого-геохимическая характеристика пегматитовой жилы Люмаки, Финляндия	255
<i>Дмитриева А. С.</i> Условия образования турмалиновой минерализации в пегматитовых жилах Малханского месторождения, Восточное Забайкалье	260
<i>Тимко Е. Ю.</i> Полевые шпаты зонального Мандальского поля редкометалльных пегматитов (Хангай, Центральная Монголия)	265
<i>Цыро Н. А.</i> Калиевые полевые шпаты гранитов и пегматитов Дунгурхинского массива (Монгольский Алтай, Республика Монголия)	268
<i>Леснов Ф. П., Козьменко О. А., Томиленко А. А., Дребуцак В. А., Фомина Л. Н.</i> О фазовом составе обогащенного легкими редкоземельными элементами тонкодисперсного микротрещинного вещества в шпинелевом лерцолите из ксенолита в щелочных базальтах палеовулкана Шаварын Царам (Монголия)	270
<i>Сайчук О. Н., Чернышов А. И.</i> Петрографические и петрохимические особенности кимберлитов северо-западной Якутии	273
<i>Ойдуп Ч. К., Леснов Ф. П., Королюк В. Н.</i> Распределение главных компонентов в цирконах из пород ультрамафит-мафитового комплекса Юго-Западной Тувы	276
<i>Котляров А. В., Симонов В. А.</i> Особенности формирования офиолитов Восточной и Южной Тувы	281

<i>Монгуш А. А., Хураган Ч. М.</i> Геохимические особенности макаровско-орешского вулканического комплекса Амыло-Сыстыгхемского золотоносного узла, Западный Саян	284
<i>Зарицкий П. В.</i> Минеральные новообразования в конкрециях-септариях как возможные генетические и поисковые признаки полиметаллических рудных тел.....	288
<i>Копырин И. С.</i> Урал как один из геммологических центров Древнего мира.....	290
<i>Орехова А. В.</i> Глинское месторождение пестроцветных яшм (Средний Урал).....	295
<i>Сначев В. И., Сначев А. В.</i> Петрохимические особенности рифейских углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев (Южный Урал)	296
<i>Сначев А. В.</i> Палеогеографические условия и рудоносность углеродистых отложений чулаксайской свиты (Восточно-Уральская мегазона).....	301
<i>Кожевых И. А.</i> Петрохимия сланцевых и алевроито-песчаниковых пород погорюйской свиты верхнего рифея Енисейского кряжа.....	307
<i>Исламов А. Ф.</i> Геохимические особенности визейских углей Татарстана в связи с возможностью выявления скрытых форм оруденения.....	309
<i>Латышев С. Е.</i> Геологическое строение, физико-литологическая характеристика продуктивных горизонтов среднего карбона Яблунковского месторождения (Украина).....	312
<i>Насыров Р. Ш.</i> Рекомендации к технологии получения высокочистых кварцевых концентратов	316
<i>Аминов П. Г., Лонцакова Г. Ф.</i> Осадкообразование в водотоках под воздействием отходов обогащения колчеданных руд (Карабашская геотехническая система, Южный Урал).....	319
<i>Масленникова А. В., Удачин В. Н., Дерягин В. В.</i> Первые данные о геохимии и палеоэкологии донных отложений озера Иткуль (Южный Урал)	324
<i>Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.</i> Пегматиты докембрийских рифтогенных шовных зон как полигенные и полихронные образования (на примере Уфалейского метаморфического комплекса)	327
Краткие сообщения	332
<i>Ардисламов Ф. Р., Савельев Д. Е.</i> Геологическое строение машакской свиты среднего рифея в пределах хребта Машак (Ю.Урал)	332
<i>Лях А. В., Леснов Ф. П.</i> Оценки площадного распространения ультрамафитов и габброидов в некоторых мафит-ультрамафитовых массивах складчатых областей	332
<i>Мельникова И. С.</i> Интерпретация геодинамической обстановки формирования лавовых потоков при подводных излияниях базальтов в Артемовском районе Свердловской области.....	335
<i>Михайлова Н. С.</i> Сравнительный анализ хромшпинелидов из древних шлаков поселений Аркаим и Аландское (Южный Урал)	335
<i>Петров В. Г.</i> Проблемы получения достоверных (представительных) проб при геохимических исследованиях (на примере золотых руд).....	336
<i>Орлов М. П., Чадченко А. В., Пирожок П. И., Кулбаков А. М.</i> Новые рудные объекты в минерально-сырьевой базе ОАО «Учалинский ГОК»	337
<i>Пирожок П. И., Чадченко А. В., Орлов М. П., Кулбаков А. М.</i> Юбилейная дата: 70 лет открытия Учалинского медноколчеданного месторождения.....	338

Content

Chapter 1. General problems of metallogeny	5
<i>Anfilogov V. N., Khachay Yu. V.</i> Evolution of core and silicate coverings of the Earth in the process of its heterogenic accumulation	5
<i>Simonov V. A., Maslennikov V. V.</i> Forming conditions of intrusive complexes in areas of active influence of hydrothermal ore forming systems of the Central Atlantic	9
<i>Melekestseva I. Yu.</i> A review of new discoveries of hydrothermal sulfide fields in the World Ocean	13
<i>Gustaytis A. N., Narkevsky E. V.</i> Searching of areas of hydrothermal ore formation in oceans with hydrophysical method	21
<i>Zaritsky P. V.</i> Concretions as mineral deposits and genetic and searching criteria of mineralization	25
<i>Ali A., Ovcharov S.A., Khan S., Sayid M.</i> Geological structure, tectonics and mineral deposits of Pakistan	27
<i>Zhdanov A. V.</i> Metallogenic position of complex Au-U deposits of the North-East of Russia	29
<i>Chekalin V. M.</i> Metallogeny of the north-western portion of the Rudny Altai	33
<i>Nevolko P. A., Borisenko A. S.</i> The stages of Au and Sb mineralization formation of the Yenisei ridge and their correlation with periods of magmatic activity	37
<i>Tretyakova I. G., Borisenko A.S., Lebedev V. I.</i> Hydrothermal cobalt mineralization of the Altai-Sayany fold belt: age and connection with magmatism	42
Chapter 2. Models and conditions of ore formation	46
<i>Obolensky A.A., Gushchina L. V.</i> Computer thermodynamic modeling of hydrothermal ore formation of mineral deposits: applied aspects	46
<i>Maslennikov V. V., Tretyakov G. A., Melekestseva I. Yu.</i> Physical-chemical modeling of mineral formation during submarine supergenesis of sulfide-serpentinite clastic ores	50
<i>Tretyakov G. A., Melekestseva I. Yu.</i> Physical-chemical modeling of processes of talc-carbonate alteration of serpentinites	54
<i>Artemyev D.A., Ankusheva N. N.</i> Types and forming conditions of opicalcites from ore-bearing systems of the Main Urals fault zone	59
<i>Simonov V. A., Shilova T. V., Maslennikov V. V., Jonasson I. R.</i> Fluid inclusions in «black smoker» minerals of the Galapagos ridge, Pacific Ocean	64
<i>Moloshag V. P.</i> Application of mineral composition for estimation of physical-chemical forming conditions of the Urals massive sulfide ores	67
<i>Brusnitsyn A. I.</i> Geological models of Mn sedimentary deposits formation	69
<i>Kislov E. V.</i> Empiric geological-genetic model of formation of Pt-Cu-Ni mineralization in the Rifean ultramafic-mafic complexes	75
<i>Badmatsyrenova R. A.</i> Model of formation of ilmenite-titanomagnetite deposits on the example of the Arsenyevsky massif, Western Transbaikalie	79
<i>Kamenikhin N. T.</i> Geochemical model of hydrothermal mineralization for solution of theoretical and applied tasks	82

Chapter 3. Estimation of gold-bearing areas	86
<i>Zaykov V. V.</i> Geological-mineralogical researches and estimation of gold-bearing areas	86
<i>Kurinnaya U. N.</i> Geology and perspectives of mineralization of the eastern flanks of the Elovskoye gold ore field, Central Kamchatka	91
<i>Makshakov A. S., Kravtsova R. G.</i> Estimation of geochemical anomalies under prognosis and searching of Au-Ag mineralization by dispersion flows, North-East of Russia	95
<i>Ankushev M. N., Yuminov A. M., Kotlyarov V. A.</i> Gold of the Eastern zone of the Lis'i Gory area, South Urals	99
<i>Rogozina Yu. I., Kravtsova R. G.</i> Gold in dispersion flows and its using for searching of Au-Ag mineralization, Northern Priokhotye	103
<i>Balabekov R. E.</i> Study of geochemical zoning of the Samur-Kurakh interfluve (Mountain Dagestan) in connection with searching of base and precious metals.....	108
<i>Kuntz N. A.</i> Searching of small gold in far dispersion aureoles.....	110
<i>Koskin I. N.</i> Analysis of geochemical field of the Gosgeolkarta K-38-I sheet	112
<i>Pavlova V. O.</i> Estimation of native fold as one of conditioned indicator of placers	115
Chapter 4. Precious and rare metals deposits	119
<i>Murzin V. V.</i> Gold mineralization types in alpine-type ultramafic rocks of the Urals and problems of their genesis	119
<i>Zaykov V. V., Melekestseva I. Yu., Kotlyarov V. A., Mongush A. A., Kuzhuget R. V.</i> The Aldan-Maadyr gold-bearing zone at the western flank of the Sayno-Tuva fault	123
<i>Ankusheva N. N., Zaykov V. V.</i> Physical-chemical forming conditions of gold-quartz veins of the Ulug-Sair deposit, Tuva	127
<i>Chernova A. D., Zorina L. D., Gorbachyeva S. A., Prokofyev V. Yu.</i> Geochemical peculiarities of lanthanoids in carbonates of gold-bearing veins from the Darasun deposit, Eastern Transbaikalie, Russia	131
<i>Murdasova M. V.</i> Geochemical peculiarities of the Kontrolnye gold deposits group, Uchaly region	134
<i>Gerasimchuk O. L.</i> Conditions of zonal ore formation of the Eleno-Tavrikul gold-bearing structure, Yenisei ridge.....	136
<i>Kolesnikova M. K., Kovalyev K. R., Naumov E. A., Kalinin Yu. A., Korolyuk V. N.</i> Mineral parageneses and typomorphism of minerals at the Bolshevik gold-sulfide deposit, Eastern Kazakhstan	140
<i>Timkina A. L.</i> Forming conditions of the Vasilkovskoye gold-sulfide-quartz deposit, Kazakhstan: fluid inclusion data.....	144
<i>Chernyshov N. M., Albekov A. Yu., Chernyshova M. N., Abramov V. V.</i> Principal criteria and stages of works on prognosis and searching of Au-Pt ores of the Timskoy type of black shale formation in the Voronezh crystalline massif, Central Russia.....	147
<i>Lesnov F. P.</i> Partial melting degree of mantle protolith under dunites formation from the Inaglinsky and Kondyersky Pt alkaline-ultramafic massifs, Aldan shield.....	151
<i>Retyunina A. V.</i> Study of mineralogical and petrographic peculiarities of the Merensky reef, Bushfeld complex, South Africa	153
<i>Kraynev Yu. D.</i> Diamond potential of kimberlite dykes and alluvial sediments of the Forest Guinea, Western Africa	157

<i>Mikhaylov V. I.</i> Rare earth and rare element distribution in Li-Fe granite massifs on the example of the Voznesensk ore field, Primorye.....	163
<i>Kalaygoroda A. K.</i> Mineral composition peculiarities of rare metal productive rocks on the example of the Mazurovo complex Zr-Nb-Ta deposit, Ukraine.....	165
Chapter 5. Base and ferrous metal deposits	168
<i>Chakrabarti C. K., Ghosh A. K., Upreti B. N., Baharani M.</i> A profile of zinc-lead deposit in the Higher Himalayas of Nepal	168
<i>Shcheglov V. I.</i> The Urup massive sulfide deposit as a polygon for educational geological practice	173
<i>Maslennikov V. V., Maslennikova S. P.</i> Typochemism of submarine supergene sulfides on the example of the Urals massive sulfide deposits	177
<i>Simonov V. A., Kovyazin S. V., Maslennikov V. V.</i> Physical-chemical parameters of magmatic systems at the Valentorsk massive sulfide deposit, North Urals	184
<i>Safina N. P., Yaroslavtseva N. S.</i> Characteristic of ore associated sediments of the Safyanovka copper-zinc massive sulfide deposit, Middle Urals	186
<i>Korovko A. V., Moloshag V. P., Sapozhnikova E. V.</i> Some peculiarities of location and structure of the Sultanovskoye massive sulfide deposit, South Urals.....	191
<i>Yuminov A. V., Zaykov V. V.</i> Mineralogy and forming conditions of the Nikolskoye ore field with Ag-Cu mineralization, South Urals.....	194
<i>Blinov I. A., Belogub E. V., Novosylov K. A.</i> Supergene galena from the Verkhne-Arshinskoye Pb-Zn deposit, South Urals	197
<i>Palenova E. E.</i> Mineralogy of lead in oxidized ores of the Shaymerden Zn deposit, Kazakhstan	201
<i>Aptikeev E. R., Maslennikov V. V., Zhukov I. G.</i> Ore textural types of the Varvarinskoe skarn gold-copper deposit, Kazakhstan	203
<i>Prokopyev I. P., Izokh A. E., Naumov E. A., Borisenko A. S.</i> Mineralogical-petrographic peculiarities of the Maksut Cu-Ni deposit, Eastern Kazakhstan	205
<i>Svetlitskaya T. V.</i> Mineral parageneses of sulfide ores of the Chayskoe Cu-Ni deposit, North Transbaikalie.....	210
<i>Lesnov F. P., Stepnin A. G., Yakimov L. I.</i> Avaruite from ultramafic rocks of the Chaysky Ni-bearing mafic-ultramafic massif, North Transbaikalie.....	214
<i>Sosnin E. P.</i> The Upper Permian copper sandstones of the Prikamye and their perspectives	216
<i>Dashkevich E. G., Khoa Ch. Ch., Nevolko P. A.</i> Mineral composition of ores of Sb deposits of the North Vietnam.....	218
<i>Kholodnov V. V., Shagalov E. S.</i> Magmatism and forming conditions of titanomagnetite-ilmenite and skarn-magnetite deposits of the Rifean-Vendian-Paleozoic ridge structures of the Urals	221
<i>Nazimova E. S.</i> Characteristic of Pt potential of the UG-2 chromite horizon, Eastern Bushveld, South Africa	225
<i>Savelyev D. E., Bazhin E. A., Snachyev V. I.</i> Petrographic features of tectonic streams under chromite ores formation	230
<i>Starikova E. V., Kuleshov V. N.</i> Mechanism of cutnagorite formation of the Famennian Mn-bearing formation of the Pai-Khoi: mineralogical and isotopic data	234
<i>Ayupova N. R.</i> Zmeinogorskoe manganese deposit, Miass ore district, South Urals	239

6. Actual geological and mineralogical researches	244
<i>Popov V. A.</i> Objects of research of genetic mineralogy	244
<i>Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Khadisov M. B.</i> Comparative analysis of accessory minerals associations in hydrothermal sulfide sediments and products of their submarine supergenesis	247
<i>Telenkov O. S., Kotlyarov V. A., Neroslov Yu. M.</i> Informational supply of electron microscope researches in the multi-access centre of the Institute of Mineralogy UB RAS	251
<i>Brisyuk A. V.</i> Mineralogical and geochemical characteristic of the Lyumaki pegmatite vein, Finland	255
<i>Dmitrieva A. S.</i> Forming conditions of tourmaline mineralization in pegmatite veins of the Malkhanskoye deposit, Eastern Transbaikalie.....	260
<i>Timko E. Yu.</i> Feldspars of the Mandalskoye zonal rare metal pegmatites field, Khangai, Central Mongolia	265
<i>Tsyro N. A.</i> Potassium feldspars from granites and pegmatites of the Dungurkhinsky massif, Mongolian Altai, Republic of Mongolia	268
<i>Lesnov F. P., Kozmenko O. A., Tomilenko A. A., Drebushchak V. A., Fomina L. N.</i> Phase composition of enriched in LREE fine dispersed microcracked mater in spinel lherzolite from xenolite in alkaline basalts of the Shavaryn Tsaram paleovolcano, Mongolia	270
<i>Saychuk O. N., Chernyshov A. I.</i> Petrographic and petrochemical peculiarities of kimberlites of the north-western Yakutiya	273
<i>Oydup Ch. K., Lesnov F. P., Korolyuk V. N.</i> Distribution of main components in zircons from ultramafic-mafic rocks of the South-Western Tuva.....	276
<i>Kotlyarov A. V., Simonov V. A.</i> Peculiarities of ophiolites formation of the Eastern and South Tuva.....	281
<i>Mongush A. A., Khuragan Ch. M.</i> Geochemical peculiarities of the Makarovsko-Oreshsky volcanic complex of the Amylo-Systygkhem gold-bearing field, Western Sayan	284
<i>Zaritsky P. V.</i> New mineral formations in concretions-septaria as possible genetic and searching indications of polymetallic ore bodies	288
<i>Kopyrin I. S.</i> The Urals as one of gemological centre of the Ancient World	290
<i>Orekhova A. V.</i> The Glinskoe deposit of colored jaspers, Middle Urals	295
<i>Snachyev V. I., Snachyev A. V.</i> Petrochemical features of the Rifean carbonaceous sediments of the northern portion of the Mayardak and Yamantau antiklinoriums, South Urals.....	296
<i>Snachyev A. V.</i> Paleogeographic conditions and mineralization of carbonaceous sediments of the Ulaksay series, East Urals megazone.....	301
<i>Kozhevykh I. A.</i> Petrochemistry of shale, aleuritic and sandstone rocks of the Upper Rifean Pogoryuyskaya series of the Yenisei ridge.....	307
<i>Islamov A. F.</i> Geochemical peculiarities of the Visean coals of Tatarstan and possible revealing of concealed forms of mineralization	309
<i>Latyshhev S. O.</i> Geological structure and physical-lithological characteristic of productive horizons of the Middle Carbon of the Yablunovskoye deposit, Ukraine	312
<i>Nasyrov R. Sh.</i> Recommendations on technology of obtaining of high purity quartz concentrates	316

<i>Aminov P. G., Lonshchakova G. F.</i> Sediment formation in water flows undergone by waste products of massive sulfide ore-dressing of the Karabash plant	319
<i>Maslennikova A. V., Udachin V. N., Deryagin V. V.</i> First data on geochemistry and paleoecology of the bottom sediments of the Itkul lake, South Urals	324
<i>Ogorodnikov V. N., Sazonov V. N., Polenov Yu. A.</i> Pegmatites of the Precambrian suture zones as polygenic and polychronous formations (on the example of the Ufalei metamorphic complex)	327
Brief reports	332
<i>Ardislamov F. R., Savelyev D. E.</i> Geological structure of the Middle Rifean Mashak series, Mashak ridge, South Urals	332
<i>Lyakh A. V., Lesnov F. P.</i> Estimation of areal spreading of ultramafic rocks and gabbroids in some mafic-ultramafic massifs of fold belts	332
<i>Melnikova I. S.</i> Interpretation of geodynamic environment of formation of submarine lava flows in the Artyem region, Sverdlovsk district	335
<i>Mikhaylova N. S.</i> Chromites in ancient slags of the South Urals	335
<i>Petrov V. G.</i> Problems of obtaining of reliable (representative) samples during geochemical researches (on the examples of gold ores)	336
<i>Orlov M. P., Chadchenko A. V., Pirozhok P. I., Kulbakov A. M.</i> New ore deposits in mineral base of the Uchaly ore mining and processing enterprise	337
<i>Pirozhok P. I., Chadchenko A. V., Orlov M. P., Kulbakov A. M.</i> Anniversary: 70 years of the discovery of the Uchaly massive sulfide deposit	338

Научное издание

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2009**

**МОДЕЛИ РУДООБРАЗОВАНИЯ
И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ**
Материалы Пятнадцатой научной молодежной школы

ЛР № 020764
от 29.03.1993 г.

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института минералогии
и НИСО УрО РАН

Компьютерная верстка Л. Б. Новокрещеновой
Корректор И. В. Синяковская

НИСО УрО РАН № 21(09). Подписано в печать 06.04.2008.
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская. Гарнитура Таймс.
Уч.-изд. л. 31.0. Усл. печ. л. 29.8. Тираж 250 экз.

Отпечатано в ООО «Геотур»
г. Миасс, Октября, 66