

посвященная минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов

> Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля

Екатеринбург 2013

Российская академия наук Уральское отделение Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральский государственный горный университет Уральское отделение Российского минералогического общества Уральский региональный петрографический совет Российский фонд фундаментальных исследований



УРАЛЬСКАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА - 2013

посвященная минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов

Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля

> Екатеринбург 2013

УДК 549.1

XIX Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2013» посвященная минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2013. 207 с.

Сборник посвящен некоторым общим вопросам минералогии, петрологии и рудообразования ряда геологических объектов России, ближнего и дальнего зарубежья.

Издан при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-06832 мол_г) и Уральского отделения Российской академии наук (грант № 13-1-МШ-163)

Редакционная коллегия: Коротеев В.А., академик РАН, советник РАН (ИГГ УрО РАН, УГГУ) Вотяков С.Л., академик РАН (ИГГ УрО РАН) Холоднов В.В., доктор геол.-мин. наук (ИГГ УрО РАН) Косарев Н.П., ректор (УГГУ) Суставов С.Г., канд. геол.-мин. наук (УГГУ) Аникина Е.В., канд. геол.-мин. наук (ИГГ УрО РАН) Пушкарев Е.В., канд. геол.-мин. наук (ИГГ УрО РАН) Шагалов Е.С., канд. геол.-мин. наук (ИГГ УрО РАН)

Фото на обложке: Карьер Соколовского месторождения, одного из крупнейших железо-скарновых месторождений мира

№ НИСО 41(13)

© Уральская минералогическая школа - 2013 © Авторы статей



Лиственит - яркий представитель метасоматических процессов. Берёзовское месторождение. Фото Шагалова Е.С. Образец любезно предоставлен Прибавкиным С.В.

Содержание

	Стр.
Абрамов С.С., Грознова Е.О. Метасоматические процессы при формировании золо-	1
торудного месторождения Урях (Бодайбинский район, Иркутская область)	6
Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Малюгин А.А. Гумешевское месторождение - от	10
древних времен до наших дней	12
Алексеев А.В., Чукреева М.В. Даиковые тела габоро и родингитов южной части	10
Берх-неивинского массива	19
Бажин С.А. Артлышский гранитный массив (западный склон гожного у рала)	21
в растонном обрамионии Рординского массира (Сронний Урад)	23
В восточном обрамлении тевдинского массива (Среднии у рал) Вазивое К. В. Малахое Ф. 4. О воли метосомотитов в процессе обворования сургма-	23
но-птутных и комплексных сурьмусолержащих месторожлений Зеравшано-Гис-	
сарского рулного пояса (Южный Тянь-Шань)	28
<i>Денисова Ю.В.</i> Особенности гранитоилов южной части Народо-Итьинского хреб-	
Ta	34
Заботина М.В., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Паленова Е.Е., Краснокутская А.В.	
Листвениты и березиты месторождения золота Ганеевское (Учалинский район,	
Башкортостан)	39
Зворыгина А.А. Минералогическая характеристика гранат-клинопироксеновых и	
гранат [лавсонит] - хлоритовых пород из "мафит-ультрамафитовой" единицы	
Максютовского комплекса	44
Кадебская О.И., Чайковский И.И. Современное минералообразование в пещере По-	
дарок (Оренбургская область)	49
Калинина Т.А., Кадебская О.И. Структурные особенности гипсовых пород пещеры	
Подарок (Оренбургская область)	56
Карнаухова О.М., Лооастов Б.М. Морфология кристаллов берилла на Изумрудных	50
Копях Урала	39
Кисин А.Ю. Роль метасоматических процессов в формировании руоиноносных	67
мраморов	02
нефпитов Б.Б., перфилова Сло. Минеральный состав и декоративные своиства нефпитов Кантегирского месторождения (Западный Саян)	68
Коновалова Е. В. Холоднов В. В. Рулоконтролирующая роль летучих компонентов	00
(F. Cl. S) при метасоматических преобразованиях гранитоилов, специализирован-	
ных на золото - сульфилно - кварцевое оруденение (на примере массивов Среднего	
и Южного Урала)	71
Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Новые горные породы и минералы из	
Ильменских гор	77
Левашова Е.В. Особенности состава метасоматического циркона и микровключе-	
ний в нем (Ястребецкое месторождение, Украинский щит)	81
Морозова А.В., Пушкарев Е.В. Минералогия экстремально богатых платиноидами	
хромититов Нижне-Тагильского дунит-клинопироксенитового массива	85
Мустафин С.К., Альмухаметов Р.Ф. Результаты рентгеноструктурного анализа	
природного и техногенного минерального сырья объектов Южного Урала	92
Никанорова Ю.Е., Шнюков С.Е., Лазарева И.И. Геохимические особенности мета-	
соматическои зональности линейных карбонатитовых комплексов Украинского	0.4
щита, сниссиского кряжа и воронежского кристаллического массива	94
онущиенок б.б., терехова А.б. позиции примесных атомов в структуре халько-	100
пирита	100

Перфилова О.Ю., Налобина С.С. Зональность гранатов в известковых скарнах	
Алексеевского месторожления (Северная Хакасия).	105
Пономалева Г А Плятиноилы в галогенных формациях Оренбуржья	110
Попое В 4 Метасоматог изи авление	112
Понов $D.71.$ Пистасоматоз как яблинисто и титоно но Глинском продрании изумрудо	112
Попов М.П., Бионой А.С. Минералы Титана на Глинском проявлении изумруда (Сполици Упол)	110
Потанов СС Источнова ОД Изобличи и учито образования (узая чито	110
потапов С.С., Червяцова О.Л. пеооычные минеральные образования (кальцито-	
вые спелеотемы) в Киндерлинской пещере (по результатам экспедиционных	104
работ 2013 г.)	124
Прибавкин С.В., Зинькова Е.А. Возраст образования и преобразования высокогли-	
ноземистых гнейсов Верхоловской копи (Средний Урал)	133
Рахимов И.Р. Петрогеохимические особенности нижнекаменноугольного базито-	
вого магматизма Магнитогорской мегазоны	137
Сивков М.Н., Кисин А.Ю. Типомофрные особенности паргасита Андрее-Юльевс-	
кой площади Кочкарского антиклинория (Южный Урал)	141
Степанов С.Ю., Алексеев В.И. Результаты исследования цинковых шпинелей с	
некоторых месторождений Южного Урала	144
Стрелеикая М.В., Киселева Д.В., Зайиева М.В. Оценка возможностей лазерного	
испарителя NWR-213 при анализе изотопных отношений на HR-MC-ICP-MS	
NEPTUNE PLUS	150
Суставов О А Микрозернистый квари в сульфилно-квариевой жиле из Шарташс-	100
кого гранитного карьера (г. Екатеринбург)	154
Суставов С Г. Огородициов В.Н. Шагалов Б.С. Главатских С.П. Особенности мор-	101
фалагии и состава минаралар группи и колумбита Сратлинского пагматиторого по-	
щологии и состава минералов группы колумойта Светлинского петматитового по-	156
T_{A}	150
Пинорекого продрамия	165
Липовскої о проявления	105
Феонок Г.С., Мочалов А.Д., Илвинский Ю.Ю. Геологическое исследование сопок	171
	1/1
Арамов А.А. Минералы зоны окисления Андреевского месторождения золота	174
(Южный урал)	1/4
Цыганков А.О. Минералогический состав лессов Беларуси (на примере отложений	1 = 0
Мозырской возвышенности)	179
Чащухин И.С. Соотношение магматизма, метаморфизма и метасоматоза при фор-	
мировании дунит-гарцбургит-лерцолитовых комплексов складчатых областей	181
Шагалов Е.С., Холоднов В.В. К вопросу о возрасте оруденения на редкометальном	
месторождении «Сибирка»: данные Th-U-Pb химического микрозондового дати-	
рования	187
Шуйский А.В. Экспрессная полуколичественная оценка цветовых характеристик	
минералов и других материалов (на примере малахита)	194
Шуйский А.В., Петров Т.Г. Малахит природный и промышленный. История, спо-	
соб, результат	197
Юбилей известного уральского ученого Г.Б. Ферштатера	204
Авторский указатель	206
1 ,	

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРЯХ (БОДАЙБИНСКИЙ РАЙОН, ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Абрамов С.С., Грознова Е.О.

Институт геологии рудных месторождений, минералогии, геохимии и петрографии РАН, г. Москва

Главной структурой рудного поля месторождения Урях является Сюльбанский разлом, следящийся на протяжении не менее 25 км и контролирующий золото-сульфидно-кварцевое оруденение позднепалеозойского возраста [4, 5]. Березиты и так называемое штокверковое золото-сульфидное орудение на месторождении Урях локализовано в непосредственной близости от Сюльбанского разлома и в виде узкой полосы прослеживаются с СЗ на ЮВ через все рудное поле [1]

Детально изучено развитие процессов метасоматизма на участке Ветвистый. Основную часть разреза этого участка занимают породы усть-келянской свиты. Это интенсивно дислоцированные метавулканогенные породы, с переслаиванием контрастных андезитовых и риолитовых членов. В разрезе отмечаются также интервалы сложенные согласными телами гранитоидов – плагиогранитов, фельзит – порфиров. Возраст гранитоидов определяется как раннепалеозойский [1]. Наиболее ранними метасоматическими изменениями, связанными с формированием месторождения, являются метасоматиты, образующиеся в зоне Сюльбанского разлома. Это зоны развития доломитизации по карбонатным породам и альбит-доломитовые метасоматиты с рутилом и монацитом по кислым породам разреза.

За этими приразломными изменениями следуют объемные изменения, синхронные развитию интенсивных деформаций, зон милонитизации, микроскладчатости. В породах основного среднего состава эти изменения выражаются в развитии бластоклазитов Ser-Ab- Chl-Carb-Ru состава, а в породах кислого соответственно Ser-Ab-Carb-Ru. Карбонат в этом типе преобразований представлен парой анкерит-сидероплезит. Широко распространено развитие предельного сидерита, который образуется в виде корон по рудным минералам (магнетиту, гематиту, пирротину) в ранних кварцевых жилах, относящихся к ранним (допалеозойским ?) этапам формирования вулканогенной толщи. На этом же этапе образуются турмалинсодержащие метасоматиты в виде узких локальных, зон согласных с развитием сланцеватости пород. Их развитие тяготеет к интервалам развития гранитоидов (плагиогранитов, фельзит-гранитов) в вулканогенной толще. Завершает развитие метасоматитов этого этапа развитие фуксит-содержащих изменений. Микроструктуры метасоматитов с фукситом (Cr₂O₃ 1,5-2 мас. %) показывают, что эти изменения образуются в виде узких локальных зон прекристаллизации ранее образованных Ser-Ab-Carb-Ru метасоматитов.

В краевых частях разреза, т.е. по мере удаления от зоны разлома, наблюдается затухание процессов милонитизации и катаклаза. Здесь по породам кислого состава образуются серицит-биотитовые сланцы с кальцитом, а по породам средне-основного состава – эпидот-хлорит-кальцитовая зеленосланцевая ассоциация. Во всех типах пород рутил вытесняется титанитом.

Березитизация развивается как околожильный тип изменений. Развитие березитов контролируется системой пологих прожилков и жил кварц-карбонатного состава переменнной мощности. Мощность березитовых оторочек варьирует в зависимости от мощности кварцевых жил, состава боковых пород. Березитизация - процесс развития порфиробластических сульфидов (пирита, халькопирита) в ассоциации с кварцем карбонатом и серицитом. При развитии процесса по породам основного состава образуется хлорит. Карбонат в этом типе метасоматитов относится к анкерит-сидеритовому ряду. Устанавлено, что при замещении карбонатов из ассоциации Ser-Ab-Chl-Carb-Ru состав новообразованных карбонатов в березитах более магнезиален, т.е. замещение идет по реакциям типа:

Сидероплезит=Доломит-Анкерит+ Пирит

Сидерит=Сидероплезит+Пирит.

Золото образует вкрапленную минерализацию в ранее образованных сульфидах, т.е. образуется после осаждения сульфидов (пирита и халькопирита) [1].

На периферии разреза березитизация по Bt-Ser сланцам и эпидозитам затухает. Карбонат березитов представлен кальцитом, а пирит вытесняется гематитом. Эти изменения, как правило, безрудны.

Таким образом, по типу метасоматических изменений выделяется центральная часть разреза, характеризующаяся как зона действия Сюльбанского разлома, где на фоне интенсивных деформаций последовательно развиваются изменения: Альбит-Доломитовые —> Сидерит-Анкерит-Серицит-Рутиловые->Березиты с золотым оруденением. В периферических частях разреза ранний метасоматоз не проявлен, и преобразования пород отвечают метаморфическим изменениям зеленосланцевой стадии.

Изучение изменчивости составов минералов переменного состава показало, что карбонаты в метасоматитах очень чувствительны к изменениям валового состава пород, серициты (фенгит ряда мусковит - селадонит) изученных метасоматитов образуют очень широкие перекрывающиеся поля составов разных типов метасоматитов, вариации составов хлоритов (клинохлор – рипидолит) очень чувствительны к типу метасоматических процессов, и их состав довольно однозначно характеризуют тип изменений в наблюдаемой породе.

В ранних объемных метасоматитах (Ser-Ab- Chl-Carb-Ru тип) новообразованный хлорит – высокожелезистый, что отличает его от хлорита из периферической части разреза. Обе группы хлоритов обладают довольно значительными вариациями параметра Si. Такие вариации в составе минералов обычно связаны с чермаковым типом изоморфизма Si+Mg,Fe=AlVI+AlIV. По данным Касселини [12], вариации содержания AlIV напрямую связаны с температурами формирования хлоритов. Недавно Котельников с соавторами [2], экспериментально перекалибровали термометр [12]. Сравнение оценок температур по методике [12] и [2] показывает, что результаты по второму термометру отличаются в сторону более низких температур и оказываются близкими к оценкам температур методом гомогенизации.

Учитывая приведенные данные, мы взяли за основу результаты расчета температур формирования метасоматитов, используя мономинеральный термометр [2]. Оценки температур образования находятся в интервале от 200 до 250 °C для эпидот – хлоритовых образований и биотит-серицит-хлоритовых сланцев, образование метасоматитов из Carb-Ser-Chl и Carb-Ser-Qtz–Ру происходило при температурах от 250 до 350 °C. Для рудоносных березитов интервал образования хлорита в изученных образцах находится в диапазоне 250-290 °C.

Изучены флюидные включения (ФВ) в кварце из кварц-карбонатных прожилков, контролирующих березетизацию (образцы U2092112 и U2092264) методами микротермометрии и Рамановской спектроскопии. Исследование ФВ методом Рамановской спектроскопии проводилось в ИГМ СО РАН (Новосибирск) на спектрометре «Ramanor U-1000» фирмы Jobin Yvon.

При комнатной температуре по фазовым соотношениям все ФВ подразделены на три основных типа: 1) V – однофазные ФВ, содержащие газ, иногда с тонкой каймой раствора; 2) VL – двухфазные ФВ, содержащие газ и раствор; 3) VL₁L₂ – трехфазные: газ, раствор и жидкая CO₂. В образце U2092112 обнаружено единственное ФВ с анизо-

тропной твердой фазой (VLS). Визуально определить последовательность захвата флюидных включений различных типов практически невозможно, что, по-видимому, обусловлено перекристаллизацией кварца во время образования прожилка. Водно-углекислотные ФВ (тип VL) захватили Na-хлоридные флюиды (Тэвт = -21...-27 °C). Углекислота плавится в интервале -56.8...-61,2 °C. Эти температуры несколько ниже температуры плавления чистой CO₂, что указывает на небольшое содержание примесей других газов. Углекислота гомогенизировалась в жидкую фазу, TroмCO₂ = -18...24,3 °C. Концентрация водно-солевого флюида, определенная по температурам плавления льда и газогидратов углекислоты, составляла 2,2 – 13,9 мас%-экв.NaCl. Температура полной гомогенезации ФВ составляет интервал 271 - 305 °C. Температура минералообразования, вероятно, была выше, но определить ее не удалось, т.к. большое количество ФВ декрепитировало при температурах выше 200 - 300 °C, даже при нагревании с небольшой скоростью. Плотность гомогенного флюида не превышала 0.8 г/см³.

Можно предполагать, что в одном из кварцевых зерен ФВ захватили «вскипающий» водно-углекислотный флюид. Об этом свидетельствует различное соотношение фаз в группе ФВ, характеризующихся общей температурой плавления углекислоты, которое проходило при -58,6 °C и значительном интервале температур ее гомогенизации (5 – 21 °C).

При охлаждении в ФВ типа V появляется газовый пузырек, т.е. было обнаружено, что они заполнены жидкой высокоплотной CO₂. Температура плавления углекислоты в интервале от -60 до -57,7 °C указывают на примесь других газов. Гомогенизация углекислоты происходила в жидкости при температурах 3 – 7,5 °C. Так как вышеописанные типы ФВ являются сингенетичными, представилась возможность рассчитать давления. Расчеты производились для CO₂, так как, согласно диаграммам (Kerkhov, Thiery, 1994), доля примеси в составе других газов не превышает 5 мол.%, и парциальное давление газа-примеси незначительно. При образовании кварцевых прожилков в минералообразующей системе присутствовала высокоплотная CO₂, и давление составляло 1290 – 1421 бар. Давление было рассчитано для сингенетичных включений углекислотного и водно-солевого состава (Калюжный, 1982). При расчетах использованы диаграммы из работы (Kerkhov, Thiery, 1994) и компьютерная программа «FLINKOR» (Brown, 1989). Косвенный признак высокого давления – высокая декрипитационная активность ФВ.

В кварцевом прожилке образца U2092264 встречаются ФВ типов VL и V. Флюидные включения (VL) имеют Na-хлоридный состав (Тэвт = -21,5...-28,8 °C). При охлаждении в ряде ФВ наблюдался эффект двойного замерзания, что свидетельствует о присутствии углекислоты. Соленость флюидов варьировала от 1,8 до 9,8 мас%экв.NaCl (Тпл = -7,7...-4; Тпл.газг. = 4,9...8,5), а их плотность от 0,7 до 0,8 г/см³. Для достижения температур гомогенизации в ФВ нагревание проводилось со скоростью не более 1°С/мин, т.к. при нагревании с более высокой скоростью даже самые мелкие включения вскрывались до момента гомогенизации. (Тгом= 305 - 385 °С)

Поведение ФВ (V) не отличается от поведения ФВ этого типа в предыдущем образце. При охлаждении наблюдалось замерзание CO_2 и ее плавление при температурах от -59 до -58,4 °C. И практически всегда зарегистрирована гомогенизация углекислоты в жидкую фазу при температурах от 8,1 до 15,3 °C.

Давление, рассчитанное для интервала температур 305 - 385 °C составляло 1029 – 1406 бар.

Методом Рамановской спектроскопии были исследованы 6 флюидных включений типов (V и VL) в кварце образца U2092112. Состав газовой фазы всех ФВ схож, для него характерно преобладание углекислоты (76,3 - 97,9 мол.%), постоянной примесью является азот (от 2,2 до 21,5 мол.%), в трех ФВ в незначительных количествах присутствует сероводород (0,7 до 2,2 мол.%), метан в этом образце не определен.

В единственном включении была обнаружена анизотропная твердая фаза. Она была идентифицирована как нахколит NaHCO₃ по спектральной линии 1046 см⁻¹ при сравнении ее со спектром нахколита из базы RRUFF (http://rruff.info/).

Таким образом, кварцевые прожилки в данных образцах отлагались из одинаковых флюидов Na-хлоридного состава в условиях гетерогенной среды. ФВ захватили высокоплотную углекислоту, отмечены признаки вскипания флюида. Для этих образцов характерен общий интервал концентраций и плотности, однако флюиды образца U2092264 были захвачены более высокотемпературными ФВ. Газовые ФВ и газовая фаза двух ФВ, характеризующие флюиды, участвующие в образовании кварцевых прожилков в метасоматитах, содержала в основном CO_2 с небольшой примесью N_2 , и незначительными содержаниями H_2S .

Накхолит во включениях определен впервые для месторождений этого региона. Находки накхолита типичны в йолитовых пегматитах, в дайках лампрофиров, в карбонатитах, в эклогитах [9]. Присутствие его во включениях, свидетельствуют о щелочном характере флюида, но каковы истинные концентрации компонента NaHCO₃ в гидротермальном флюиде, определить трудно. Во всяком случае, поскольку растворимость этой соли с ростом температуры растет (Аранович Л.Я., устное сообщение, 2012), скорее всего, флюид не был насыщен относительно накхолита при температурах минералообразования. Это также следует из того соображения, что растворы производящие березитизацию, характеризуются как близнейтральные (pH- 4-6), а растворы, насыщенные относительно карбонатов натрия, имеют pH- 12.

Наши исследования показали, что березиты находятся в приразломной зоне, характеризующейся высокой степенью дислокаций, деформаций, породы в этой зоне превращены в милониты, динамосланцы, бластоклазиты. По мере удаления от этой зоны деформации становятся незначительными. Граница развития этих деформаций в точности совпадает с границей развития зеленокаменных изменений, характеризующихся развитем ассоциации эпидот +хлорит в метабазитах и биотит-серицит-хлорит+кальцит в кислых образованиях.

Изучение минералогических особенностей метасоматитов в этой зоне позволило прийти к выводу, что породы этой зоны испытали по крайне мере 3 этапа развития метасоматических преобразований.

Ранний этап характеризуется развитием метасоматитов, контролирующихся крутопадающими нарушениями: развитие доломита и доломитизации в крутопадающих жилообразных зонах, системах прожилков и, по-видимому, сопровождающих их альбит-доломитовых метасоматов в приразломных зонах.

На втором этапе происходят основные события, связанные с процессами смятия, дробления – образуются типичные для этой зоны комплексы сильнодислоцированных пород. Образования раннего этапа также будинизируются и рвутся при образовании ассоциаций второго этапа. В центральной части зоны смятия образуются по метабазитам карбонат – серицит - хлоритовый ассоциации и серицит-карбонатные по кислым породам. За пределами этой зоны в это период фиксируются типичные зеленосланцевые ассоциации. Анализ парагенезисов показывает, что наблюдаемая зональность (от актинолит-эпидот–хлоритовых через эпидот-хлоритовые с кальцитом к доломит-анкерит-хлоритовым ассоциациям центральной части зоны) однозначно указывает на переход от водного режима флюида за пределами зоны к отчетливо углекислотному характеру флюидов в самой зоне

Одним из важнейших следствий такого флюидного режима является интенсивная карбонатизация, и по метабазитам и по кислым образованиям образуется анкерит или анкерит + сидерит. Присутствие в породах сидерита определяется валовой железистостью пород – сидерит как второй карбонат появляется в метабазитах, серицит –карбонатных породах по туфопесчаникам. На этом этапе образуется 3 карбонат – почти предельный сидерит. Этот карбонат образует метасоматические оторочки, короны на рудных минералах, присутствующих в породах как реликтовая. Такие наблюдения четко показывают, что рудное вещество на этом этапе выщелачивалось, выносилось из зоны метасоматизма. Характер растворов на этом этапе был щелочной – кварц выщелачивается и замещается карбонатом.

Третий этап связан с появление пологой системы трещиноватости, которая контролирует развитие пологих прожилков кварц-карбонатного состава. С их развитием связываются объемные метасоматические изменения и образование метасоматического сульфидно-золотого оруденения. Как отмечено в [1], именно пологопадающие трещины отрыва являются главными рудовмещающими структурами, аналогичные выводы сделаны и в [4] для Сюльбанской рудоносной зоны в целом.

Вокруг кварц-карбонатных прожилков образуются ореолы березитизированных пород. Вблизи прожилка степень изменения максимальна, формируется метасоматическое гало, состоящее из пирита (до 10-20 об %), карбоната, серицита и кварца. На удалении от прожилков изменения носят также объемный характер, наблюдается перекристаллизация пород с появлением характерных для этой стадии метасоматизма структур – порфиробласты пирита с оторочками «перистого» кварца. Изменения минерального состава фиксируют, что образование сульфидов происходит при замещений железистых карбонатов предыдущей стадии: сидерита, анкерита все более магнезиальными разностями, вплоть до доломита в сульфидных гало вокруг жил. Этот процесс можно записать в виде схематических реакций

Сидерит+ $2H_2S$ =Пирит+ CO_2 + H_2 + H_2O_2 .

 $Ca(Mg,Fe)(CO_3)_2 + 2H_2S = Пирит + Ca(Mg)(CO_3)_2 + 4H_2$

Как показано в работе [10], осаждение самородного золота из сульфидного комплекса по реакции

 $Au(HS)_{2}^{-} + 0.5H_{2} + H + = Au + 2H_{2}S,$

может инициироваться этими реакциями, т.к. при осаждении сульфидов происходит десульфуризация флюида и производится H₂, и оба этих фактора смещают обсуждаемую реакцию вправо.

Независимым подтверждением правильности такой схемы эволюции флюида служат данные о составе флюида из кварцевых прожилков (Рамановская спектроскопия), которые показывают, что флюид в кварц-карбонатных прожилках практически не содержит серу, хотя и сопровождается сульфидным гало, т. е. включения в кварце характеризуют уже «отработанный» водно-углекислый флюид.

Таким образом, образованию золотосульфидного оруденения способствовало несколько факторов, наложившихся друг на друга:

- i) Наличие проницаемой структуры Сюльбанского разлома
- іі) Присутствие в разрезе пород с высокой железистостью
- iii) Углекислотный метаморфизм с образованием метасоматитов, содержащих железо-магнезиальные карбонаты
- iv) Возникновение системы трещин с фильтрацией по ним кислых серосодержащих растворов, с объемной березитизацией и пиритизацией.

Как показано в сводке [11], наличие в разрезе высокожелезистых образований является одним из благоприятных факторов для образования мезотермальных (орогенных) месторождений золота. Механизм осаждения золота на обогащенных железом геологических формациях обсуждался для мезотермального золотого месторождения Рапосос в Бразилии [13], Бобриковского мезотермального месторождения в Донбассе [7, 8]. Процессы ранней карбонатизации, предшествующие осаждению сульфидов уста-

новлены на месторождении Сухой Лог [6], на Бобриковском месторождение [7], зонально построенные линейные рудные зоны с различным H₂O-CO₂ флюидными режимами установлены на Кедровском месторождении [3]. Таким образом, генезис березитов месторождения Урях довольно хорошо укладывается в рамки образования мезотермальных (оргогенных) месторождений.

Исследования финансировались ООО «Северная золоторудная компания».

Литература

1. Гончарук С.Г. «Изучение минералого геохимической зональности, минерального состава вмещающих пород и руд в кварцевых жилах, березитах, черносланцевой толще на Уряхской лицензионной площади (Бодайбинский район, Иркутская область)» – Отчет по договору с ЗАО «Северсталь Ресурс». ООО «Геопоиск». Иркутск, 2008.

2. Котельников А. Р., Сук Н. И., Котельникова З. А., Щекина Т. И., Калинин Г. М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ РАН, Т 4, NZ9001, doi:10.2205/2012NZ ASEMPG, 2012

3. *Кучеренко И.В.* Околорудный метасоматизм как критерий генетической однородности мезотермальных золотых месторождений, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. 2005. Т. 308. № 1. С. 9-15.

4. *Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю.* Структурно-динамические режимы образования золото-сульфидно-кварцевой минерализации в Сюльбанской золоторудной зоне (бассейн среднего течения р. Витим). Ч. 1. Каралонское рудное поле // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 318. № 1 С. 29-35.

5. *Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю.* Структурно-динамические режимы образования золото-сульфидно-кварцевой минерализации в Сюльбанской золоторудной зоне (бассейн среднего течения р. Витим). ч. 2. Уряхское рудное поле // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320. № 1 С. 19-27.

6. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. №1. С. 3–46.

7. *Цабан О., Скакун Л., Литвинович О, Серкіз Р.* Золотовмісний мінеральний парагенезис у рудах Бобриківського родовища // Мінералогічний Збірник 2007. № 57. Вип. 2. С. 60–69.

8. Шумлянский В.А., Демихов Ю.Н., Деревская Е.И. и др. Геолого-генетическая модель Бобриковского золото-полиметаллического месторождения // Геол. журн. 1994. № 3. С. 95–106.

9. *Bakker R.J., Mamtan M.A.* Fluid inclusions as metamorphic process in dicators in the Southern Aravalli Mountain Belt (India) // Contrib Mineral Petrol. 2000. V. 139 P. 163-179.

10. *Bohlke J.K.* Carbonate-sulfide equilibria and "stratabound" disseminated epigenetic gold mineralization: a proposal based on examples from Alleghany, California, U.S.A // Applied Geochemistry, 1988. Vol. 3, P. 499-516.

11. Groves D.I., Goldfarb R.J, Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. V. 13, 1998. P. 7–27.

12. *Cathelineau M*. Cation Site Occupancy in Chlorite and Illites as a Function of Temperature // Clay Minerals, 1988. V. 23. № 4. P. 471-485.

13. *Junqueira P.A., Lobato L.M., Ladeira E.A., Simões E.J.M.* Structural control and hydrothermal alteration at the BIF-hosted Raposos lode-gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil // Ore Geology Reviews. V. 32, 2007. P. 629–650.

ГУМЕШЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – ОТ ДРЕВНИХ ВРЕМЕН ДО НАШИХ ДНЕЙ

Азовскова О.Б.¹, Ровнушкин М.Ю.¹, Малюгин А.А.²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург ²Уральский горно-геологический университет, г. Екатеринбург

Многочисленные археологические находки в районе г. Полевского свидетельствуют о том, что активная человеческая деятельность в этом крае насчитывает несколько тысячелетий. Особенно интересна история Гумешевского месторождения. Это один из самых крупных рудников «эпохи бронзы» и «железного века», который существовал с середины второго тысячелетия до н. э. (возможно, и ранее). Древняя отработка осуществлялась до глубины 30-35 м, добывались окисленные медные руды и попутно – знаменитый гумешевский малахит, изделия из которого встречены при раскопках древних поселений на Дону и в Средиземноморье. Медную руду плавили неподалеку от рудника на горе Думная, где сохранились остатки печей и продуктов металлургического производства [7].

Современная история «Гумешек» началась в 1702 году, когда по следам старых отработок месторождение было вновь открыто арамильскими рудознатцами Сергеем Бабиным и Кузьмой Сулеевым. С 1709 года проводилась его отработка до глубины 40-50 м. Системная разработка окисленной зоны месторождения началась в 1735 г. и продолжалась непрерывно до 1871 г. Сначала добытую руду отвозили на Екатеринбургский и Уктусский заводы, а позднее для ее переработки был построен Полевской медеплавильный завод. Таким образом, рудник и завод дали жизнь и городу Полевскому. В 1758 г., с открытием мощных залежей окисленной меди, Гумешевское месторождение стало самым крупным по тому времени месторождением медных руд на Урале. Добыча руды составляла до 2 млн. пудов в год, ежегодно выплавлялось около 30 тыс. пудов меди; одновременно добывался и малахит. В течение XVIII - XIX вв. из шахт и шурфов рудника было добыто всего около 1,5 млн т сортированной руды, из которой было выплавлено около 17 тыс. т меди. Несмотря на такую долгую историю, первое геологическое описание месторождения с ревизией имеющихся горных выработок было проведено только в 1870 году горным инженером Померанцевым. К этому времени действовало 8 шахт, а всего их на территории месторождения (2,5 км²) было пробито более 200. По результатам ревизионных работ Померанцевым было рекомендовано провести разведку не только в зоне окисления, но и на глубоких горизонтах, однако в 1871 г. рудник был закрыт. Содержание меди в оставшихся отвалах обогащения составляло 0.8% и в начале 20-го века они были включены в отработку совместно с рудами расположенного вблизи Зюзельского месторождения. В 1913-14 годах английской компанией проводились буровые работы в южной части Гумешевского месторождения, а спустя 10 лет объект был отдан в концессию английской компании «Лена-Голдфилдс», которая с 1925 по 1930 год проводила работы по выщелачиванию меди из отвалов (чановое выщелачивание). В 1938-39 гг. на месторождении возобновились геологоразведочные работы, были подсчитаны запасы окисленных руд (на 1941 г. С₁+С₂ – руды 8272,2 тыс. т. и меди 74,2 тыс. т) и запроектирован опытный гидрометаллургический завод, который по разным причинам построен не был ни до войны, ни после. Другие альтернативные схемы переработки были признаны нерентабельными. Таким образом, после многовековой истории верхней части месторождения интерес геологов и горняков переместился к его глубинной части – к коренным сульфидным рудам скарнового типа. Изучение сульфидных руд Гумешевского месторождения началось в 30-х годах прошлого века и было продолжено в послевоенное время. Проводилось детальное картирование и изучение структуры рудного поля, а также разведочные работы, по результатам которых были подсчитаны запасы, построен рудник и в 1958 году была начата разработка месторождения подземным способом. Рудник действовал до июля 1994 года, затем был затоплен, несмотря на остававшиеся еще запасы и полностью подготовленную к отработке северную часть месторождения. За этот период было добыто 6664,1 тыс. т. руды (971 тыс. т меди). [5]. В это же время – конец 80-х-начало 90-х годов – внимание геологов и разработчиков вновь обратилось к зоне окисления. Объектом поисково-оценочных и разведочных работ стали так называемые «медистые глины», под которыми понимаются окисленные руды, сосредоточенные в рыхлых глинистых (карстовых) образованиях на контакте диоритов и мраморов.

Несмотря на прекращение добычи, по остаточным запасам и прогнозным ресурсам только окисленных руд, составлявшим около 300 тыс. т меди, Гумешевское месторождение оставалось привлекательным. Очередная «жизнь» месторождения началась с момента выдачи ОАО «Уралгидромедь» лицензии на геологическое изучение и разработку. Несмотря на все трудности кризисного десятилетия, недропользователь проводил работы по разведке месторождения, поиску эффективных технологий добычи и переработки руд. В начале 2002 г. были начаты работы по оценке возможности отработки месторождения способом подземного выщелачивания (ПВ). Были проведены лабораторные исследования технологии выщелачивания и переработки растворов, лабораторные и полевые исследования фильтрационных свойств, моделирование процесса ПВ в натурных условиях, инженерно-экологические изыскания, разработан проект опытнопромышленных испытаний. С 2004 года ведется опытно-промышленная добыча способом скважинного подземного выщелачивания окисленных и полуокисленных руд сернокислыми растворами, показавшим свою состоятельность, экономическую и экологическую эффективность [4]. Процесс идет с использованием слабого 1-2 - процентного раствора серной кислоты, которая вступают в реакцию с рудой и обогащаются медью с последующей экстракцией меди из продуктивных растворов, реэкстракцией и электроэкстракцией меди из обогащенного электролита (EX-EW). Отметим, что технология ПВ для отработки месторождений меди применена на этом объекте впервые в мире и в настоящее время это вполне технологически и экологически современное предприятие с производительностью порядка 2,5 тыс. тонн меди в год. Благодаря использованию способа ПВ стала рентабельна отработка забалансовых руд, техногеннонарушенных, сложных и небольших по запасам участков месторождения, разработка которых ранее считалась бесперспективной.

Золотоносность «медистых глин» в промышленно-значимых пределах была выявлена в 1994 году. Работами Уральской геолого-поисковой партии ОАО «УГСЭ» было установлено широкое развитие в толще медистых глин наложенных на продукты выветривания гидротермально-метасоматических процессов (аргиллизация, джаспероидизация), выраженное в обширном развитии характерного для этого типа изменений парагенезиса кварц-каолинит-пиритового состава, сопровождающего промышленное золотое оруденение. Исследования К.П.Савельевой, О.Н. Грязнова, А.Г. Баранникова подтвердили наши предположения и позволили отнести оруденение к нетрадиционному гипергенно-гипогенному типу, связанному с мезозойской эпохой тектоно-магматической активизации [5]. По мнению А.И. Грабежева, развитие золотоносных низкотемпературных метасоматитов на месторождении связывается с завершающим этапом становления единой меднопорфировой системы [4].

Свободное самородное золото, выделенное из аргиллизитов и зон так называемой «сульфидной (пиритной) сыпучки» и составляющее в рудах не более 10%, характеризуется как мелкое и тонкое (сотые доли мм до 0,2 мм), разнообразное по морфологии (кристалломорфное, чешуйчатое, крючковидное, палочковидное, комковатое) и пробности (от электрума до весьма высокопробного). Большая же часть золота (около 90%) связана с пиритом, где его содержание может достигать десятков г/т. Следует отметить, что «свежий» пирит с четко выраженными кристаллическими формами выделения не характерен для окисленных руд и связан с более поздними процессами низкотемпературного метасоматоза (аргиллизации). Это подтверждается последними данными детального изучения минералогии «медистых глин» [1].



Рис. 1. Выделения различных минеральных фаз на поверхности пирита: А – золота (Au), 1-цинксодержащих блеклых руд (зандбергит); 2 –нарастание фаз Cu, диагностируемых как смесь ковеллина и борнита (проба ГУМ-4329/91,4-93,5м). Б – выделение самородного вольфрама (проба 4329/84,5-87,3); В – выделения бромаргирита (AgBr) и цинксодержащей блеклой руды. В-1, В-2 – детали строения участков поверхности образца. Проба ГУМ-4307/69,7-71,7 м.

Морфометрическое изучение пиритов показало преобладание кубических форм (со штриховкой и без нее), редко отмечаются комбинации кубов и октаэдров, додекаэдры, в единичных случаях икосаэдры. При этом размеры зерен сульфидов в большинстве своем составляют не более 1 мм. Минераграфическое изучение сульфидных концентратов не дало положительных результатов – только в одном из ста зерен пирита было установлено золото размером 0,03 мм. Следовательно, можно предполагать, что образование золота происходило несколько позже пирита, совместно с сульфидами меди, цинка, висмута, сурьмы и другими минеральными фазами, часто нарастающими на зерна пирита. При этом золотины должны развиваться не только по трещинкам в пирите, но и по периферии его кристаллов, что подтверждается исследованиями В.Л. Таусона с соавторами в других регионах [7, 8] и других золоторудных объектах Урала [1-3].



Рис. 2. Выделения различных минеральных фаз на поверхности пирита: А – общий вид зерна и выделения Zn-содержащих блеклых руд (1), молибденита (3) и битуминозных (?) углеродистых фаз (2). А - 1 и А-2 – детали строения участка съемки (проба 4329/84,5-87,3м) Б – Общий вид зерна пирита с выделением многокомпонентной фазы состава Hg-Br-(Cl)-Cu-Zn-Cd-S (1) и выделениями фазы борнит-халькозин (2). Проба ГУМ-4307/ 69,7-71,7м.

Подобные микроминералогические исследования на Гумешевском месторождении проведены впервые.

Для изучения из центральной части месторождения было отобрано 12 монофракций пирита (в том числе 1 за пределами рудной зоны) с разных интервалов глубин – от 6 до 148 м. Исследования проводились в ИГГ УрО РАН (аналитик С.П. Главатских). Идентификация минералов проводилась по набору и соотношению химических элементов.

Таблица. Типизация минеральных включений и нарастаний на поверхности зерен новообразованного пирита из глинистых образований Гумешевского месторождения

				нество	Частота			
№		Мицераці щій рид	нахо	одок	встречаемости, %			
п/ п	Группа	включений, нарастаний	Зерна	Про- бы	Среди всех вклю- чений	В пробе		
1		Медь Си	2	2	2	8		
2		Золото Аи	4	2	3,5	12		
3	Самородные	Вольфрам W	15	5	13	39		
4	элементы	Железо Fe	2	2	2	7		
5		Свинец Pb ¹	6	3	5	12,5		
6		Олово Sn	1	1	0,9	5,5		
7	Бромиды	Бромаргирит AgBr	1	1	0,9	4,5		
8		Галенит PbS ¹ , в т.ч. селенистый и медистый	14	2	12	37		
9		Арсенопирит FeAsS	1	1	0,9	25		
10	C 1	Халькопирит CuFeS ₂ , в т.ч. Zn-содержащий	23	8	20	28		
11	Сульфиды	Борнит Cu ₅ FeS ₄ , халькозин CuS ₂ , ковеллин CuS (часто в смеси)	19	6	17	24		
12		Kубанит CuFe ₂ S ₃ ² .	1	1	0.9	4.5		
13		Молибленит МоS ₂	6	4	5	12		
14	Сульфосоли	Фаза Cu-Zn-As-Sb-S (тетрадимит+ теннан-тит Zn-содержащие)	10	4	9	15		
15	Не опре-	Фазы Hg-Cu-Zn-Cd-S (<u>+</u> Fe, Co, Cl, Br)	4	1	3,5	18		
16	делена	Фаза Fe-Cu-Pb-S	1	1	0,9	3,5		
17	Вольфра- маты	Шеелит CaWO ₄	1	1	0,9	25		
18	Ф 1	Монацит (Се, Lа)РО ₄	2	2	2	7		
19	Фосфаты	F-апатит Ca ₅ [PO ₄] ₃ F	1	1	0,9	11		
Присутствие галогенов (Cl, I, Br) в составе включений и вростков			9	5	8	13		
Вкл поле	ючения, не опред ожения	целенные из-за «теневого»	3	2	2,5	17		
<u>Примечания:</u> ¹ возможны ошибки из-за наложения линий Pb-S; ² определение вида предположительное.								

При размерах включений от 0.1 мм и менее до 10-20 мкм практически всегда определяются элементы минерала-матрицы (в нашем случае – пирит) или находящихся с ним в срастании нерудных минералов – кварца, хлорита, слюд, амфиболов и других (Si, Mg, Ca, Mg, Al, O).



Рис. 3. Нарастания Zn-содержащих блеклых руд (светлое) на зернах пирита, включения молибденита (А) и Рв – фаз (предположительно самородный свинец+англезит?) (Б и В). Проба ГУМ-4318/96-97м.

На электронном сканирующем микроскопе JSM-6390 с ЭДС – микроанализатором было исследовано 117 зерен пирита из рыхлых глинистых образований (кор выветривания и аргиллизитов). На поверхности 88 зерен были обнаружены включения, вростки, нарастания различных минеральных фаз, в том числе весьма экзотических. Их сводная характеристика приведена в таблице.

По частоте находок лидируют следующие минеральные виды: халькопирит, обычно в виде вростков в пирите; другие сульфиды меди (борнит, халькозин, ковеллин, часто в смеси), обычно в виде «корочек», нарастаний (Рис. 1-А, рис. 2-Б); цинксодержащие блеклые руды (также почти во всех случаях смесь теннантита и тетраэдрита – рис 1-А, 1-В, рис. 2-А, рис. 3-А, Б, В); минералы свинца – самородный свинец и галенит (рис. 3-Б, В), в том числе селенистый (вплоть до клаусталита, PbSe) и медистый; самородный вольфрам. Относительно нередкими являются находки включений молибденита (рис. 2-А и A-2, рис. 3-А) и золота (рис. 1-А). К единичным и редким включениям можно отнести самородные медь, олово и железо, арсенопирит, бромаргирит (рис. 1-В и B-2), неопределенную фазу Pb-Cu-S, шеелит, а также монацит и фтор-апатит. Кроме того, на 4-х зернах пирита из одной пробы (Гум-4307/69,7-71,7) были установлены необычные фазы сложного состава (рис. 2-Б и Б-1), обогащенные ртутью и галогенами – Hg-Cu-Zn-Cd-S (±Fe, Co, Cl, Br).

Следует затметить, что примесь галогенов (Cl, Br, I) установлена в немалом количестве включений, в том числе в золоте (йодид? Au-Ag, проба Гум-4307/61,1-62,9). Присутствие хлора и иногда брома отмечено и в наблюдаемых иногда углеродистых примазках и включениях на поверхности зерен пирита, представленных, вероятно, битумами (рис. 2-A, A-1). Это может свидетельствовать о том, что на завершающей стадии рудного процесса рудоносные растворы были обогащены углеводородной составляющей и галогенидными комплексами различных металлов, в том числе золота.

В заключение хотелось бы отметить, что, несмотря на длительный период изучения и отработки, Гумешевское месторождение еще полно загадок. Нет единого мнения и о его формационной принадлежности, в частности, имеются достаточно серьёзные аргументы для отнесения его к порфировому семейству. В процессе столь длительной многоэтапной и разносторонней отработки месторождение значительно поменяло свой облик, преобразовалось. Так, в процессе опытной отработки объекта методом ПВ на объекте зафиксирован новый тип руд (техногенно-смешанный), оконтуренный по границам обрушения старых выработок, отмечена значительная роль в современных процессах рудообразования естественных природных вод, значительно изменились гидрогеологические условия и т.п. Собственно говоря, месторождение в настоящий момент переживает один из этапов своей долгой истории, проследить которую мы надеемся и в будущем.

Литература

1. Азовскова О.Б., Малюгин А.А. Новые данные по минералогии коры выветривания и аргиллизитов Гумешевского месторождения (Средний Урал). // Материалы конференции «Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Проблемы минералогии, петрографии и минерагении». Пермь, 2013. С. 9-17

2. Грабежев А.И., Сотников В.И., Боровиков А.А., Азовскова О.Б. Генетическая типизация Гумешевского медно-скарнового месторождения (Средний Урал). // ДАН, 2001, Т. 380, № 2. С. 242-245.

3. *Грязнов О.Н., Баранников А.Г., Савельева К.П.* Нетрадиционные типы золотоаргиллизитового оруденения в мезозойских структурах Урала. // Известия УГГУ. 2007. Вып. 22. С. 41-53.

4. Заболоцкий А.И., Ситникова Т.И., Ященко И.Э., Заболоцкий К.А. Предварительные результаты отработки опытно-промышленных блоков на Гумешевском месторождении // Горная промышленность, 2008. № 5 (81). С. 17.

5. *Макаров И.А., Черепанов В.В.* Отчет о результатах незавершенных поисковооценочных работ на южном фланге и доразведка северного фланга за 1986-98 гг. (Рук.). Екатеринбург: ТФГИ, 1998.

6. *Мошев С.И.* О полигенности Гумешевского меднорудного месторождения. / Оценка перспектив и рациональные методы разведки месторождений цветных металлов Урала. Екатеринбург, 1993. С. 101-104.

7. Полевской край. Историко-краеведческий сборник под ред. Н.Н. Тагильцева. Екатеринбург, 1998. 320 с.

ДАЙКОВЫЕ ТЕЛА ГАББРО И РОДИНГИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВЕРХ-НЕЙВИНСКОГО МАССИВА

Алексеев А.В., Чукреева М.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Верх-Нейвинский ультраосновной массив относится к одним из наименее изученных на территории Урала, несмотря на то, что на его территории отрабатывалось большое количество хромититовых месторождений и золото-платиновых россыпей. Такая слабая изученность связана в основном с низкой степенью обнаженности массива и труднодоступностью из-за наличия закрытых (огороженных) промышленных зон.

В пределах массива известно два участка с развитием промышленного хромитового оруденения. Наиболее изучен хромитоносный участок "Лешачьи Лога" в северной части массива, для которого составлена геологическая карта м-ба 1:2 000. Существенно менее изучен район "Жужинские горы" в южной части. В последние годы именно на нем проводились поисково-оценочные работы на хромитовое оруденение.

Участок представляет собой протяженный контакт крупных блоков дунит-гарцбургитов (с запада) и клинопироксенитов (с востока). Контакт протягивается в субмеридиональном направлении по вершинам небольших холмов (собственно гряда Жужинские горы). В дунит-гарцбургитовой части вдоль контакта залегает серия небольших рудных тел и зон вкрапленности хромититов, преимущественно отработанных в конце XIX - начале XX вв. В процессе поискового и оценочного бурения обнаружено большое количество секущих породы и руды дайковых тел габбро и родингитов, которые и рассматриваются в данной статье. В целом родингиты широко распространены с массивах ультрабазитов, слагая в ряде случаев до 5-7 % от их объема. В качестве материала для сравнения взяты хорошо изученные габбро и родингиты Карабашского массива [1]. В нашем случае встречено несколько разновидностей жильных тел.

1. Габбро (Старо-Бакальский рудник).

Маломощные (до 3-4 м) слабо метаморфизованные дайковые тела. Состав: субидиоморфный клинопироксен (50-60%), соссюрит (30-40%, свежего плагиоклаза не обнаружено), хлорит, везувиан, гранат (до 10%). Характерной особенностью является частое наличие вокруг даек небольших (до 1,0 м) оторочек клинопироксенитов. Клинопироксен на контакте с габбро крупно-гигантозернистый, далее в сторону вмещающих серпентинитов размер зерна уменьшается. Иногда фиксируется полосчатость клинопироксенит-верлит. При этом в ряде случаев можно сомневаться, что оторочки клинопироксенитов сингенетичны дайкам, так как наблюдаются слабые тектонические подвижки по контакту дайка-клинопироксенит или видно "утыкание" полосчатости верлитклинопироксенит в габбро. Но в других случаях виден четкий, без срывов и подвижек, контакт пород, мощность оторочек хорошо выдержана и встречается в нескольких пересечениях (скважинах) на расстоянии 10-20 м друг от друга. Также хорошо видна зональность в оторочке по размеру зерен клинопироксена.

По своему строению и составу клинопироксен из оторочек идентичен клинопироксену залегающей рядом полосчатой серии дунит-верлит-клинопироксенит. По составу он отвечает низкожелезистому диопсиду (рис. 1), характеризуется многочисленными вростками по спайности тонких ламелей хромсодержащего магнетита. Клинопироксен из габбро более железистый, без вростков магнетита.

2. Ранние родингиты (Старо- и Ново-Бакальский рудник)

Маломощные (до 2 м) светлые серо-зеленые метаморфические породы. Состав: субидиоморфный клинопироксен (50-60 %), по периферии существенно замещенный зеленой роговой обманкой, остальное – смесь граната, везувиана и хлорита, часто с

примесью 3-4 % магнетита. Контакты с вмещающими серпентинитами резкие, без оторочек.

Клинопироксен отвечает низкожелезистому диопсиду, по составу он отличается от клинопироксена полосчатой серии (см. рис. 1). Не содержит ламелей магнетита, однако встречаются единичные вростки алюмошпинели.



Рис. 1. Фрагмент треугольной диаграммы Fs-En-Wo с составами клинопироксенов. Поля составов: 1 - диопсид из дунит-верлит-клинопироксенитовых комплексов офиолитовых массивов Урала; 2 - диопсид из ранних родингитов массива Карабаш [1]; 3 - диопсид из клинопироксенитов Качканарского массива.

Свои данные: залитые кружки - диопсид из полосчатой серии дунит-верлит-клинопироксенит, полые – из ранних родингитов.

3. Поздние родингиты (месторождение № 219)

Представлены маломощными (до 1-1,5 м) дайками или будинами в зонах разломов. Отличаются от ранних родингитов более светлой окраской и частым присутствием жилок и гнезд магнетита с примесью пирротина и халькопирита. В остальном по минеральному и химическому составу близки к ранним родингитам.

В целом каких-либо существенных отличий в строении или составе изученных габбро и родингитов Верх-Нейвинского массива по сравнению с хорошо изученными Карабашскими не наблюдается. Также как и на Карабаше представлены габбро, ранние и поздние родингиты. Отсутствуют процессы лиственитизации, с которыми связано формирование золотого оруденения на Карабашском массиве. Нами также не встречено в полировках или шлихах на территории знаков медистого золота.

Вместе с тем есть и некоторые отличия. Так, клинопироксен родингитов содержит повышенные (2-3 %) количества алюминия и хрома. В ранних родингитах и габбро крайне незначительно количество сульфидов – единичные зерна.

Кроме того – остается открытым вопрос о генезисе клинопироксенитовых оторочек вокруг ряда габбровый даек. По внешнему виду и строению они сингенетичны и должны рассматриваться как реакционные каймы. Однако клинопироксен таких оторочек идентичен клинопироксену полосчатых серий, сформировавшихся значительно раньше. Данная ассоциация будет изучаться более детально.

Работы выполнены при поддержке Проектов Президиума № 12-П-5-2015 и 12-П-5-1017.

Литература

1. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора. М.: Научный мир, 2002. 220 с.

АРТЛЫШСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

Бажин Е.А.

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Артлышский гранитный массив расположен в восточном борту Зилаирской мегазоны на широте поселка Новоусманово в 1,5 км западнее от него. На дневной поверхности массив представлен двумя небольшими коренными выходами и единичными высыпками. Первое обнажение находится в седловине в 250 м к югу от топоотметки (594,1) г. Артлыш и сложено светло-серыми пегматоидными, крупнозернистыми гранитами 5х5 м с глыбовой отдельностью. Второй выход отмечен в 400 м южнее топоотметки 605,5 в правом борту небольшого распадка, где обнажены крупнозернистые граниты серого цвета на площади 1 на 2 м.

Морфологически массив представляет собой дайкообразное или штокообразное тело с крутым падением, по данным гравиметрических и магнитных исследований на глубине массив значительно расширяется, заходя в западное крыло зоны Уралтау [2].

Залегает массив в силурийских отложениях бетринской (новоусмановской) свиты [1], сложенной кремнисто-глинистыми, кремнисто-углеродистыми сланцами, кварцитами и кварцевыми песчаниками. Непосредственно контакты гранитов и вмещающих пород не обнажаются, сланцы вблизи массива окварцованы, сильно измяты и рассланцованы, наблюдаются кварцевые жилы с ожелезнением.

По минеральному составу граниты довольно однородны: кварц - 35-40 %, полевые шпаты - 35-40%, биотит - 15-20%, акцессории до 1 %. В них наблюдается карбонатизация и серицитизация по полевым шпатам, брекчированные участки обуславливают пятнистую вторичную структуру, первично породы представляли собой массивные и среднезернистые разности. В крупных зёрнах кварца наблюдается волнистое погасание, свидетельствующее о том, что порода испытала тектоническую проработку.

По химическому составу породы массива относятся к гранитам нормального ряда. Среднее содержание SiO₂ составляет 70,6 % достигая 73,5%; сумма щелочей 7,5 %, отношение K₂O/Na₂O=1. Они характеризуются высокой глинозёмистостью (Al≈3). Коэффициент агпаитности составляет 0,5. Для редкоземельных элементов характерна высокая степень фракционирования. Абсолютные значения лёгких лантаноидов в 100 раз превышают тяжелые, наблюдается слабовыраженная отрицательная европиевая аномалия. Такое распределение характерно для надсубдукционных тоналит-гранодиоритовых серий.

На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса [3] фигуративные точки ложатся либо в поле гранитов вулканических дуг, либо на его границу с полем синколлизионных гранитов.

М. В. Рыкусом с соавторами [2] было проведено изучение газово-жидких и расплавных включений в породообразующем кварце, в результате чего установлено, что глубина образования массива соответствует гипабиссально-приповерхносной фации, давление воды составляло 2,7-4,4 кбара. Определён также абсолютный возраст гранитов Pb-Pb методом по цирконам в Аналитическом центре ВИМС (аналитик Л.В. Сумин) и получено 710±10 и 340±10 млн. лет. Первую цифру авторы увязали с цирконами, захваченными из вмещающих пород, вторую датировку приняли за возраст становления массива.

Таким образом, Артлышский гранитный массив является примером проявления интрузивного магматизма в раннекаменоугольное время в зоне сочленения Уралтау-

ского поднятия и Зилаирского прогиба и фиксирует начало коллизионных процессов на Южном Урале.

Литература

1. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Новые данные по корреляции девонских отложений на восточном борту Зилаирского мегасинклинория (Южный Урал) и некоторые проблемы реконструкции фациальных обстановок // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. - Екатеринбург, 2008. С. 35-38.

2. Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибулин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность сверной части зоны Уралтау / Уфа, БГУ, 2002. 268 с.

3. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984, № 25, P. 956-983.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАРИИНСКОЙ СВИТЫ В ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ РЕВДИНСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Берзин С.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Мариинская свита выделяется в пределах Салатимской зоны в области Главного Уральского глубинного разлома в южной части Среднего Урала, и считается аналогичной [2] или надстраивающей [3] для верхней подсвиты Выйской свиты. Свита имеет мощность 1000-1200 м и сложена преимущественно апобазальтовыми зелеными сланцами и амфиболитами с редкими прослоями метаморфизованных терригенно-осадочных пород. Вдоль контакта с Ревдинским массивом (с запада) в породах свиты наблюдаются ореолы ороговикования, так же типичны разнообразные бластомилониты [3].

Автором были изучены обнажения пород Мариинской свиты западнее контакта с Ревдинским габбро-ультрамафитовым массивов – самым южным в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала.

В обнажениях вдоль р. Ревда между Мариинским водохранилищем и Ревдинским прудом, а так же на г. Токариха наблюдаются коренные выходы темно-серых и серо-зеленых амфиболитов, имеющих гранонематобластовую мелкозернистую, иногда средне- и крупнозернистую, а так же порфиробластовую структуру, слоистую текстуру. Слоистость выражена в послойном распределении плагиоклаза и в ориентированных в одной плоскости тонких зернах амфибола. Азимут падения слоистости составляет 90-100°, угол падения варьирует от 45° до 65-70°. Амфиболиты сложены зеленой роговой обманкой и соссюритизированным плагиоклазом (андезином № 38), который местами полностью замещен зернами клиноцоизита.

В старом каменном карьере возле дороги в 1,5 км к северу от п. Мариинск выходят менее метаморфизованные породы – зеленые сланцы, имеющие грязно-зеленый и серовато-зеленый цвет, тонкозернистую структуру и массивную, реже слабо рассланцованную текстуру. Сланцы сложены альбитом, кварцем, хлоритом, клиноцоизитом и в небольших количествах содержат тонкоигольчатый амфибол. В сланцах наблюдаются зоны метасоматических преобразований, выделяющиеся светлым грязновато-зеленым цветом, сложенные эпидотом и альбитом, и пересекающиеся сеткой кварцевых прожилков, линз и желваков, мощностью от 0,5 мм до 2-3 см.

В обнажениях на г. 394,4 м, находящейся в 500 м к юго-востоку от г. Лысая в черте г. Ревды установлены слабометаморфизованные долеритовые дайки с реликтами исходной структуры и зонами закалки, относящиеся, по всей видимости, к комплексу параллельных даек. На самой г. Лысой среди тонкозернистых рассланцованных амфиболитов установлены будины метагаббро, сохранившие в себе реликты габбровой структуры, со следами интенсивного катаклаза и метаморфическими преобразованиями вдоль трещин.

Амфибол из обнажений на р. Ревда и на г. 394,4 м по составу соответствует магнезиогорнблендиту, один анализ попал в поле составов актинолита (табл. 1). Амфибол характеризуется невысокой железистостью, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) - 0,23-0,41$. В нем наблюдаются примеси TiO₂ до 0,76 %, MnO 0,15-0,29 %, Cr₂O₃ до 0,15 %. Температура образования амфибола, рассчитанная по термометру [8], варьирует в пределах 550-645° С, что соответствует эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Сланцы и амфиболиты Мариинской свиты относятся к толеитовым базальтам и андези-базальтам, близким по составу породам восточного обрамления Ревдинского массива (долериты параллельных даек г. Азов). Для будин характерно пониженное со-

Обнажение	г. 394,4					р. Ревда					
Образец	P11-1			P12-1			P17-1				
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,47	44,65	44,98	49,45	44,86	45,49	45,00	44,97	45,48	45,35	54,66
TiO ₂	0,26	0,54	0,52	0,49	0,71	0,76	0,37	0,35	0,42	0,37	0,04
Al ₂ O ₃	8,00	12,13	11,39	7,68	11,91	11,46	13,14	12,97	12,42	12,37	2,47
Cr ₂ O ₃	0,05	0	0,12	0,03	0,15	0,01	0	0,01	0,03	0,03	0,08
FeO*	13,06	15,58	15,54	12,05	14,13	13,78	13,08	13,40	12,86	13,22	9,35
MnO	0,24	0,28	0,28	0,28	0,29	0,22	0,23	0,19	0,19	0,19	0,15
MgO	12,53	10,43	10,77	14,06	11,49	11,91	11,30	11,22	11,83	11,67	17,44
CaO	11,50	11,83	11,80	12,22	11,87	11,98	11,81	11,89	11,83	11,93	12,98
Na ₂ O	1,06	1,64	1,60	0,96	1,51	1,38	1,95	2,00	1,83	1,85	0,43
K ₂ O	0,18	0,35	0,33	0,16	0,32	0,32	0,13	0,14	0,12	0,19	0,03
Сумма	97,35	97,43	97,33	97,38	97,24	97,31	97,01	97,14	97,01	97,17	97,63
Минеральный	Мариезиогорибленник								Акти-		
вид по [6]	На пезиоторнолендит Не							нолит			
$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$	0,36	0,41	0,39	0,28	0,34	0,33	0,37	0,38	0,34	0,36	0,23
Т °С по [7]	579	617	614	609	639	645	594	591	601	594	550

Таблица 1. Состав амфибола из пород Мариинской свиты: обнажения на г. 394,4 м и вдоль р. Ревда между Мариинским водохранилищем и Ревдинским прудом.

Примечание: анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX-100 в ИГГ УрО РАН, аналитик Замятин Д.А. FeO* - сумма двух- и трехвалентного железа в виде двухвалентного окисла.

Таблица 2. Состав хромовой шпинели из пород Мариинской свиты, обнажение на г. 394,4м (обр. P11-3) и на южном склоне г. Токариха (обр. P13-3).

Образец	P11-3							P13-3
№ анализа	1-1	1-3	2-1	2-5	2-9	2-10	4-1	5
SiO ₂	0,04	0,11	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,07
TiO ₂	0,20	0,15	0,46	0,48	0,32	0,21	0,28	0,10
Al ₂ O ₃	21,22	33,81	16,78	11,44	12,03	12,13	11,86	28,95
Cr ₂ O ₃	30,57	32,58	32,29	47,62	41,22	43,51	44,94	29,66
V_2O_3	0,11	0	0,31	0,05	0,22	0,14	0,17	0,08
FeO	42,63	24,84	45,26	35,47	40,39	38,97	39,29	35,19
MnO	0,90	0,68	1,08	1,17	1,14	1,10	1,05	0,82
MgO	1,40	8,00	0,49	0,39	0,79	0,80	0,67	1,74
CaO	0,04	0,09	0,10	0,25	0,27	0,29	0,03	0
NiO	0,08	0,11	0	0,03	0,04	0,05	0,09	0,01
ZnO	1,60	0,12	0,98	1,76	1,31	1,33	1,10	3,24
Сумма	98,79	100,49	97,79	98,70	97,77	98,57	99,49	99,86

Примечание: анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX-100 в ИГГ УрО РАН, аналитик Замятин Д.А. FeO* - сумма двух- и трехвалентного железа в виде двухвалентного окисла.



Рис. 1. Зерна акцессорной хромовой шпинели в амфиболитах Мариинской свиты. а – образец из обнажения на г. 394,4 в черте города Ревда, б – образец из обнажения на восточном отроге г. Токариха.

держание РЗЭ и сходный характер распределения микроэлементов. По всей видимости, они являются реликтами габбро из скринов между параллельными дайками. Подобный комплекс параллельных даек описан Г.А. Петровым в северной части Мариинской свиты на г. Арбатский камень [3].

Хромовая шпинель встречена в двух образцах крупнозернистого амфиболита из обнажения на г. 394,4 м, находящегося в 500 м к юго-востоку от г. Лысой (обр. P11-3), и из обнажения в южной части вершины г. Токариха (обр. P13-3). Зерна хромовой шпинели имеют размер 50-200 мкм (рис. 1). Как правило, зерна идиоморфные, иногда со скругленными углами или имеют округлую форму. Поверхность зерен обычно немного резорбирована. В зернах хромовой шпинели наблюдаются следы метаморфических преобразований. Вдоль периферии или по всему объему зерен наблюдаются закономерно ориентированные включения хлорита и замещение шпинели хромовым магнетитом. Причем в некоторых зернах (рис. 1 а), такие включения замещаются титанитом и клиноцоизитом, идентичными по составу аналогичным метаморфогенным минералам из матрицы амфиболита.

По составу шпинель отвечает хромовому герциниту и хромиту. Причем в пределах одного образца (табл. 2, образец P11-3) могут находиться зерна хромовой шпинели с резко отличающимися содержаниями Cr₂O₃ 30,1-47,6 %, Al₂O₃ 11,4-33,8 % и FeO* 25-45 %. Отношение Cr/(Cr+Al) в хромовой шпинели варьирует от 0,39 до 0,74, отношение Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) – от 0,39 до 0,70, отношение Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) – 0,63-0,92. В хромовой шпинели отмечены примеси ZnO до 3,24 %, V₂O₃ до 0,31 %, MnO 0,68-1,17 % (табл. 2). Содержания TiO₂ невысокие и составляют 0,10-0,48%.

При сопоставлении составов хромовой шпинели с составами шпинели из базальтов различных геодинамических обстановок (рис. 2) наблюдается неоднозначная картина. Так на тройной диаграмме Al-Cr-Fe³⁺ (рис. 2, в) наблюдается полное попадание точек в поле составов хромовой шпинели из базальтов зон растяжения в пределах срединно-атлантических хребтов (БСОХ) и в условиях задугового спрединга (БЗС) по данным [5]. При этом на диаграммах соотношений трех- и двухвалентных катионов (рис. 2, а-б) точки значительно удалены от полей составов бонинитов, островодужных толеитов и базальтов зон задугового и океанического спрединга (по данным [5]) в сторону большего отношения Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg). Так же на диаграмме TiO₂-Al₂O₃ (рис. 2, г) больше половины точек анализов попадает на пересечение полей составов БЗС и низкотитанистых островодужных толеитов, построенных по данным [6], три точки попадают в

нижнюю (менее титанистую) часть поля составов базальтов COX, в месте перекрытия с полями составов океанических (COX) и надсубдукционных перидотитов.



Рис. 2. Состав хромовых шпинелей из пород Мариинской свиты в западном обрамлении Ревдинского массива, вынесенные на диаграммы: а-в – с полями составов для хромовой шпинели из толеитов различных геодинамических обстановок по [5], г – с полями составов для хромовой шпинели из вулканитов различных обстановок, а так же из перидотитов зон COX и из надсубдукционных перидотитов по [6].

Таким образом, составы хромовой шпинели из амфиболитов Мариинской свиты отчасти близки к составам хромовой шпинели из задугово-спрединговых базальтов (рис. 2, в-г). Отклонения от полей составов вулканитов в сторону большего содержания двухвалентного железа на диаграммах (рис. 2, а-б) может быть связано с метаморфизмом амфиболитовой фации и последующим ретроградным метаморфизмом. Стоит отметить, что такое отклонение от полей составов БЗС и БСОХ наблюдается и для акцессорных хромовых шпинелей из долеритов параллельных даек г. Азов в восточном обрамлении Ревдинского массива [1], что в совокупности с близкими геохимическими характеристиками указывает на сходство этих двух комплексов пород.

Исследования проводятся при поддержке 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов при формировании земной коры складчатых систем (на примере Урало-Монгольского пояса)».

Литература

1. *Берзин С.В.* Хромистая шпинель из долеритов параллельных даек и базальтов Полевского сегмента Тагильской зоны (Средний Урал): морфология, состав, интерпретация геодинамических условий образования вулканитов // Ежегодник-2012, Труды ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013. С. 88–92.

2. Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 152 с.

3. *Петров Г.А.* Геология и минерагения зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2006. 195 с.

4. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

5. *Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol., 2001. V. 42. P. 2279-2302.

6. *Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol., 2001. V. 42. P. 655-671.

7. *Leake B.E., Woolley A.R., Arps Ch.E.S., Birch W.D., Gilbert M.Ch. et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, Commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist, 1997. V. 35. P. 219-246.

8. *Otten M. T.* The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // Contribution to mineralogy and petrology, 1984. V. 86. P. 189-199.

О РОЛИ МЕТАСОМАТИТОВ В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ СУРЬМЯНО-РТУТНЫХ И КОМПЛЕКСНЫХ СУРЬМУСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО РУДНОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Вазиров К.В., Малахов Ф.А.

Таджикский национальный университет, г. Душанбе, Таджикистан

Зеравшано-Гиссарский рудный пояс является составной частью сложной в геологическом отношении горной системы Центрального Таджикистана, история формирования которой охватывает период от конца Pz_1 до KZ. По особенностям тектонического развития, геологического строения, типам разреза, геолого-структурной позиции в металлогении пояса выделяются ртутные, сурьмяные, сурьмяно-ртутные и Sb-Hg-As-Pb-Zn-CaF₂-Au и сурьмусодержащие оловянные (с серебром, полиметаллами и PЭ месторождения, с учётом факторов локализации месторождений сурьмы и ртути в других регионах СНГ и Китая [3, 5, 6, 7, 8, 9, 10], могут быть подразделены на: 1) согласные пластообразные залежи на контакте карбонатных пород S₂-C₁ со сланцами верхнего палеозоя в роли экрана; 2) месторождения секущего типа; 3) комплексные Sb-Hg-As-Pb-Zn-CaF₂-Au- и сурьмусодержащие редкометалльные месторождения сложной морфологии, залегающие на стыке двух структурно-тектонических зон, в поднадвиговых сложных системах трещиноватости и милонитизации терригенных толщ, характеризующихся гранитоидов-порфиров, трубок взрыва и даек щелочных базальтоидов [3, 5].

Для месторождения первой группы характерно двух и трёхчленное строение разреза и многоярусное размещение оруденения джаспериодного типа, объединяющие месторождения Магиан-Маргузорского района и Пасруд-Ягнобской рудной зоны. Они контролируются зонами глубинных разломов и оперяющие их структур, размещают значительные и различные по генезису моно- и диметалльные сурьмяные (Каракамар, Чоррога, Туркпарида, Валандгидароз), ртутные (Кавнок, Чапдара), комплексные цинково-свинцово-сурьмяные (Гурдара, Каракамар, Зархок), ртутно-сурьмяно-медные (Зархок, Чоррога), сурьмяно-ртутно-сульфидно-золото- (Джижикрут) и сурьмусодержащие оловянные (Тагобикуль, Кумарх, Мушистон и др.) руды [1]. Последние и подобные им месторождения сопровождаются различными зонами регионального и контактового метаморфизма, а также гидротермально измененных и исходных с последними по внешнему облику и составу, но различающихся по генезису пород, среди которых могут быть выделены ороговикованные, окварцованные кварцево-кремнистые, скарнированные разности и микрокварциты.

Ороговикованные породы и ороговикование, развиваясь в краевых частях гранитоид-порфиров, особенно в непосредственной близости пород алюмосиликатного состава и в местах сопряжения разрывных нарушений, характеризуются простым кварцевым составом, плотным сложением, белёсой, реже тёмной окраской. По времени образования процесс ороговикования дорудный, поэтому рудные тела почти не встречаются в пределах ненарушенных зон. В локализации оруденения роговики, кварцево-кремнистые и скарнированные породы выступают в роли наиболее механически благоприятной среды, в которой вследствие высокой хрупкости пород развиваются зоны массовой трещиноватости, окварцевания и брекчирования. Среди окварцованных пород кварц, возникший в процессе регионального метаморфизма песчано-сланцевой толщи, в качестве поискового критерия вряд ли имеет значение. Но, метасоматически окварцованные, кварц-кремнистые, кварц-карбонатные (джаспериоды) и микрокварциты являются обычными рудовмещающими породами ртутно-сурьмяных месторождений не только Центрального Таджикистана, но Южной Ферганы и Китая [8, 10]. Джаспероиды являются продуктами крайнего замещения кварцем карбонатных пород Кавнокского, Зархокского, Туркпаридинского и др. месторождений Шинг-Магианского района и Джижикрут-Пасруд-Ягнобской зоны. Места образования джаспериодов - зоны контакта карбонатных пород с песчано-сланцевыми толщами, где они в виде пластообразных и линзообразных залежей «причленяются» к разломам, выклиниваясь по мере удаления от них. При частичном окварцевании в карбонатах развиваются длинопризматические и игольчатые кристаллы кварца. Структура породы гранобластовая. По мере усиления процесса окварцевания степень идиоморфизма кварца уменьшается, появляются ксеноморфные зерна с реликтовым карбонатным веществом; повсеместно встречаются серицит, флюорит, кальцит, доломит и рудные минералы - пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, антимонит, киноварь и реальгар. Наблюдается телескопирование; гидрослюда джаспериодов замещается каолинит-диккитом. Постоянными примесями являются: Mg, Fe, Ni, Mn, Ti, Ag, Au (до 1,5 г/т) и редкие - Se, Tl, Te, F, Be, Sc. Образование джаспериодов сопровождалось выносом из карбонатной породы Ca, Mg [CO₃], привносом Si и О, отлагалась основная масса сурьмы, ртути, меди, полиметаллов, золота, серебра, таллия, селена, теллура и др. Кварц-антимонит-джаспероидный минеральный тип по запасам сурьмы в Таджикистане занимает первое место среди стран СНГ (свыше 1 млн.т), большая часть их заключена в уникальном Sb-Hg-Au месторождении Джижикрут. В породах кровли отмечается мелкокристаллический пирит, рассеянные зерна золота и органика.

В отличие от джаспероидов, микрокварциты обнажаются в виде скальных выходах на площади Каракамарского и Иджамского сурьмяных месторождений. Породы тёмно-серого до белёсого цвета под микроскопом частично сохранили полосчатую текстуру; встречаются также кремневые микроорганизмы. Судя по облику, составу и текстуре породы образовались за счёт гидротермально-метасоматического преобразования брекчированных кремнистых сланцев и пропластки песчаников, известняков и черных глинисто-углистых сланцев. Наиболее интенсивные метасоматические преобразования пород происходили в местах пересечения разломами шарниров антиклинальных складок, где терригенные отложения с кремнистыми сланцами в основании подстилаются слоистыми кремнистыми известняками. Оруденение распределено в них крайне неравномерно и локализуется в участках, испытавших повторные тектонические деформации, следовательно, размеры залежей микрокварцитов намного превосходит заключенных в них рудных тел (Каракамар, Иджам). Процесс сопровождался привносом кремния и кислорода из подстилающих кремнистых известняков, увеличивается содержание сурьмы, цинка, свинца, меди, ртути, железа, в пробах постоянно устанавливается серебро, спорадически встречается золото, обнаружен валентинит. В зоне окисления породы осветлены.

В пределах Тагобикуль-Кумархского рудного поля на автометасоматически изменённых породах накладывается пневматолито-гидротермальный процесс, формируется грейзенизированные породы, сопровождающиеся касситеритом. Грейзенизированные породы затушеваны продуктами гидротермально-метасоматических процессов с оловянной, медно-колчеданной и золотой минерализацией. Метасоматический процесс завершается аргиллизацией, пиритизацией, карбонатизацией пород с наложением кварц-сфалерит-галенитовой, кварц-сульфидно-сульфосольной с золотом, кварц-антимонитовой и реальгар-аурипигментовой минерализаций [1, 5].

На Кончочском месторождении скарнирование проявлено ограничено и локально вдоль разрывов, осложняющих зоны контактов гранитоид-порфировых тел с известняками. Ширина зон этого процесса исчисляется первыми десятками сантиметров. Характерным минералом является хлоритизированный гранат-альмандин в виде изометрических зерен (n=1.817) до 5 мм в диаметре. Скарнирование сопровождалось привносом глинозёма, калия, железа, магния и выносом кремнезема, натрия, углекислоты, в чём обнаруживается сходство с начальными стадиями диффузионного метасоматизма. Последующее гидротермальное изменение пород приведет к накоплению глинозема, развиваются процессы их аргиллизации. Часть железа войдёт в состав хлоритированного биотита и граната, а другая, избыточная, даст гематит и дисульфиды железа. Структура гранит-порфира приобретает реликтовый облик.

Пирит также является характерным минералом околорудно-измененных пород многих ртутно-сурьмяных месторождений Центрального Таджикистана и Южной Ферганы [10]. Различаются метаморфогенная и гидротермальная разности пирита. Основная форма метаморфогенного пирита в виде изометрических зерен (0,01-0,02 мм) развивается согласно со слоистостью вмещающих пород и ассоциирует с кварцем, карбонатом и углистым веществом. Нередко встречаются метакристаллы и порфиробласты (0,5х0,5см) кубического габитуса. Гидротермальный пирит образует вкрапленность и прожилковообразные скопления вблизи рудных тел, либо вдоль тектонических нарушений совместно с кварцем, серицитом, хлоритом, арсенопиритом, антимонитом, сфалеритом киноварью, реальгаром, золотом и др. Для этого пирита характерен пентагондодекаэдрический габитус и он связан с рудным процессом. Об этом свидетельствуют повышенные содержания в нём таллия, сурьмы, ртути, цинка и золота. Всё это позволяет рассматривать пиритизацию как один из типичных видов околорудного изменения вмещающих пород. Наряду с этими пиритами в надрудных зонах многих месторождений ртути и сурьмы устанавливаются зоны, обогащенные сажистым мельниковит-грейгитом, нерастворимым органическим веществом типа керогена [2]. Содержание органического вещества на месторождениях секущего кальцит-киноварного и кварц-диккит-киноварного минеральных типов (Акбашир, Имаган, Каракуль и др.) колеблется от 0,23 до 1,27 %, джаспероидного и кварц-антимонитового типов (Бузинова, Римако, Чоррога и др.) достигает в среднем 1%, в том числе в хлороформенных и спиртобензольных вытяжках (битумы)- до 0,1%, а в пределах Кончоча- до 1%. Содержание сурьмы и ртути в битумсодержащих сланцах колеблется от 0,001 до 0,1%. Учитывая сорбционную способность органических веществ, поглощающих ртуть, процесс дебитумизации (осветление) вмещающих пород [10] необходимо рассматривать в качестве надежного косвенного индикатора при поисках скрытых рудных тел. В брекчированных щелочных базальтоидах трубки взрыва, заключенной в кальцитизованных и дробленных известняках зоны Кончоч-Каракульского разлома графит (n=1,95) образует крупные чешуйки железночерного цвета с сильным металловидным блеском. Они имеют неправильную, реже удлиненную форму (от 0.01-0.5 до 2.0-6.0 мм) ориентированно заполняют промежутки между зернами кварца и плагиоклаза. С графитом тесно ассоциируют флогопит, биотит, пирит, гранат и серицит. На эти минеральные ассоциации накладываются киноварь, реальгар, каолинит-диккит и монтмориллонит.

Каракульский разлом фиксируется на местности широкой полосой сильно измененных, перетертых пород, местами превращенных в пакеты тектонических глинок, состоящих из очерненных сланцев, алевролитов, известняков и кислых интрузивных пород по сбросо-сдвиговым нарушениям, игравших роль локального экрана. Эти пропитанные органическим веществом породы, прорезанные прожилками кварца, каолинита-диккита и др., несут в себе ртутную минерализацию, содержат мельковкрапленное золото, пирит, пирит-мельниковит, реальгар, реже арсенопирит и другие таллийносные сульфиды,

Осветленные зоны развиты в зонах разломов Кончочского месторождения. Процесс усиливается по направлению к контакту с вмещающими породами, которые, напротив, очернены и связаны с перераспределением органики под воздействием гидротермальных растворов, что обусловливает интенсивную углефикацию сланцев надрудной толщи известняков. Такое явление может происходить в результате образования летучих фторорганических соединений из рудовмещающих пород [2, 10]. Физико-химические особенности процесса графитизации изучены недостаточно. Предполагается, что при гидротермальном метаморфизме часть органических соединений отгоняется за пределы зон метасоматического изменения, а часть - подвергается графитизации. Возникновение графита в магматических породах происходит в результате ассимиляции и дебитумизации известняков под воздействием высокотемпературных эманаций [2,10]. Каков механизм воздействия на битумы низкотемпературных рудоносных растворов сказать трудно. Наряду с описанными выше органическими веществами и графитом, в минерализованных и надрудных зонах многих месторождений золота, ртути и сурьмы (Кончоч, Рузиобнок, Чульбой) устанавливается зоны очернения, обогащенные мельниковитом. Выделяется первичное и вторичное проявление этого процесса. Очернению подвергаются целые толщи, пласты, а также породы, примыкающие к крутопадающим зонам дробления и милонитизации, развитым вдоль нарушений. Очерненные зоны- это сажистые разности дисульфидов железа и мышьяка (в виде реальгара) в сочетании с углистым веществом. Они пропитывают и цементируют брекчированную массу, обломки оруденелых пород, являясь составной их частью. В породах и рудах, содержащих мелкие скопления мельниковита (с органическим веществом), пирита, киновари, реальгара, кварца, полевого шпата, каолина и др. минералов, располагается тонковкрапленное, иногда пленочное золото. Оно покрывает ранний пирит и в самородном виде содержится в аргиллизитах, окварцованных и битуминизированных известняках на пересечении секущих разломов, которые благоприятствуют обнаружению нетрадиционного для Центрального Таджикистана золотого оруденения Карлинского типа. Таким образом, приуроченность оруденений к благоприятным горизонтам, содержащим углеродистое вещество и прожилки кварцево-диккитового состава на пересечении с секущими рудоподводящими разломами и другими геохимическими особенностями рудопроявления Рузиобнок, Имаган, Чульбой и Саридевол имеет некоторое сходство с минерализацией типа Карлин, где рекомендуется проводить поисково-оценочные работы.

В пределах Шинг-Магианского рудного района березитизация проявлена в Кончоч-Каракульском и Чоррагинском рудных полях. Ею затронуты породы алюмосиликатного состава (песчаники, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др.), слагающие лежачие бока разломов и участки разноориентированных трещин. На Кончочском месторождении породы характеризуются более светлой окраской по сравнению с исходными разностями, что обусловливается замещением цветных минералов серицитом, кварцем, карбонатом. В строении березитизированных пород выделяются три метасоматические зоны: 1) зона слабоберезитизированных пород; 2) зона березитированных пород и 3) зона березитов. Детальное исследование метасоматических зон показывает, что состав минералов по мере удаления от рудных тел постепенно изменяется, теряется первичный облик, структура породы становится вторичной. Процессы изменения пород более ясно проявлены вблизи кварц-арсенопиритовых и кварц-сфалерит-пирит-арсенопиритовых жил. Основными породо- и рудообразующими минералами являются кварц, серицит и рудные; порода может быть названа серицитовым метасоматитом [3, 4, 5]. Детальные химические, рентгеноструктурные, термометрические, термические, оптические исследования минералов, слагающих преобладающую часть перечисленных метасоматических зон, показывают, что состав минералов по мере удаления от рудных тел постепенно изменяется. Последовательность изменения алюмосиликатных пород выражается в новообразовании минералов- кварца, серицита и сульфидов. Поведение последних при образовании каждой из зон показывает, что процесс протекал при привносе кремния, магния, кальция и окиси железа. Березиты и их разности пересечены прожилками кварц-диккит-антимонитового, кварц-киноварь-антимонит-флюоритового с золотом и кварц-реальгар-аурипигментового состава, а тесная связь березитов с рудными телами позволяет использовать их в качестве поискового признака при прогнозировании скрытых рудных тел.

В регионе аргиллизацией захватываются как предварительно окварцованные, березитированные и серецитизированные (с гидрослюдой) породы, так и не затронутые этими изменениями их разности. Они встречаются вдоль пологопадающих тектонических нарушений и оперяющих их трещин разрыва и сопровождают ртутно-сурьмяное оруденение среды пластообразных залежей джаспериодов. Полная аргиллизация наблюдается в непосредственном контакте с минерализованными трещинами и вблизи тектонических зон. Выражаясь в образовании гнёзд, линз, прожилков и скоплений каолинита-диккита и кварца, тесно ассоциирующих с флюоритом, пиритом, марказитом, антимонитом, киноварью, реальгаром и золотом, нередко каолинит-диккит образует самостоятельные прожилки и заполняет трещины различного падения. Для этого минерала более характерны плотные восковидные минеральные агрегаты белого цвета с различными кремовыми, розовыми, голубовато-серыми и салатное-яблочно-зеленовато-серыми оттенками. Микроскопически он развивается за счёт полевых шпатов, серицита, хлорита, гидрослюды и затушевывает следы проявления более ранних стадий процессов предрудного изменения.

На площади Кончочского месторождения аргиллизация гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров имеет широкое распространение, где мощность измененных пород достигает десятков метров. Характерным для аргиллизированных пород является то обстоятельство, что аргиллизация накладывается на продукты предшествующих процессов березитизации и окварцевания и почти везде затушевывает их. Поэтому, в конечном счете, формируются кварц-хлорит-серицит-гидрослюда-каолин-диккитовые образования, которые обычно редко сохраняют структурные особенности исходных пород и сопровождают сурьмяно-ртутную (с флюоритом и баритом) и золото-мышьяковую минерализации. Аргиллизированные зоны в зоне окисления обычно осветлены. Процесс сопровождался выносом K_2O , Na_2O , MgO, CaO, CO_2 , привносом Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 и значительным увеличением рудообразующих (Sb, Hg, As, Zn, Pb, Au) и примесных (Se, Te, Ta, Cd, Ba и др.) элементов.

Литература

1. Алхазов Ю.В., Ефименко В.Н. Условия образования и рудоносность метасоматитов Тагобикуль-Кумархского рудного поля. Вопросы геологии Таджикистана. Душанбе: ТГУ, 1973. Вып. 3. С. 154-158.

2. Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеродные газы как спутники гидротермальной деятельности. М.: Недра, 1967. 251 с.

3. Вазиров К.В. Ртутно-сурьмяно-золоторудная формация Центрального Таджикистана и её промышленное значение. Душанбе: Дониш, 1992. 347 с.

4. *Вазиров К.В.* Очернение и очерненные породы месторождения Кончоч. Доклады АН Тадж. ССР, 1975. Т. 18, № 3. С. 42-46.

5. *Вазиров К.В.* Комплексные сурьмусодержащие оловорудные и полиметаллическосеребряные месторождения Таджикистана // Геология и минеральные ресурсы, 2006. № 1. С. 30-34.

6. *Караев Ю.В.* Типы комплексных сурьмяных и сурьмусодержащих месторождений. Обзор (ОНТИ, ВИЭМС). М.: 1980. 56 с.

7. *Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1969. 289 с.

8. *Никифоров Н.А.* Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Условия размещения и вопросы методики прогнозирования. Фрунзе: Илим, 1969. 239 с. 9. Федорчук В.П. Геология сурьмы. М.: Недра, 1985. 267 с.

10. *Федорчук В.П.* Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М.: Недра, 1964. 286 с.

ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ НАРОДО - ИТЬИНСКОГО ХРЕБТА

Денисова Ю. В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

В южной части Народо - Итьинского хребта расположено достаточное количество мелких гранитных тел. Наиболее крупными из них являются - Бадъяюский и Яротский гранитоидные массивы.

Бадъяюский гранитоидный массив протягивается на 10 км вдоль западного склона Народо-Итинского кряжа, пересекая долины рек Малая и Большая Бадьяю в их верховьях, затем прослеживается далее на юг до реки Селемью. Этот массив является непосредственным продолжением расположенного северней Лемвинского гранитного массива.

Необходимо отметить, что вариации наблюдаются, в основном, и в первичных, и в наложенных структурах. Первичная структура - паналлотриоморфная среднезернистая (до крунозернистой), с изменением размера преобладающих зерен 2-3 мм, реже 3-5 м). Текстура массивная, однородная. Однако отмечаются и участки, сложенные мелкозернистыми лейкогранитами, вплоть до аплитов зерна - менее 0,3 мм).

Однако, основные вариации обусловлены наложением на первично магматические структуры структур, обусловленных катаклазом и последующей перекристаллизацией, которые могут проявляся в разной степени от начальных стадий дробления до полной милонизации или огнейсования. Гранитов без проявления катаклаза в этом массиве практически нет.

По минеральному составу бадьяюские граниты весьма однообразны - лейкократовые (аляскитовые) породы, сложенные, в основном щелочным натрово-калиевым полевым шпатом (50 - 65 %) и кварцем (25 - 30 %), с незначительным содержанием первичного кислого плагиоклаза (до 10 %) при широко изменяющимся содержании вторичного альбита (1- 25 %). Кроме этих минералов, в гранитах Бадьяюского массива всегда присутствуют биотит (1-3 %), серицит и мусковит (до 7 - 8 %), нередко эпидот, хлорит, цоизит. В качестве акцессорных минералов характерны циркон, апатит, сфен, лейкоксен, флюорит. Также встречаются ортит, гранат. Рудные же минералы представлены преимущественно различными сульфидами - пиритом, халькопиритом, молибденом, галенитом, сфалеритом. Кроме того, обычны гематит и магнетит.

Циркон Бадьяюского массива разделен на три морфологических типа. Первый тип - светлоокрашенный (от бесцветного до светло-коричневого) прозрачный короткопризматический циркон. Размер кристаллов – 0,05 - 0,25 мм. Коэффициент удлинения – 0,6 - 1,2. На катодолюминесцентных снимках отмечается четко выраженная зональность (рис. 1. а, б, в). Ко второму типу относится темный короткопризматический прозрачный циркон. Цвет данного типа коричневый. Размер таких кристаллов – 0,1 - 0,25 мм. Коэффициент удлинения – 0,8 - 1,3. Внутреннее строение кристаллов многозональное. Зональность циркона второго типа Бадьяюского массива – симметричная, реже наблюдается ассиметричная (рис. 1. г, д, е). Циркон третьего типа - длиннопризматические прозрачные кристаллы преимущественно светло-коричневого цвета, реже коричневые. Кристаллы размером – 0,4 - 0,8 мм и коэффициентом удлинения – 1,5 - 4,0 (реже 8,0). Внутреннее строение кристаллов данного типа характеризуется симметричной зональностью (рис. 1. ж, з, и).

Апатит присутствует в виде полупрозрачных молочного цвета кристаллов. Грани кристаллов сглажены. Форма кристаллов – таблитчатая. Размер - 0,2 – 0,4 мм.



Рис. 1. Катодолюминесцентные снимки цирконов Бадьяюского массива (a), б), в) – циркон первого типа, г), д), е) – циркон второго типа, ж), з), е) – циркон третьего типа).

Сфен представляет собой полупрозрачные бесцветные или молочные кристаллы, Форма - пинакоидальная. Размер - 0,2 – 0,4 мм. Включения отсутствуют.

Пирит выявлен в виде кристаллов кубического габитуса. Цвет - желто-коричневый. Блеск - металлический. Размер - 0,2 – 0,4 мм.

Эпидот встречается в виде зерен неправильной формы. Цвет минерала темнозеленый с оттенком более светлых тонов по краям данных зерен. Блеск – матовый. Размер - 0,3 – 0,8 мм.

Галенит представлен кубическими кристаллами стального цвета с металлическим блеском. Размер минералов не превышает 1 мм. Иногда кристаллы акцессорного галенита содержат вростки рутила.

Магнетит образует изометричные кристаллы с сильно изъеденными гранями. Магнетит имеет черный цвет, металлический блеск. На некоторых зернах присутствует буроватая пленка. Размер - 0,2 – 0,4 мм.
Ильменит встречается в виде неправильной формы зерен железно-черного цвета. Блеск - металлический. Излом раковистый. Размер - 0,3 – 0,8 мм.

Яротский гранитоидный массив представляет собой узкое пластинообразное крутопадающее тело, которое протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 6 км при ширине от 200 до 50 м. Массив пересекает долину Малой Яроты и приурочен к тому же протяженному дизъюктиву (взбросу-надвигу), в зоне которого расположены Бадьяюский и Лемвинский массивы.

Для яротских гранитов так же характерно практически повсеместное, но неравномерное проявление наложенного динамоморфизма, в результате чего формируются катаклазиты со структурами, отображающими разные стадии этих процессов: кластогранитной, порфирокластовой, очковой, флазерной, милонитовой, бластомилонитовой, В зонах проявления постмагматического метасоматоза и перекристаллизации структура может быть гранобластовой, пойкилобластовой, порфиробластовой, лепидобластовой.

Вариации минерального состава следующие: преобладают щелочной полевой шпат (43 - 50%) и кварц (32 - 37%). Кроме того, присутствуют плагиоклаз первой генерации (5 - 8%), мусковит и серицит (2-3%), биотит (1- 2%), вторичный альбит (до 10%), эпидот, клиноцоизит, лейкоксен (1 - 3%), акцессорные и рудные минералы (0,5 - 1,7%).

В интенсивно катаклазированных гранитах с катабластическими структурами, как правило, возрастает содержание мусковита (до 7 - 8 %) и альбита (до 15 - 20 %) за счет снижения доли первичных полевых шпатов. В метасоматизированных атаклазитах содержание кварца может достигать 65 %. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, флюоритом. Иногда встречаются ортит, который при катаклазе интенсивно замещается эпидотом. Среди рудных минералов преобладают сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит). В протолочках встречаются магнетит и гематит. Также присутствует магнетит.

Циркон представлен тремя морфологическими типами. К первому типу относится светлоокрашенный (от бесцветного до светло-коричневого) прозрачный короткопризматический циркон. Размер кристаллов – 0,05 – 0,25 мм. Коэффициент удлинения – 0,6 – 1,2. При катодолюминесцентном свечении имеет место ассимметричная многозональность (рис. 2. а, б, в). Второй тип - темный короткопризматический прозрачный циркон. Цвет данного типа коричневый. Размер таких кристаллов – 0,1 – 0,25 мм. Коэффициент удлинения – 0,8 – 1,3. Внутреннее строение кристаллов – малозональное. Зональность – симметричная. Реже встречаются кристаллы с симметричной зональностью, выраженной 2-3 зонами (рис. 2. г, д, е). Циркон третьего типа представлен длиннопризматическими прозрачными кристаллами преимущественно светло-коричневого цвета. Реже встречаются коричневые разновидности циркона. Кристаллы размером 0,4 – 0,8 мм и коэффициентом удлинения 1,5 – 4,0 (реже 8,0). Встречаются как многозональные, так и малозональные кристаллы с симметричной зональностью (рис. 2. ж, з, и).

Апатит – широко распространенный акцессорный минерал магматических пород - в пробах данного массива отмечен в виде полупрозрачных кристаллов. Цвет минералов - молочный. Грани частично сглажены. Форма – таблитчатая. Размер - 0,15 – 0,35 мм.

Сфен встречается в виде идиоморфных кристаллов со сглаженными гранями. Минерал представлен матовыми сероватого цвета кристаллами. Реже встречаются кристаллы желтоватого цвета. Отдельные минералы содержат включения предположительно ортита. Форма кристаллов сфена – пинакоидальная. Размер - 0,1 – 0,3 мм.

Пирит представлен кристаллами буровато - желтого цвета и металлическим блеском. Кристаллы имеют кубический габитус. Размер - 0,2 – 0,4 мм.

Галенит. Кристаллики галенита исключительно кубической формы. Цвет – стальной, блеск - металлический. Размер - 0,2 – 0,9 мм. Редко отмечаются вростки рутила.



Рис. 2. Катодолюминесцентные снимки цирконов Яротского массива (а), б), в) – циркон первого типа, г), д), е) – циркон второго типа, ж), з), е) – циркон третьего типа).

Магнетит образует изометричные кристаллы с сильно изъеденными гранями. Минерал черного цвета с металлическим блеском. Размер магнетита Яротского массива - 0,2 – 0,3 мм

Эпидот – преимущественно темно - зеленые зерна неправильной формы с матовым блеском. Размер - 0,4 – 0,7 мм. Таким образом, можно отметить общие черты для гранитоидов Бадьяюского и Яротского массивов.

Характерной особенностью является наличие сильного катаклаза с последующей бластической перекристаллизацией, следствием чего преобладающими структурами являются катакластические, милонитовые, а так же практически отсутствие жильных образований.

Видовой состав акцессорных минералов для гранитоидов южной части Народо -Итьинского хребта подобен, но при этом в каждом массиве имеет свои особенности. Так, в породах Яротского массива в заметных количествах постоянно присутствует пирит, в единичных знаках – апатит, галенит, магнетит, циркон, эпидот. Для гранитов Бадьяюского массива характерно большее разнообразие акцессорных минералов. Так, в заметных количествах постоянно присутствуют циркон, пирит, эпидот, магнетит, в единичных знаках – гранат, ильменит, монацит, ортит.

ЛИСТВЕНИТЫ И БЕРЕЗИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ГАНЕЕВСКОЕ (УЧАЛИНСКИЙ РАЙОН, БАШКОРТОСТАН)

Заботина М.В.¹, Белогуб Е.В.¹, Новоселов К.А.¹, Паленова Е.Е.¹, Краснокутская А.В.²

¹ Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, mary_7-88@mail.ru ² ЮУрГУ, филиал г. Миасс

На Урале в зеленокаменном поясе зоны ГУР широко распространены месторождения, связанные с процессами лиственитизации и березитизации пород. В большинстве случаев эти породы содержат золоторудную минерализацию и привлекают большое внимание исследователей. Источник золота в лиственитах и березитах этих месторождений дискуссионен. Наряду с мнением о магматическом происхождении золота, существует гипотеза о полихронности его накопления, согласно которой золото, накопленное при осадконакоплении и гидротермальных процессах, синхронных с вулканизмом, во время коллизии может переотлагаться с образованием более богатых концентраций [7, 10].

Данное исследование направлено на изучение процессов лиственитизации и березитизации на Ганеевском месторождении золота.

Ганеевское месторождение расположено в 9 км ЮВ г. Учалы, в 2010-2012 гг. отрабатывалось ЗАО НПФ БЗК. Рудные тела локализованы в зоне тектонического контакта поляковской (S₁pl) и улутауской (D₂gv ul) вулканогенно-осадочных толщ, на участке месторождения также развиты породы карамалыташской свиты (D₂ef-gv kr) [1, 8, 9]. Структура месторождения имеет субмеридиональное простирание и субвертикальное падение. Вмещающие породы в пределах карьера представлены метабазальтами, кварц-хлоритовыми метасоматитами, иногда пиритизированными, среди которых встречаются линзы вулканогенно-осадочных пород и тектонические пластины серпентинитов. Рудная зона представлена лиственитами, пирит-, карбонат-содержащими серицит-кварцевыми метасоматитами (березитами) и кварцевыми жилами. Листвениты имеют кварц-альбит-доломит-магнезитовый состав с фукситом, парагонитом и реликтами талька, характеризуются низким содержанием SiO₂ (24,02-30,02 мас. %), Al₂O₃ (0,52-0,68 мас. %) и высоким - СО₂ (13,46-18,98 мас. %). Характерно присутствие малых элементов (г/т): Cr (503-740), Ni (1336-1545). Березиты представлены ассоциацией серицит-доломит(анкерит)-альбит-кварц, их химический состав (мас. %): SiO₂ (46,3 -46,86), Al₂O₃ (12,04–13,23), TiO₂ (1,00–0,92). В качестве малых элементов присутствует: Си (161,8 – 241,2 г/т) (табл. 1). Следует отметить отсутствие гранитоидов в геологическом строении месторождения.

Считается, что листвениты образуются преимущественно по магматическим породам ультраосновного и основного состава. По химическому составу содержат (мас. %): SiO₂ (20,00 – 41,04), Al₂O₃ (0,21 – 12,4), TiO₂ (следы – 0,54) и CO₂ (4,03 – 34,09). Характерно наличие реперных элементов, таких как Cr, Ni, Co [2].

Березиты образуются преимущественно по породам кислого и среднего состава. Отмечены также сходные по составу метасоматиты, которые можно назвать березитами, образовавшиеся по вулканическим и вулканогенно-осадочным породам основного состава при аналогичном процессе кислотного метасоматизма [3]. Березиты, образованные по кислым породам, в химическом составе содержат (мас. %) SiO₂ (ок. 64,0), Al₂O₃ (ок. 22,0). Березиты, образованные по вулканитам основного состава, содержат значительно меньше SiO₂ и больше Al₂O₃, а в качестве малых реперных элементов могут присутствовать Cu, Zn, Pb [3]. Классическим примером формирования лиственитов и березитов служит месторождение Березовское, где впервые эти породы выделил Г. Розе. По составу они представлены железистым и магнезиальными карбонатами (доломит, анкерит, брейнерит), кварцем, калиевой слюдой (фукситом – в лиственитах и мусковитом, серицитом – в березитах) и распространенным в этих породах пиритом [11]. Формирование золотоносных лиственитов и березитов считается результатом единого метасоматического процесса, обусловленного воздействием на химически разнородные породы растворов, связанных с гранитоидами [7]. Однако, существуют месторождения в лиственитах с рудными кварцевыми жилами, такие как Алтын-Ташское в Миасском районе [4], Октябрьское в Учалинском районе [5], где в геологическом строении гранитоиды отсутствуют, а листвениты и березиты также являются золото-носными.

В образовании лиственитов и березитов наряду с кислотным и углекислотным метасоматозом, может принимать участие щелочной К [11], в некоторых случаях К-Na метасоматоз [2].



Рис. 1. Поведение оксидов петрогенных элементов при лиственитизации. Породы (отмечены по оси х): 1 – гипербазит (среднее по 7 анализам), 2 – лиственит (среднее по 3 анализам). Соотношение окислов (по оси у).

Принимая во внимание химический состав лиственитов Ганеевского месторождения (пониженное содержание SiO₂ и Al₂O₃ и повышенное содержание CO₂), наличие магнезиальных карбонатов (доломит, магнезит), присутствие реперных малых элементов таких как Cr, Ni и Co, можно предположить, что они образовались по ультраосновным породам. Березиты, характеризующиеся невысоким содержанием SiO₂, достаточно высоким Al₂O₃ и наличием Cu, по составу сопоставимые с составом метабазальтов и хлоритовых сланцев, образованных по вулканогенно-осадочным породам дают возможность предположить, что они образовались по вулканитам основного состава. Для оценки изменения химического состава пород при лиственитизации на Ганеевском месторождении в качестве «исходной» породы использовался средний состав гипербазита Учалинского района (мас. %): SiO₂ 42,9; TiO₂ 0,031; Al₂O₃ 1,61; Fe₂O₃ 3,74;

45,86 $40,52-56,94$ $48,76$ $44,08-49,44$ $45,96$ $44,72-46,86$ $31,75$ $24,02-41,2$ $0,73$ $0,12-1,84$ $1,15$ $1,12-1,18$ $0,96$ $0,92-1,0$ $0,07$ $<0,5-0,12$ $15,77$ $14,3-17,1$ $15,25$ $14,77$ $13,2-17$ $4,67$ $0,52-12,8$ $1,53$ $0,92-2,56$ $3,07$ $2,65-3,5$ $1,811$ $0,87-3,09$ $0,37$ $0,07-0,62$ $5,78$ $3,57,4$ $7,45$ $7,2-7,7$ $6,77$ $4,0-8,1$ $5,13$ $4,7-5,7$ $0,13$ $0,09-0,17$ $0,19$ $0,16-0,22$ $0,2$ $0,17$ $0,09-0,15$ $7,54$ $2,7-13,0$ $5,45$ $4,6-6,3$ $5,56$ $4,7-6,2$ $22,23$ $8,7-30$ $7,54$ $2,7-13,0$ $5,45$ $4,6-6,3$ $5,02$ $4,7-6,2$ $22,223$ $8,7-30$ $7,44$ $5,37-10,6$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,98$ $4,99-7,35$ $4,8$ $0,86-7,32$ $3,4$ $1,92-4,38$ $5,13$ $5,1-5,17$ $5,03$ $4,99-7,35$ $8,7-30$ $0,15$ $0,19-0,16$ $0,18$ $0,16-0,22$ $0,22-1,36$ $0,17$ $0,012$ $0,12$ $0,12-0,16$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,93$ $4,99-7,35$ $8,7-32$ $3,4$ $1,92-4,38$ $5,1-5,17$ $5,03$ $4,99-7,35$ $8,7-32$ $0,12$ $0,12-0,16$ $0,12$ $0,12$ $0,11$ $0,112$ $0,112$ $0,12$ $0,12$ $0,13$ $0,22-1,133$ $3,5-1,4,8$ $1,96-1,02$	Іредел іебаний	5	Предел колебаний	m	Предел колебаний	4	Предел колебаний	5	Предел колебаний
0,73 $0,12-1,84$ $1,15$ $1,12-1,18$ $0,96$ $0,92-1,0$ $0,07$ $<0,5-0,12$ $15,7$ $14,3-17,1$ $15,25$ $14,7-15,8$ $14,7$ $13,2-17$ $4,67$ $0,52-12,8$ $1,53$ $0,92-2,56$ $3,07$ $2,65-3,5$ $1,81$ $0,87-3,09$ $0,37$ $0,07-0,62$ $5,78$ $3,5-7,4$ $7,45$ $7,2-7,7$ $6,77$ $4,0-8,1$ $5,13$ $4,7-5,7$ $0,13$ $0,09-0,17$ $0,19$ $0,16-0,22$ $0,2$ $0,16-0,24$ $0,17$ $0,09-0,15$ $7,54$ $2,7-13,0$ $5,45$ $4,6-6,3$ $5,6$ $4,7-6,2$ $22,2,23$ $8,7-30$ $7,44$ $5,37-10,6$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,98$ $4,99-7,35$ $4,86-7,32$ $3,4$ $1,92-4,38$ $5,13$ $5,1-5,17$ $5,33$ $3,56-7,95$ $0,99$ $0,04-2,88$ $3,4$ $1,92-4,38$ $5,13$ $5,1-5,17$ $5,33$ $3,56-7,95$ $0,99$ $0,04-2,88$ $0,95$ $0,948-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24-1,13$ $0,86-7,32$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12-2,56$ $0,12$ $0,18$ $0,18$ $0,19$ $0,79$ $0,24-1,13$ $0,86-7,32$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12-2,56$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12-2,56$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,1$	~	45,86	40,52-56,94	48,76	44,08-49,44	45,96	44,72-46,86	31,75	24,02-41,2
15,7 $14,3-17,1$ $15,25$ $14,7-15,8$ $14,7$ $13,2-17$ $4,67$ $0,52-12,8$ $1,53$ $0,92-2,56$ $3,07$ $2,65-3,5$ $1,81$ $0,87-3,09$ $0,37$ $0,07-0,62$ $5,78$ $3,5-7,4$ $7,45$ $7,2-7,7$ $6,77$ $4,0-8,11$ $5,13$ $4,7-5,7$ $0,13$ $0,09-0,17$ $0,19$ $0,16-0,22$ $0,2$ $0,16-0,24$ $0,17$ $0,09-0,15$ $7,54$ $2,7-13,0$ $5,45$ $4,6-6,3$ $5,6$ $4,7-6,2$ $22,2,23$ $8,7-30$ $7,44$ $5,37-10,6$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,98$ $4,99-7,35$ $4,8$ $0,86-7,32$ $3,4$ $1,92-4,38$ $5,13$ $5,1-5,17$ $5,33$ $3,56-7,95$ $0,99$ $0,04-2,88$ $0,95$ $0,48-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24+1,13$ $0,8$ $0,1-2,26$ $0,12$ $-0,1$ $-0,1$ $-0,1$ $-0,1$ $-0,1$ $-0,1$ $-0,1$ $0,12$ $0,78-0,68$ $3,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $0,24+1,13$ $0,8$ $-0,1-2,26$ $0,12$ $0,18$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24+1,13$ $0,8$ $-0,1-2,26$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,11$ $-0,1$ $-0,1$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12-2,25$ $0,95$ $0,92$ $0,28$ $0,28-0,94$ $0,28$ $0,12-2,26$ $0,12-2,26$ $0,12$ $0,12-2,036$ $0,12$ $0,12$ $0,11$ $0,12$ <td></td> <td>0,73</td> <td>0,12-1,84</td> <td>1,15</td> <td>1,12-1,18</td> <td>0,96</td> <td>0,92-1,0</td> <td>0,07</td> <td><0,5-0,12</td>		0,73	0,12-1,84	1,15	1,12-1,18	0,96	0,92-1,0	0,07	<0,5-0,12
1,53 $0,92-2,56$ $3,07$ $2,65-3,5$ $1,81$ $0,87-3,09$ $0,37$ $0,07-0,62$ $5,78$ $3,5-7,4$ $7,45$ $7,2-7,7$ $6,77$ $4,0.8,1$ $5,13$ $4,7-5,7$ $0,13$ $0,09-0,17$ $0,19$ $0,16-0,22$ $0,2$ $0,17$ $0,09-0,15$ $7,54$ $2,7-13,0$ $5,45$ $4,6-6,3$ $5,6$ $4,7-6,2$ $2,27,3$ $8,7-30$ $7,44$ $5,37-10,6$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,98$ $4,99-7,35$ $4,8$ $0,86-7,32$ $3,4$ $1,92-4,38$ $5,13$ $5,1-5,17$ $5,33$ $3,56-7,95$ $0,99$ $0,04-2,88$ $0,95$ $0,48-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,79-1,13$ $0,8$ $-0,1-2,26$ $0,12$ $-0,1-0,16$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1-2,26$ $0,133$ $6,0-1,5,44$ $8,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $0,115$ $0,86-7,32$ $1,0,33$ $6,0-1,5,54$ $8,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $0,11$ $0,11$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,12$ $0,133$ $6,0-15,54$ $8,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $0,13$ $0,12$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,28-1,13$ $0,12$ $0,12$ $0,11$ $0,133$ $6,0-15,54$ $8,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $0,11$ $0,11$ $10,33$ $6,0-15,54$ $8,33$ $7,6-9,06$ $0,12$ $0,13-0,19$ $0,22$ $0,99$ $9,29-10,014$		15,7	14,3-17,1	15,25	14,7-15,8	14,7	13,2-17	4,67	0,52-12,8
5,78 $3,5-7,4$ $7,45$ $7,2-7,7$ $6,77$ $4,0-8,1$ $5,13$ $4,7-5,7$ $0,13$ $0,09-0,17$ $0,19$ $0,16-0,22$ $0,2$ $0,16-0,24$ $0,17$ $0,09-0,15$ $7,54$ $2,7-13,0$ $5,45$ $4,6-6,3$ $5,6$ $4,7-6,2$ $22,2,23$ $8,7-30$ $7,44$ $5,37-10,6$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,98$ $4,99-7,35$ $4,8$ $0,09-0,12$ $7,44$ $5,37-10,6$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,98$ $4,99-7,35$ $4,8$ $0,04-2,88$ $0,95$ $0,48-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24-1,13$ $0,86-7,32$ $0,12$ $0,48-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24-1,13$ $0,86-7,32$ $0,12$ $0,1-0,16$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1-2,26$ $0,12$ $0,48-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24-1,13$ $0,8$ $0,12$ $<0,1-0,16$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1-2,26$ $0,12$ $0,16-0,24$ $0,13$ $0,24-1,13$ $0,8$ $<0,1-2,26$ $0,12$ $0,16-0,24$ $0,33$ $3,56-9,94$ $9,23$ $0,22-0,36$ $0,15$ $0,115$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,22-0,36$ $0,15$ $0,11$ $<0,11$ $0,13$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,22-0,36$ $0,15$ $0,11$ $<0,12$ $0,13$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,22-0,36$ $0,90,49$ $99,56-100$ $0,95-0,100,14$ $99,36-99,42$ $99,36-99,49$ $99,36-106$		1,53	0,92-2,56	3,07	2,65-3,5	1,81	0,87-3,09	0,37	0,07-0,62
0.13 $0.09-0.17$ 0.19 $0.16-0.22$ 0.2 $0.16-0.24$ 0.17 $0.09-0.15$ 7.54 $2.7-13.0$ 5.45 $4.6-6.3$ 5.6 $4.7-6.2$ $2.2.23$ $8.7-30$ 7.44 $5.37-10.6$ 3.94 $3.03-4.85$ 5.98 $4.99-7.35$ 4.8 $0.86-7.32$ 3.4 $1.92-4.38$ 5.13 $5.1-5.17$ 5.33 $3.56-7.95$ 0.99 $0.04-2.88$ 3.7 0.95 $0.48-1.64$ 0.38 $0.280.48$ 0.79 $0.24-1.13$ 0.8 $-0.1-2.26$ 0.95 $0.48-1.64$ 0.38 $0.280.48$ 0.79 $0.24-1.13$ 0.8 $-0.1-2.26$ 0.12 $-0.1-5.44$ 8.33 $7.6-9.06$ 12.79 $11.52-14.36$ 28.85 $18.02-35.58$ 1.15 $0.05-0.34$ 0.28 $0.220.36$ 0.15 $0.11-0.12$ $-0.1-0.12$ 1.15 $0.05-0.34$ 0.28 $4.22-5.94$ 10.79 $0.24-1.13$ 0.8 -0.5 0.949 $9.29-100.14$ $99.36-99.42$ 99.42 $99.44-10.46$ 12.21 $4.18-18.98$ 99.49 $99.29-100.14$ $99.36-99.42$ 99.42 $99.44-10.46$ 12.21 $4.18-18.98$ 99.49 $99.29-100.14$ $99.36-99.42$ $99.36-99.49$ $99.36-99.49$ $99.56-100$ 99.49 $99.29-100.14$ $99.36-99.42$ $99.36-99.49$ $99.36-99.49$ $99.56-100$ 99.49 $99.29-100.14$ $99.36-99.42$ $99.36-99.49$ $99.36-99.49$ $99.36-90.49$ 72.4 <		5,78	3,5-7,4	7,45	7,2-7,7	6,77	4,0-8,1	5,13	4,7-5,7
7,54 $2,7-13,0$ $5,45$ $4,6-6,3$ $5,6$ $4,7-6,2$ $22,23$ $8,7-30$ $7,44$ $5,37-10,6$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,98$ $4,99-7,35$ $4,8$ $0,86-7,32$ $3,4$ $1,92-4,38$ $5,13$ $5,1-5,17$ $5,33$ $3,56-7,95$ $0,99$ $0,04-2,88$ $0,95$ $0,48-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24-1,13$ $0,8$ $<0,1-2,26$ $0,12$ $-0,1-0,16$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1-1,226$ $1,0,33$ $6,0-15,54$ $8,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $11,52-14,36$ $28,85$ $18,02-35,58$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,22-0,36$ $0,15$ $0,13-0,19$ $<0,5$ $<0,5$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $4,22-5,94$ $10,08$ $9,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $9,49$ $99,29-100,144$ $99,36-99,42$ $99,42$ $99,36-99,49$ $99,56-100$ $99,49$ $99,29-100,144$ $99,36-99,42$ $99,36-99,49$ $99,81$ $99,56-100$ $99,49$ $99,29-100,144$ $99,36-99,42$ $99,36-99,49$ $99,36-99,49$ $99,56-100$ $99,49$ $99,29-100,144$ $99,36-99,42$ $99,36-99,49$ $99,36-99,49$ $99,56-100$ $72,4$ $6,84$ $3,58-12,48$ $4,73,748$ $44,83$ $22,560,2$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,560,2$ $72,45$ $63,7-85,5$ $31,17$ $23,0-39,0$ $26,25$ $24,7-58$		0,13	0,09-0,17	0,19	0,16-0,22	0,2	0,16-0,24	0,17	0,09-0,15
7,44 $5,37-10,6$ $3,94$ $3,03-4,85$ $5,98$ $4,99-7,35$ $4,8$ $0,86-7,32$ $3,4$ $1,92-4,38$ $5,13$ $5,1-5,17$ $5,33$ $3,56-7,95$ $0,99$ $0,04-2,88$ $0,95$ $0,48-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24-1,13$ $0,8$ $<0,1-2,26$ $0,12$ $<0,1-0,16$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1-2,26$ $0,12$ $<0,1-0,16$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1-2,26$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24+1,13$ $0,8$ $<0,1-2,26$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,20,36$ $0,15$ $0,11$ $0,11$ $<0,1-2,26$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,20,36$ $0,15$ $0,13-0,19$ $<0,5$ $<0,5$ $0,99$ $9,29-100,14$ $9,39$ $9,29-9,42$ $9,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $9,9,49$ $99,29-100,14$ $99,36-99,42$ $99,42$ $99,36-99,49$ $99,56-100$ $99,49$ $99,29-100,14$ $99,36-99,42$ $99,42$ $99,36-99,49$ $99,56-100$ $59,96$ $26,0-114,8$ $31,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,560,2$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,560,2$ $72,4$ $63,7-80,6$ $31,83,25,5$ $61,05$ $89,7-5,6$ $99,5-6,100$ $72,45$ $33,56-99,4$ $42,13$ $32,$		7,54	2,7-13,0	5,45	4,6-6,3	5,6	4,7-6,2	22,23	8,7-30
3,4 $1,92-4,38$ $5,13$ $5,1-5,17$ $5,33$ $3,56-7,95$ $0,99$ $0,042,88$ $0,95$ $0,48-1,64$ $0,38$ $0,28-0,48$ $0,79$ $0,24-1,13$ $0,8$ $<0,1-2,26$ $0,12$ $<0,1-0,16$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1-0,12$ $10,33$ $6,0-15,54$ $8,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $11,52-14,36$ $28,85$ $18,02-35,58$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,22$ $0,15$ $0,13-0,19$ $0,5$ $<0,5$ $9,49$ $99,29-100,14$ $99,39$ $99,36-99,42$ $99,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $99,49$ $99,29-100,14$ $99,39$ $99,36-99,42$ $99,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $99,49$ $99,29-100,14$ $99,39$ $99,36-99,42$ $99,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $59,96$ $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $20,15$ $60,5$ $<0,5$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2,2-51,7$ $92,56$ $99,36-99,49$ $99,36-99,49$ $99,36-99,49$ $73,8$ $35,6-99,4$ $99,36-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,77$ $92,56$ $89,7-95,6$ $98,7-95,6$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,77$ $92,52$ $24,5-28,0$ $471,5$ $172,0-740,0$ $174,96$ <td></td> <td>7,44</td> <td>5,37-10,6</td> <td>3,94</td> <td>3,03-4,85</td> <td>5,98</td> <td>4,99-7,35</td> <td>4,8</td> <td>0,86-7,32</td>		7,44	5,37-10,6	3,94	3,03-4,85	5,98	4,99-7,35	4,8	0,86-7,32
		3,4	1,92-4,38	5,13	5,1-5,17	5,33	3,56-7,95	0,99	0,04-2,88
0,12 $<0,1-0,16$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1$ $<0,1-0,12$ $10,33$ $6,0-15,54$ $8,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $11,52-14,36$ $28,85$ $18,02-35,58$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,2-0,36$ $0,15$ $0,13-0,19$ $<0,5$ $<0,5$ $6,84$ $3,58-12,34$ $5,08$ $4,22-5,94$ $10,08$ $9,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $99,499$ $99,29-100,14$ $99,36-99,42$ $99,42$ $99,36-99,49$ $99,56-100$ $59,96$ $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $201,5$ $161,8-141,2$ $40,1$ $18,0-62,0$ $59,96$ $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $201,5$ $161,8-141,2$ $40,1$ $18,0-62,0$ $59,96$ $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $201,5$ $161,8-141,2$ $40,1$ $18,0-62,0$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $72,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $83,8-1544,8$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $92,7-36,6$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $61,05$ $89,7-95,6$ $93,8-1544,8$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $83,8-1544,8$ $73,8$ $35,6-99,4$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $89,7-95,6$ $83,8-154,6$ $74,0$ $21,0-34,5$ $31,$		0,95	0,48-1,64	0,38	0,28-0,48	0,79	0,24-1,13	0,8	<0,1-2,26
10,33 $6,0-15,54$ $8,33$ $7,6-9,06$ $12,79$ $11,52-14,36$ $28,85$ $18,02-35,58$ $1,15$ $0,05-0,34$ $0,28$ $0,220,36$ $0,15$ $0,13-0,19$ $<0,5$ $<0,5$ $6,84$ $3,58-12,34$ $5,08$ $4,22-5,94$ $10,08$ $9,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $99,499$ $99,29-100,14$ $99,36$ $99,36-99,42$ $99,42$ $99,36-99,49$ $99,81$ $99,56-100$ $59,46$ $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $201,5$ $161,8-141,2$ $40,1$ $18,0-62,0$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $83,8-1544,8$ $174,96$ $21,0-345,0$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $89,7-95,6$ $83,8-1544,8$ $174,96$ $21,0-345,0$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $24,5-28,0$ $47,1,5$ $172,0-740,0$ $29,0$ $14,0-34,5$ $31,17$ $23,0-39,0$ $26,25$ $24,5-28,0$ $42,47$ $28,9-52,0$ $8,46$ $5,0-13,0$ $5,5$ $5,0-6,5$ $7,25$ $6,0-8,5$ $9,6$ $8,3-11,0$		0,12	<0,1-0,16	$<\!0,1$	<0,1	<0,1	<0,1	0,11	<0,1-0,12
1,15 $0,05-0,34$ $0,28$ $0,2-0,36$ $0,15$ $0,13-0,19$ $<0,5$ $<0,5$ $6,84$ $3,58-12,34$ $5,08$ $4,22-5,94$ $10,08$ $9,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $99,49$ $99,29-100,14$ $99,36$ $99,36-99,42$ $99,42$ $99,36-99,49$ $99,81$ $99,56-100$ $59,96$ $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $201,5$ $161,8-141,2$ $40,1$ $18,0-62,0$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $83,8-154,8$ $174,96$ $21,0-345,0$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $47,374,8$ $471,5$ $172,0-740,0$ $29,0$ $14,0-34,5$ $31,17$ $23,0-39,0$ $26,25$ $24,5-28,0$ $42,47$ $28,9-52,0$ $8,46$ $5,0-13,0$ $5,5$ $5,0-6,5$ $7,25$ $6,0-8,5$ $9,6$ $8,3-11,0$		10,33	6,0-15,54	8,33	7,6-9,06	12,79	11,52-14,36	28,85	18,02-35,58
6,84 $3,58-12,34$ $5,08$ $4,22-5,94$ $10,08$ $9,44-10,46$ $12,21$ $4,18-18,98$ $99,49$ $99,29-100,14$ $99,36$ $99,36-99,42$ $99,36-99,49$ $99,81$ $99,56-100$ $59,96$ $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $201,5$ $161,8-141,2$ $40,1$ $18,0-62,0$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $83,8-1544,8$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $83,8-1544,8$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $83,8-1544,8$ $174,96$ $21,0-345,0$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $47,3-74,8$ $471,5$ $172,0-740,0$ $29,0$ $14,0-34,5$ $31,17$ $23,0-39,0$ $26,25$ $24,5-28,0$ $42,47$ $28,9-52,0$ $8,46$ $5,0-13,0$ $5,5$ $5,0-6,5$ $7,25$ $6,0-8,5$ $9,6$ $8,3-11,0$		1,15	0,05-0,34	0,28	0,2-0,36	0,15	0,13-0,19	<0,5	<0,5
99,4999,29-100,1499,3699,36-99,4299,4299,36-99,4999,8199,56-10059,96 $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $201,5$ $161,8-141,2$ $40,1$ $18,0-62,0$ 72,4 $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ 73,8 $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $988,2$ $83,8-1544,8$ 73,8 $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $988,2$ $83,8-1544,8$ 174,96 $21,0-345,0$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $47,3-74,8$ $471,5$ $172,0-740,0$ 29,0 $14,0-34,5$ $31,17$ $23,0-39,0$ $26,25$ $24,5-28,0$ $42,47$ $28,9-52,0$ $8,46$ $5,0-13,0$ $5,5$ $5,0-6,5$ $7,25$ $6,0-8,5$ $9,6$ $8,3-11,0$		6,84	3,58-12,34	5,08	4,22-5,94	10,08	9,44-10,46	12,21	4,18-18,98
59,96 $26,0-114,8$ $321,1$ $43,8-832,5$ $201,5$ $161,8-141,2$ $40,1$ $18,0-62,0$ $72,4$ $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $98,2$ $83,8-154,8$ $174,96$ $21,0-345,0$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $47,3-74,8$ $471,5$ $172,0-740,0$ $29,0$ $14,0-34,5$ $31,17$ $23,0-39,0$ $26,25$ $24,5-28,0$ $42,47$ $28,9-52,0$ $8,46$ $5,0-13,0$ $5,5$ $5,0-6,5$ $7,25$ $6,0-8,5$ $9,6$ $8,3-11,0$		99,49	99,29-100,14	99,39	99,36-99,42	99,42	99,36-99,49	99,81	99,56-100
72,4 $63,7-89,5$ $81,57$ $68,0-97,2$ $62,3$ $48,8-75,8$ $44,83$ $22,5-60,2$ $73,8$ $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $988,2$ $83,8-1544,8$ $174,96$ $21,0-345,0$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $47,3-74,8$ $471,5$ $172,0-740,0$ $29,0$ $14,0-34,5$ $31,17$ $23,0-39,0$ $26,25$ $24,5-28,0$ $42,47$ $28,9-52,0$ $8,46$ $5,0-13,0$ $5,5$ $5,0-6,5$ $7,25$ $6,0-8,5$ $9,6$ $8,3-11,0$		59,96	26,0-114,8	321,1	43,8-832,5	201,5	161,8-141,2	40,1	18,0-62,0
73.8 $35,6-99,4$ $42,13$ $32,2-51,7$ $92,65$ $89,7-95,6$ $988,2$ $83,8-1544,8$ $174,96$ $21,0-345,0$ $31,83$ $5,0-85,5$ $61,05$ $47,3-74,8$ $471,5$ $172,0-740,0$ $29,0$ $14,0-34,5$ $31,17$ $23,0-39,0$ $26,25$ $24,5-28,0$ $42,47$ $28,9-52,0$ $8,46$ $5,0-13,0$ $5,5$ $5,0-6,5$ $7,25$ $6,0-8,5$ $9,6$ $8,3-11,0$		72,4	63,7-89,5	81,57	68,0-97,2	62,3	48,8-75,8	44,83	22,5-60,2
174,96 21,0-345,0 31,83 5,0-85,5 61,05 47,3-74,8 471,5 172,0-740,0 29,0 14,0-34,5 31,17 23,0-39,0 26,25 24,5-28,0 42,47 28,9-52,0 8,46 5,0-13,0 5,5 5,0-6,5 7,25 6,0-8,5 9,6 8,3-11,0		73,8	35,6-99,4	42,13	32,2-51,7	92,65	89,7-95,6	988,2	83,8-1544,8
29,0 14,0-34,5 31,17 23,0-39,0 26,25 24,5-28,0 42,47 28,9-52,0 8,46 5,0-13,0 5,5 5,0-6,5 7,25 6,0-8,5 9,6 8,3-11,0		174,96	21,0-345,0	31,83	5,0-85,5	61,05	47,3-74,8	471,5	172,0-740,0
8,46 5,0-13,0 5,5 5,0-6,5 7,25 6,0-8,5 9,6 8,3-11,0		29,0	14,0-34,5	31,17	23,0-39,0	26,25	24,5-28,0	42,47	28,9-52,0
		8,46	5,0-13,0	5,5	5,0-6,5	7,25	6,0-8,5	9,6	8,3-11,0

Таблица 1. Усредненный химический состав (мас. %) и содержание малых элементов (г/т) в породах Ганеевского месторождения

кварц-серицитовые метасоматиты (березиты), 5 – листвениты.



Рис. 2. Поведение оксидов петрогенных элементов при березитизации. Породы (отмечены по оси х): 1 – «исходная» порода основного состава, 2 – исходные слабоизмененные породы с реликтами структуры, 3 – породы, практически утратившие реликты исходной, 4– хлоритовые сланцы, 5 – кварц-серицитовые метасоматиты (березиты). Содержание окислов (по оси у).

FeO 4,25; MnO 0,09; MgO 38,1; K₂O 0,18; Na₂O 0,05; CaO 1,27; CO₂ 1,00 [6, 8]. За «исходную» породу для березитов принят наименее измененный базальт из рудовмещающей толщи (мас. %): SiO₂ 50,38; TiO₂ 1,55; Al₂O₃ 14,40; Fe₂O₃ 3,35; FeO 7,50; MnO 0,19; MgO 7,50; K₂O 0,10; Na₂O 4,05; CaO 7,75; CO₂ <0,10.

При лиственитизации происходит интенсивный привнос CO₂, Na₂O, K₂O, CaO, незначительный привнос Al₂O₃, TiO₂, MnO и вынос SiO₂, MgO. Также наблюдается восстановление Fe₂O₃ \rightarrow FeO (рис. 1). Это отражается в минеральном составе лиственитов, в которых наряду с магнезиальными и железистыми карбонатами, присутствуют альбит и парагонит. При березитизации наблюдается привнос CO₂, K₂O, Na₂O, при этом незначительно выносятся SiO₂, CaO, MgO, Fe₂O₃, FeO (рис. 2). В минеральном составе березитов альбит существенно преобладает над кварцем и карбонатами.

Таким образом, по химическому и минеральному составу листвениты на Ганеевском месторождении образовались по ультраосновным породам, березиты по вулканитам основного состава. Преобразование исходных пород происходило в процессе углекислотного метасоматоза с участием K-Na-щелочного метасоматоза за счет привноса CO₂, K и Na с одновременным высвобождением SiO₂ и его отложением в трещинах с кристаллизацией кварцевых жил.

Авторы благодарят И.Б. Фадину и Г.Н. Дрокину (ЗАО НПФ БЗДК).

Литература

1. Галиуллин И.Б. Геохимическая зональность Ганеевского месторождения золота на Буйдинской площади (Учалинский район, Республика Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов-2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 163–166.

2. Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. Листвениты, их генезис и классификация. Баку: АН АзССР, 1965. - 143 с.

3. Метасоматизм и метасоматические породы / Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др. Москва: Научный мир, 1998. 490 с.

4. Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайков В.В., Юминов А.М. Минералы золота и серебра Мечниковского и Алтын-Ташского золоторудных месторождений в лиственитах, Южный Урал // Минералогия Урала – 2011. VI Всероссийское совещание. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 111–115.

5. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Викентьев И.В. Буйдинская золотоносная площадь (Учалинский рудный район, Башкортостан) // Уральский минералогический сборник, №17. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 131-136.

6. Русин И.А., Ферштатер Г.Б., Вилисов В.А. Прослои амфиболсодержащих пород в лерцолитах Миндякского массива (Южный Урал) // Ежегодник, 1999.

7. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622с.

8. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

9. Сурин С.В. Проект на проведение разведочных работ на Западно-Буйдинской рудной зоны. Учалы, 2006ф.

10. *Dube B., Gosselin P.* Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits // in Goodfellow, W.D., ed. Mineral deposits of Canada: A Synthesis of major deposits types, district metallogeny, the evolution of geologicalprovinces and exploration methods: geological association of Canada, Mineral Division, Special publication. 2007. № 5. P. 49-73.

11. *Halls C., Zhao R.* Listvenite and related rocks: perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland // Mineral. Deposita. V. 30, 1995. P. 303-313.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНАТ-КЛИНОПИРОКСЕНОВЫХ И ГРАНАТ [ЛАВСОНИТ]-ХЛОРИТОВЫХ ПОРОД ИЗ "МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОЙ" ЕДИНИЦЫ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА.

Зворыгина А.А.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Максютовский комплекс располагается на Южном Урале, слагает крупный аккреционный клин, протягивающийся к востоку от Главной офиолитовой сутуры на расстояние около 180 км, и характеризуюется сложной складчато-надвигой структурой и многоэтапной историей метаморфизма. В его строении выделяется три структурно-вещественных единицы ("серии"), различающиеся составом, структурой и особенностями метаморфизма [1, 5]. Нижняя единица сложена метатерригенными породами (кварцитами, слюдяно-кварцевыми и слюдяными сланцами с фенгитом, гранатом, Na и Ca-Na амфиболами), включающими линзы, пласты и будины разнообразных эклогитов и эклогитоподобных пород.



Рис. 1 Схематическая геологическая карта фрагмента меланжа в районе Караяново-Утарбаево:

1 – антигоритовые серпентиниты; 2 – зона меланжа; 3 – гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы; 4-7 – верхняя единица: 4 – зеленокаменные породы, зеленые сланцы, метаморфизованные горнблендиты, габбро, диабазы; 5 – графитистые кварциты; 6 – слюдяные сланцы; 7 – мрамора.

Средняя ("мафит-ультрамафитовая") единица представлена антигоритовыми серпентинитами, прослеживающимися в виде полос шириной до 1 км и протяженностью до 4–5 км, содержащими многочисленные включения гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород, а также относительно редкие включения графитистых кварцитов и зеленокаменных пород, имеющих сходство с породами верхней единицы (рис. 1). Выходы гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород слагают хорошо выраженные в рельефе шаровые и глыбообразные тела размером до нескольких десятков метров (рис.2). Фрагменты серпентинового меланжа представлены линзовидными, реже неправильными по форме телами антигоритовых серпентинитов, частично преобразованными в тальковые, хлорит-тальковые, актинолитовые и другие породы. Ранее "мафит-ультрамафитовая" единица рассматривалась в качестве фрагментов высокобарического меланжа, залегающего в основании верхней единицы [2, 3, 4].



Рис. 2. Выходы гранат-клинопироксеновых и гранат [лавсонит]-хлоритовых пород.

Верхняя единица – осадочно-вулканогенная, представлена зеленокаменными породами и зелеными сланцами, составляющими более 50 % её объема, а также графитистыми кварцитами, слюдяно-кварцевыми и стильпномелановыми сланцами с линзами мраморов. Эклогиты в верхней единице отсутствуют, а метаморфизм пород отвечает винчит-зеленосланцевой фации.

Гранат-клинопироксеновые породы сохраняются в центральных частях будинообразных тел. Это плотные темно-зеленого цвета породы, массивной текстуры, с переменным количеством (10–30%) высококальциевого граната. Матрикс состоит главным образом из зерен зеленоватого клинопироксена, имеющих неправильную или изометричную форму. Кроме граната и пироксена, отмечается присутствие клиноцоизита, амфибола, хлорита, титанита, светлых слюд, встречаются альбит и кальцит.

Гранат-лавсонит-хлоритовые и лавсонит-хлоритовые породы характеризуются большим разнообразием структурно-текстурных особенностей, минеральных парагенезисов и количественных соотношений минералов, часто обнаруживаются жилообразные выделения и пятна мелкозернистых гранатитов и цозит-хлоритовых образований. Породы обладают различной зернистостью, имеют массивную, реже полосчатую текстуру и порфиробластовую структуру. Порфиробласты представлены различными псевдоморфозами по лавсониту размером от 0,5 до 1-2 см и крупными зернами граната.

	1	2	3	4
SiO2	39,36	34,82	39,59	33,33
TiO2	1,28	1,67	1,77	1,37
Al2O3	14,33	18,61	14,27	20,13
Fe ₂ O ₃	6,04	6,96	9,85	7,12
FeO	5,20	4,90	1,80	2,90
MnO	0,41	1,11	0,63	1,29
MgO	13,71	11,00	12,08	10,86
CaO	13,46	15,06	15,83	14,77
Na2O	0,85	0,44	0,44	0,23
K2O	0,03	0,15	0,00	1,59
P2O5	0,00	0,02	0,10	1,43
ППП-хим	5,20	5,30	4,00	5,20
СУММА	99,88	100,05	100,37	100,22

Таблица 1. Химический состав (мас %) гранат-клинопироксеновых пород и гранат - цоизитовых пород.

Примечание: 1 - гранат-клинопироксеновая порода, обр. М2, район д. Караяново-Утарбаево; 2 - хлоритизированная гранат-клинопироксеновая порода, обр. М3, там же; 3 гранат [лавсонит]-хлоритовая порода, обр М 20, там же; 4 - хлорит- цозитовый гранатит М 34, там же.

В составе псевдоморфоз по лавсониту присутствуют гранат, клиноцоизит, мусковит-фенгит, реже альбит и кальцит. Минеральный состав псевдоморфоз очень сильно меняется, иногда даже в пределах одного образца.

Для изучения пород и слагающих их минералов применялись современные прецизионные методы исследования вещества. Силикатный анализ пород проводился рентгеноспектральным методом (СРМ-18, лаб. ФХМИ ИГГ УрО РАН, аналитики Н.П. Горбунова и др.). Химический состав минералов изучен методом электронно-зондового микроанализа (Cameca SX-100, лаб. ФХМИ ИГГ УрО РАН, аналитики, Д.А. Замятин и В.В. Хиллер).

Породы включений имеют специфичный состав (табл. 1). Для них характерно низкое содержание кремнезема (33-42 мас. %), натрия (до 2 мас. %), высокое глинозема (до 21 мас. %) и кальция (до 16 мас. %).

Изучены минералы (табл. 2) из зональной будины, в которой гранат-пироксеновая порода образует центральная зону, а гранат-[лавсонит]-хлоритовая порода -периферическую.

<u>Гранат</u> из гранат-пироксеновой породы представлен порфиробластами размером 1 - 4 мм, распределен неравномерно и составляет около 10 %. По составу отвечает альмандин-гроссуляру. Центральная часть кристалла не содержит включений. В целом гранат характеризуется достаточно однородным распределением миналов по концентрационному профилю (рис. 3). Периферия кристалла наполнена включениями диопсида, имеет слабовыраженную зональность, обусловленную замещением марганца на магний и кальций или железо и кальций. В гранат-хлоритовой породе гранат образует крупные (3–6 мм) порфиробласты, скопления и прожилки, составляет до 30–40 % объема породы. Кристаллы имеют слабо выраженную зональность, проявляющуюся в замещении железа на кальций от центра к краю, и высокое содержание гроссуляра (с – Grs₅₀And₂, r - Grs₅₄And₃), сопоставимое с гранатами гранат-клинопироксеновой породы. В лавсонит-хлоритовой породе гранат присутствует в виде включений в кристаллах лавсонита и хлоритовом матриксе. Гранат в псевдоморфозах по лавсониту представлен мелкими (1–2 мм) с хорошей огранкой зональными кристаллами состава гроссулярспессартин-альмандин в центральной зоне и альмандин-гроссуляр в кайме (с – Sps₂₇Grs₂₃And₁, r – Alm₄₁Grs₄₇And₂).



Рис. 3. Компонентный состав граната.

<u>Клинопироксен</u> в гранат-клинопироксеновой породе отвечает диопсиду. Он присутствует как включения в альмандин-гроссуляре, так и в матриксе. Диопсид во включениях в гранате в центральной части зерен характеризуется повышенными содержаниями алюминия (Al^{VI} 0.10–0.12 к.ф.) и иногда натрия (до 0.14 к.ф.), а в краевых зонах более магнезиален (Mg* 84%) и не содержит натрия. Омфацит (Na₂O = 6.41–9.19 мас. %) характерен для лавсонитсодержащих пород. Он развит как в виде кайм реликтовых зерен диопсида так и отдельных мелких (до 15 мк) неправильной формы зерен в гранате и матриксе. В сравнении с диопсидом он характеризуется пониженной магнезиальностью (Mg * 38–65 %) и сходными значениями кальциевости (Ca* 35–44 %).

<u>Лавсонит</u> представлен крупными, от 1–2 до 10–12 сантиметров, псевдоморфными кристаллами с характерными ромбовидными или прямоугольно-квадратными сечениями. Псевдоморфозы по лавсониту сложены клиноцоизитом + альбитом, клиноцоизитом + кальцитом + альбитом, слюдой + клиноцоизитом +гранатом+альбитом.

<u>Мусковит-фенгит</u> развит в матриксе гранат-клинопироксеновой и гранат-лавсонит-клиноцоизит-альбит-мусковитовой породы и псевдоморфозах по лавсониту. Он характеризуется незначительными колебаниями состава (Si⁴⁺ = 3.09-3.37, Na = 0.04-0.10 к. ф., F = 16-39 %).

<u>Хлорит</u> по составу отвечает клинохлорпеннину – прохлориту, характеризуется большими колебаниями кремнезема (2.85–3.27 к. ф.) и железистости (18–36 %).

<u>Кальцит</u> в своем составе содержит примесь железа и марганца (< 1 мас. %), при этом если в гранат-клинопироксеновой породе Fe>Mn, то в гранат-лавсонит-хлоритовой породе Fe<Mn. <u>Клиноцоизит</u> из гранат-клинопироксеновых пород характеризуется достаточно постоянным составом (F = 18 ± 2 %).

Альбит соответствует № 97–99.

Гранат-клинопироксеновые породы, слагающие линзовидно-шаровые и глыбообразные включения в серпентинитовом меланже, сопровождаются мощными ореолами разнообразных лавсонитсодержащих пород. Геологическое картирование этих ореолов позволяет обнаруживать в них хорошо сохранившиеся фрагменты биметасоматической зональности, сформированной при высокой активности кальция и щелочей. Гранатовые, цоизитовые и хлоритовые разновидности лавсонитсодержащих пород пространственно связаны с телами гранат-клинопироксеновых пород. В отдельных участках такая закономерность иногда нарушается поздними деформациями, сопровождающимися формированием разнообразных гидротермальных и гидротермально-метасоматических жил.

Литература

1. Вализер П.М., Русин А.И, Краснобаев А.А. Меланж в структуре Максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса: антигоритовые серпентиниты, кальциевые эклогиты, лавсонитсодержащие породы (Южный Урал) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Т. 1. С.-Петербург, 2012. С. 97-100.

2. *Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974, 429 с.

3. Ленных В.И. Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977, 160 с.

4. *Ленных В.И., Вализер П.М.* Лавсонитовые родингиты максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса // Ежегодник-1985. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986, с. 73–76.

5. Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421-460.

СОВРЕМЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПЕЩЕРЕ ПОДАРОК (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Кадебская О.И., Чайковский И.И.

Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, г. Пермь

На примере Кунгурской Ледяной пещеры было показано, что на процессы минералообразования влияет микроклиматический режим карстовой полости [2]. Целью данного исследования являлось изучение минеральных ассоциаций различных микроклиматических зон пещеры Подарок, которая по сравнению с Кунгурской близка по литологическому составу вмещающих пород, но расположена в более южных широтах. Материал для исследования был собран совместно с сотрудниками Института Степи УрО РАН и спелеологами г. Оренбурга (рук. В.Б. Самсонов) в июне 2012 г.

Краткая характеристика пещеры. Пещера Подарок является самой длинной по протяженности пещерой Оренбургской области [6]. Ее длина составляет 660 м [3]. Ранее был опубликован план пещеры [5], который был выполнен В.Б. Самсоновым. Благодаря своей доступности и простоте прохождения, пещера имеет большую туристическую известность. Несмотря на большую посещаемость, описания этой карстовой полости в опубликованной литературе нет. Пещера Подарок находится в толще переслаивающихся карбонатно-сульфатных отложений, которые представлены гипсами и доломитами кунгурского яруса нижней перми, в южной части солянокупольного поднятия Активное в границах Предуральского краевого прогиба [5].

Пещера имеет два входа, основной, через который пещера посещается, расположен в борту карстовой воронки глубиной 10 м. Второй вход расположен в 40 м к северу от основного входа и представляет собой щель, через которую в зимнее время в пещеру попадает снег. Наличие двух входов определило циркуляцию воздуха в пещере, возникновение зоны отрицательной температурной аномалии и сохранение оледенения в летний период.

Характеристика отобранного материала. Для выяснения связи процессов современного минералообразования с микроклиматическими условиями были отобраны пять проб из различных частей пещеры (рис. 1). Из холодной зоны в привходовой части опробован натечный лед и ледяные сталактиты объемом по 1,5 дм³. Для них определялся химический состав льда и изучались минеральные примеси. Проба № 3 отобрана из переходной зоны и представлена минеральными образованиями на стене пещеры. Проба 4, представленная скоплениями несвязанного мучнистого материала, была отобрана с поверхности дресвяно-щебнистого грунта, на границе между теплой и переходной зонами. Проба 5, состоящая из железистых образований, была отобрана в теплой части пещеры.

Исследование морфологии и химического состава минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/Х-тах 20 в Горном институте УрО РАН (аналитик Е.П. Чиркова). Состав льда анализировался в лаборатории ГГР Горного института УрО РАН (аналитик Т.А. Одинцова).

<u>Химический состав льда</u> принадлежит к сульфатно-кальциевому типу с низкой минерализацией (табл. 1). Лед сталактитов более минерализован, содержание всех макрокомпонентов кроме сульфата кальция меньше, чем в натечном льде в привходовой части пещеры.

В Кунгурской Ледяной пещере многолетний лед также имеет сульфатно-кальциевый состав, но более минерализован (1212,0 мг/дм³). Лед пещеры Подарок



Рис. 1. Расположение отобранных проб в п. Подарок (съемка В.Б. Самсонова).

(проба 1) близок по минерализации и составу ко льду, который образуется при замерзании подземных озер в Кунгурской Ледяной пещере. При образовании такого типа наледей происходит «вымерзание» солей и резкое (в 8-10 раз) уменьшение минерализации по сравнению с исходной водой озер (с 2036,0 до 264,1 мг/дм³), гидрохимический тип при этом не меняется [4].

Лед сталактитов также имеет более низкую минерализацию (сталактиты пещеры Подарок – 667,0 мг/дм³, сталактиты в Кунгурской Ледяной пещере – 1062,0 мг/дм³). Ранее в Кунгурской пещере было установлено, что при увеличении мощности зоны аэрации с 53 м (грот Крестовый) до 79 м (грот Грязный) фиксировалось увеличение минерализации капели почти на 15% (с 1862,0 до 2108,0 мг/дм³). Низкая минерализация льда сталагмитов в пещере Подарок может объясняться меньшей мощностью зоны инфильтрации (в месте отбора пробы 2 она составляет 10-15 м).

Исследование **минеральных фаз** отфильтрованного сухого остатка из натечного льда (**проба 1**) и льда сталактитов (**проба 2**) показало отсутствие новообразованных минералов. Сухой остаток в основном представлен обломочными зернами доломита (20%), фрагментами глины (15%), растительного детрита и пыльцы (10-15%), флюорита (15%), целестина (10%), кальцита (10%), пирита (10%), сферулами оксидов железа (5%) и единичными зернами калиевого полевого шпата.

Отсутствие новообразованных минеральных фаз также является показателем формирования льда из талых вод, поступающих с поверхности через входное отверстие

и дальнейшего вымерзания раствора (проба 1) и меньшим насыщением инфильтрационных растворов из-за близкого залегания пещеры к поверхности земли (проба 2).



Рис. 2. Общий вид карбонатных включений в гипсовой толще (а) и морфология новообразованных минералов в пробе № 3: б – пористный известняк, сложенный субидиоморфными зернами кальцита; в – индивиды гипса; г – кристаллы гипса с регенерационной поверхностью; д – футляровидные кристаллы гипса; е – глобули пирита; и – крупный индивид флюорита; к – кристаллы кальцита на флюорите; л – индивиды целестина.

Проба № 3 отобрана со стены, сложенной гипсовой породой с гнездовыми включениями карбонатной породы. Последние, за счет меньшей растворимости, выступают бугорками над гладкими гипсовыми участками (рис. 2). Известняк сложен субидиоморфными зернами кальцита. В этой породе, наряду с большим объемом пор между ромбоэдрическими кристаллами зафиксированы многочисленные каналы и каверны (рис. 2б). На отдельных участках выступающей карбонатной породы зафиксиро-

ваны новообразованные кристаллы гипса, флюорита, целестина, пирита (рис. 2в-2е), а также органические образования (рис. 3).

1 u	олица 1.								
N⁰	Минера-	Сухой	pН	Содержание, мг/дм ³ , моль/дм ³ , %-экв					
пробы	лизация	остаток,		HCO ₃ -	Cl	SO_4^{2-}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K^++Na^+
*	мг/дм3	мг/дм'							
				52.98	7.11	160.65	62.89	8.66	14.11
1	306,0	249	7,88	0.87	0.20	3.35	3.14	0.71	0.56
				9.83	2.27	37.90	35.54	8.07	6.39
				53.65	2.03	416.66	156.5	7.82	29.06
2	667,0	562	7,71	0.88	0.06	8.68	7.81	0.64	1.16
				4.57	0.30	45.13	40.61	3.35	6.04

Таблица 1.

*1 – натечный лед, 2 – лед сталактитов.

Гипс в основном представлен пластинчатыми плоскогранными кристаллами размером до 50 мкм. Однако, встречаются кристаллы с неровной (регенерированной) поверхностью и выступающими ребрами (рис. 2г-2д), отражающими неравномерный рост. Пирит находится между зерен кальцита и представлен мелкими субмикронными глобулями, обычно связываемыми с деятельностью сульфат-редуцирующих бактерий.

Органическое вещество располагается среди общей массы кристаллов гипса и кальцита и в основном представлено ажурными и нитевидными агрегатами, сопоставляемыми с бактериальными матами (см. рис. 3).

Предполагается, что выступы карбонатной породы на гипсовых стенках представляли собой своеобразные островки минералообразования и бактериальной жизнедеятельности. Пористая структура карбонатной породы и идиоморфизм слагающих ее кристаллов может свидетельствовать о выщелачивании из нее сульфата и перекристаллизации кальцита, а также флюорита и целестина. Отложение сульфата могло произойти в конденсационной пленке воды, которая могла накапливаться, в том числе и за счет жизнедеятельности бактерий. Они же привели к формированию глобулярного пирита, за счет реакции сульфат-редукции.



Рис. 3. Морфология бактериальных образований.

Наряду с минералами, формирующимися на карбонатных выступах стен, зафиксированы агрегаты кристаллов гипса с плоской основой, свидетельствующей о росте на ровной поверхности. Нередко вершины индивидов гипса расщеплены (рис. 4). Морфология кристаллов, отличающаяся от предыдущих, а также отсутствие поверхности срастания с гипсовым или карбонатным субстратом стен дает возможность предполагать их образование на гладкой поверхности ледяной корочки при замерзании растворов. Наблюдаемая расщепленность кристаллов отражает быстрый дефектный рост.



Рис. 4. Вторая популяция кристаллов гипса и наросшего на него кальцита (белое), связываемые с кристаллизацией в замерзающей пленке воды.



Рис. 5. Мучнистые выделения (слева) на поверхности дресвяно-щебнистого грунта (проба 4) и общий вид (в центре), детали строения (справа) новообразованных гипсовых агрегатов первого типа.



Рис. 6. Новообразованные гипсовые агрегаты второго типа.

В пробе 4 присутствуют 2 типа новообразованных агрегатов с комковатой структурой, глинистые частицы и обломочные зерна гипсовой и доломитовой породы.

Новообразованные гипсовые агрегаты первого типа состоят из слабосвязанных скоплений идиоморфных двойниковых кристаллов длиной от 20 до 100 мкм (рис. 5). Морфология кристаллов, позволяет говорить о том, что они росли в свободном пространстве и только потом были объединены в комковатые агрегаты, вероятно в результате слипания. Агрегаты **второго типа** сложены зернами гипса и кальцита неправильной формы (рис. 6). В них отмечены также обломочные частицы целестина, кварца, ильменита, магнетита и глины. Они также образуют слабосвязанные агрегаты, позволяющие предполагать их агрегацию в результате смачивания.

Идиоморфизм кристаллов гипса в агрегатах первого типа, отсутствие следов механического переноса и широкое развитие двойников типичное для криогенных минералов [1] позволяет предполагать их образование в процессе замерзания воды. Ксеноморфная и обломочная форма зерен в агрегатах второго типа и их положение на поверхности щебнистого грунта позволяет предполагать их осыпание с кровли, вероятно за счет криогенной десквамации.

В теплой части пещеры из новообразований отмечены только железистые выцветы (рис. 7). В отобранных образцах (проба 5) зафиксированы пленки ажурного, почковидного, глобулярного и нитевидного строения сложенные гидроксидами железа. Присутствие среди них псевдоморфоз лимонита по пириту дает основание предполагать образование гидроксидов железа за счет окисления пирита в пленке конденсационной влаги. Разложению могли способствовать окисляющие бактерии, о чем могут говорить нитчатые формы.



Рис. 7. Общий вид и детали строения пленок гидроксидов железа: выцветы, глобулярно-нитчатые формы, псевдоморфозы лимонита по пириту.

Обсуждение и основные выводы

В холодной зоне в привходовой части пещеры натечный лед сформирован из талых вод, поступающих с поверхности через входное отверстие и дальнейшего вымерзания раствора (проба 1) и меньшим насыщением инфильтрационных растворов из-за близкого залегания пещеры (10-15 м) от поверхности земли (проба 2).

Отсутствие новообразованных минеральных фаз является показателем формирования льда в теплый период, когда талые воды с поверхности проникают в промороженную полость пещеры и замерзают не успев насытиться сульфатами.

В переходной зоне пещеры (проба 3 и 4) отмечено минералообразование в конденсационной пленке. Оно проявлено в виде перекристаллизации кальцита, флюорита и целестина. Образование глобулярного сульфида железа может говорить о присутствии среди бактерий сульфатредуцирующих видов. Выявленные в этом же материале агрегаты гипса с плоской нижней частью дают основание предполагать, что в зимнее время в этой зоне присутствуют отрицательные температуры воздуха

В теплой части пещеры происходит активное окисление пирита в пленке конденсационной влаги. Развитые здесь бактерии, вероятно, представлены окисляющими видами.

Таким образом, в пещере Подарок, как и в Кунгурской, проявилась микроклиматическая зональность в распределении новообразованных минеральных фаз. Спецификой Южного Урала является низкая минерализация ледяных образований, более широкое развитие бактерий, которые обладают как окисляющими, так и восстанавливающими функциями, а также угнетенность криогенного минералоообразования, что хорошо согласуется с региональной климатической зональностью.

Авторы приносят благодарность за организацию полевых работ зав. лабораторией ландшафтного разнообразия Института Степи к.г.н. Павлейчику В.М. и председателю спелеоклуба г. Оренбурга Самсонову В.Б. и выполнение аналитических работ Е.П. Чирковой и Т.А. Одинцовой. Исследование проведено при частичной поддержке гранта РФФИ № 11-05-96014-р_урал_а и программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-И-5-2018.

Литература

1. Андрейчук В., Галускин Е. Криогенные минеральные образования Кунгурской ледяной пещеры. // Пещеры. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. С. 118-115.

2. *Кадебская О.И., Чайковский И.И.* Экологическая минералогия Кунгурской Ледяной пещеры // Горное Эхо: Вестник Горного института УрО РАН. Пермь, № 3, 2009. С. 28-37.

3. Катков М.Б., Щерба В.А. Морфологические особенности карста Оренбуржского Предуралья // Изучение Уральских пещер. Пермь, 1992. С. 68-69

4. Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений. Под ред. В.Н. Дублянского. Екатеринбург 2005. – 376 с.

5. Павлейчик В.М. Карстовые ландшафты Южного Предуралья. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 300 с.

6. Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья: Статистический справочник. – Набережные Челны: НГПИ, 2010 – 71 с.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПСОВЫХ ПОРОД ПЕЩЕРЫ ПОДАРОК (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Калинина Т.А., Кадебская О.И.

Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, г. Пермь

Пещера Подарок, расположенная в южной части солянокупольного поднятия Активное в границах Предуральского краевого прогиба, сформирована в толще переслаивающихся карбонатно-сульфатных отложений кунгурского яруса нижней перми [2].

Сульфатные прослои представлены массивным гипсом с небольшими включениями глинисто-карбонатного материала. На фоне основной мелкозернистой массы нередко отмечаются радиально-лучистые агрегаты крупных (до 1-2 см) зерен, примыкающие к глинисто-карбонатным прожилкам (рис. 1-а). На отдельных участках они будинированы и облекаются среднезернистым призматическим гипсом (рис. 1-б).

В краевых частях слоев, характеризующихся более высоким содержанием глинисто-карбонатного материала, гипс представлен тонкослоистой, реже реликтовой линзовидно-желваковой текстурой. В таких разностях иногда сохраняются субвертикально ориентированными индивиды гипса размером до 0,5 см с тонкой (до 0,5 мм) оторочкой глинисто-карбонатного вещества (рис. 2-а). Однако основная часть породы сложена прослоями, где гипс полностью перекристаллизован и представлен крупными пластинчатыми метакристаллами (рис. 2-б). Отмечаются различные типы деформации. Это отдельные плоскости скольжения шириной 1-3 мм, проявленные в виде зон S-образного перегиба (рис. 2-в), а также участки с плойчатой складчатостью, будинажем карбонатных прослоев, порфиробластовой структурой и многочисленными зонами скольжения, примыкающими под острым углом к слоистости (рис. 2-г). Для желваковых обособлений гипса из этих зон характерны вытянутая форма и линии скольжения на поверхности.



Рис. 1. Ненарушенные (а) и будинированные (б) глинисто-карбонатные прожилки с примыкающими радиально-лучистыми агрегатами гипса

В гипсовых пластах зафиксированы субвертикальные сужающиеся книзу тела брекчий (рис. 3-а), сложенные разноориентированными обломками доломитовой породы в гипсовом матриксе. В составе брекчии встречены крупные кристаллы гипса, иногда пойкилитового строения, нередко со следами деформаций (рис. 3-б).

Выявленные текстурно-структурные особенности гипсовых пород позволяют предполагать, что в качестве наиболее ранних структурных признаков могут выступать желваки и субвертикально ориентированные обособления гипса, связываемые с оса-

дочно-диагенетической стадией. Однако наблюдаемый облик пород обусловлен процессами гипергенеза.



Рис. 2. Детали строения гипсовых прослоев: глинисто-карбонатная оторочка вокруг гипсовых индивидов (а), прослои крупных метакристаллов (б) и с зоной скольжения (в), участки с плойчатой складчатостью, будинажом карбонатных прослоев, порфиробластовой структурой и многочисленными зонами скольжения (г).



Рис. 3. Тело гипс-доломитовой брекчии (а) и деформированный кристалл гипса из нее (б). Наиболее ранним из них являлась перекристаллизация гипса, проявленная как в виде радиально-лучистых оторочек вокруг глинистых прослоев, так и крупных метакристаллов, замещающих целые прослои.

Проявление будинажа карбонатных прослоев и перекристаллизованных гипсовых прослоев, появление S-образных, плойчатых и порфиробластовых структур говорит о наложении тектонических подвижек на частично перекристаллизованные гипсовые слои.

Наиболее поздним процессом явилось формирование в гипсовой толще карбонатно-сульфатных брекчий, которое связываются с карстом.

Таким образом, сульфатные породы в обрамлении соляного купола претерпевают пластическое течение после проявления процессов гидратации, что может быть связано с повторной активизацией тектонических движений в массиве, находящемся в зоне гипергенеза. Отсутствие таких пород в Предуральском краевом прогибе Пермского края [1] позволяет связывать наблюдаемые процессы с тектоникой соляных куполов.

Авторы приносят глубокую благодарность за помощь в организации и проведении полевых работ зав. лабораторией ландшафтного разнообразия Института Степи к.г.н. Павлейчику В.М. и выполнении аналитических работ Е.П. Чирковой. Исследование проведено при частичной поддержке гранта РФФИ № 11-05-96014-р_урал_а и программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-И-5-2018.

Литература

1. Калинина Т.А. Текстурно-структурная характеристика сульфатных отложений Пермского Прикамья// Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб.науч.тр.– Пермь, 2012. Вып. 10. С. 10-12.

2. Павлейчик В.М. Карстовые ландшафты Южного Предуралья / Екатеринбург, 2011. 300 с.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ БЕРИЛЛА НА ИЗУМРУДНЫХ КОПЯХ УРАЛА

Карнаухова О.М., Лобастов Б. М.

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

Уральские Изумрудные копи находятся на Среднем Урале, к северо-западу от города Асбест (административно относятся к Асбестовскому району Свердловской области). В пределах границ Уральских Изумрудных копей находится 35 различных по масштабам и типам полезных ископаемых объектов: отдельных жил, рудопроявлений, мелких, средних и крупных месторождений. Из них промышленное значение на берилл имеют Мариинское (Малышевское), Страковское, Троицкое, Люблинское, Сретенское, Черемшанское, Хитный прииск, Красноболотное. Все месторождения Уральских Изумрудных копей являются результатом одного и того же процесса [2], однако наблюдаются различные минеральные ассоциации в пределах каждого месторождения. Эти различия обусловлены расстоянием от контакта Адуйского гранитного массива, разнообразием и интенсивностью тектонических нарушений, глубиной эрозионного среза и стадийностью метасоматических процессов.

Для наших исследований были выбраны именно бериллы, так как, во-первых, на месторождениях Уральских Изумрудных копей они являются сквозным минералом, во-вторых, кристаллы берилла на данных месторождениях отличаются разнообразием морфологии. Нами были изучены образцы берилла с Мариинского, Сретенского, Черемшанского и имени Свердлова месторождений. На основании проведенных исследований были выделены 3 генерации берилла:

К первой, наиболее ранней, генерации относятся кристаллы берилла, образовавшиеся в пегматитовую стадию. Они ассоциируют с полевым шпатом, флогопитом, турмалинами и наблюдаются в виде крупных удлинённых гексагонально-призматических, окрашенных в бледно-зелёные тона кристаллов, длиной до первых десятков сантиметров, и иногда достигая десяти сантиметров в длину.

Ко второй, пневматолитовой гидротермальной стадии относятся кристаллы небольшого размера – первые сантиметры в длину и до сантиметра в поперечнике, обычно 5-7 мм, но имеют насыщенный изумрудный цвет, а некоторые из них – хорошую прозрачность.

К третьей, гидротермальной стадии относится берилл, представленный мелкими кристалликами, длиной редко более двух сантиметров и обычно достигающих 5 мм в поперечнике, схожими по цвету и прозрачности с кристаллами второй генерации, однако они меньше по размеру и меньше пострадали от тектонических подвижек, деформировавших образовавшиеся ранее кристаллы [2, 4].

По результатам исследований удалось выделить основные разновидности кристаллов по морфологии:

1. Хорошо образованные кристаллы, представленные гексагональной призмой, ограниченной базопинакоидом, преимущественно одиночные, часто зональные – хорошо выделяются зоны роста [4], отличающиеся по цвету, от почти белых, до салатово-зелёных.

2. Крупные полупрозрачные и просвечивающие бериллы с гексагональным короткопризматическим обликом.

3. Футляровидные кристаллы, внутри которых может находиться флогопит или плагиоклаз (рис. 1).

4. Расщеплённые кристаллы.



Рис. 1. Футляровидный кристалл берилла, внутри – кристалл флогопита. Справа – схематическое изображение.



Рис. 2. Сильно деформированные кристаллы берилла, один из них изогнут так сильно, что в нём образовалось 5 поперечных трещин, залеченных флогопитом. Схематическое изображение ниже.

5. Радиально-лучистые, сноповидные агрегаты. Представлены удлинёнными гексагонально-призматическими просвечивающими кристаллами бледно-зелёного цвета с характерной продольной штриховкой на гранях призмы. Обычно индивиды расходятся под углом 10-15°.

6. Удлинённые кристаллы, подвергшиеся хрупким и пластическим деформациям.

7. Удлинённые кристаллы, подвергшиеся разрывам, залеченные флогопитом или фиолетовым флюоритом (рис. 2).

8. Удлинённые кристаллы, разорванные и растащенные (с заметным смещением отдельных частей кристаллов).

9. Параллельные сростки кристаллов. Часто представлены хорошо огранёнными гексагонально-призматическими бледно-зелёными, мутными кристаллами.

Что касается ювелирной ценности берилла на месторождении, то наиболее ценны кристаллы, образовавшиеся в областях тектонических подвижек в позднюю пневматолитовую стадию, т.к. они содержат максимальное количество хрома. С другой стороны, после своего образования кристаллы не должны оказываться в зоне повышенной тектонической активности, потому что это приведёт к появлению трещиноватости, растаскиванию, излому кристаллов, или же они могут оказаться на поверхности, в результате чего произойдёт их полное или частичное разрушение в процессе выветривания.

Литература

1. Жабин А.Г. Онтогения минералов. – М: «Наука» 1979 – 275 с.

2. *Жернаков В.И.* Изумрудные копи Урала / Минералогический альманах, том 14, выпуск 2. – М: ООО «Альтрум», 2009 – 128 с.

3. *Куприянова И.И.*, Морошкин В.В. Люминесцентные свойства плагиоклаза и апатита как признак изумрудоносности // Известия АН СССР, серия геологическая, 1987 – 143 с.

4. *Попов В.А.* Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011.167 с.

РОЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ РУБИНОНОСНЫХ МРАМОРОВ

Кисин А.Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, kissin@jgg.uran.ru

Как отмечалось автором ранее [6], по вопросу генезиса рубиноносных мраморов высказано несколько мнений, которые можно объединить в две группы: 1) высокотемпературный метаморфизм осадочных известняков с примесью терригенного материала [1, 10-12, 14-18]; 2) гидротермально-метасоматический [3-9] (пневматолитогидротермальный – [3]). Есть и принципиально другая точка зрения, высказанная В.А. Поповым, считающего их карбонатитами (здесь не рассматривается). Сторонники метаморфогенного происхождения рубиноносных мраморов полагают, что глинозема и хрома для образования рубинов уже было достаточно в исходных известняках [18 и др.]. Тем не менее, Гариньер и др. [15] выдвинули идею, что в составе карбонатного разреза имелись эвапориты, богатые магнием, глиноземом, хромом, фтором, хлором и многими другими химическими элементами рубиноносных мраморов. Свои выводы они подкрепляют данными изотопных исследований углерода, кислорода и серы мраморов, включений ангидрита в корундах, результатами исследований минералов из ассоциаций корунда и т.п. Надо отметить полноту и обстоятельность исследований вещества, проведенных этими учеными. Однако ими совершенно не отмечены метасоматические изменения пород и геодинамические условия образования рубиновой минерализации в мраморах. В их схемах процесс рубинообразования выглядит одноактным, что кажется несколько непонятным.

Автором рубиновая минерализация в мраморах восточного склона Урала изучается с 1979 года. Наиболее полная информация о генезисе рубиновой минерализации в мраморах собрана по Кочкарскому антиклинорию (Южный Урал), на примере которого изложены представления автора по данной проблеме. Здесь наблюдается несколько цветовых разновидностей шпинели и корунда [7], взаимоотношения между которыми показывают на сколько сложным был процесс минералообразования, не укладывающийся в схему сторонников первой точки зрения.

Самой ранней выглядит очень темная красная шпинель, прозрачность которой нарушена чрезвычайно сильной трещиноватостью. Она выделена как шпинель 1 типа. На нее нарастают кристаллы темно-красного корунда (рубин 1 типа). В свою очередь этот корунд замещается розовой шпинелью (шпинель 2 типа). Замещение происходит с увеличением объема, а агрегат шпинели имеет радиально-лучистое строение. Когда замещение корунда происходит полностью, то в центре агрегата шпинели иногда остается небольшая полость, какие обычно наблюдаются в конкрециях. Встречаются и отдельные кристаллы розовой шпинели. В это же время появляется корунд 2 типа – розовый до светло-розового. Иногда этот корунд тоже замещается розовой шпинелью, но более светлой. По этому признаку образование рубина 2 типа несколько опережает образование розовой шпинели. Если все выше перечисленные шпинели и корунды образуют рассеянную вкрапленность в мраморах, то корунд 3 типа приурочен к минерализованным трещинам. Он отличается неравномерной пятнистой окраской, редкостью хорошо оформленных кристаллов, агрегатностью, минеральной ассоциацией (мусковит, хромовый мусковит – фуксит, маргарит, хромовый паргасит, зеленый турмалин, рутил, сфен, пирит, пирротин и др.). И последней появляется алая шпинель (3 тип). Она замещает все разновидности корунда, оказавшиеся на участке ее развития. В ассоциации с ней обычен флюорит, образующий рассеянную вкрапленность и небольшие скопления в мраморе.

Эти факты можно интерпретировать только продолжительностью и эволюцией процесса минералообразования. Рассмотрим некоторые особенности геологии генезиса этих необычных образований.

Рубиноносные мраморы располагаются в метаморфическом обрамлении куполовидных гранитогнейсовых массивов. Они представлены пластообразными или линзовидными телами, перемежающимися с аналогичными по морфологии телами высокометаморфизованных кристаллических сланцев и амфиболитов, что при геолого-съемочных работах обычно интерпретируется как «карбонатно-терригенные отложения». В отношении субстрата – это, вероятно, для большинства пород метаморфического обрамления справедливо, но не в отношении слоистости. Наблюдаемые границы между телами мраморов, кристаллических сланцев и амфиболитов чаще всего тектонические. В плане они субконформны границам гранитогнейсового массива, но углы падения их закономерно возрастают вплоть до вертикальных, по мере удаления от него, образуя веер, раскрытый кверху. Эта их особенность давно замечена и описана исследователями [2], но интерпретировалась как межформационные тектонические срывы, образовавшиеся при куполообразовании. По мнению автора, они образовались в результате куполообразования, но принадлежность их межформационным образованиям необязательна. Их пространственное положение определяется Главными касательными напряжениями, существовавшими во время куполообразования. В условиях стрессовых напряжений и повышенных температур карбонатные породы деформируются преимущественно пластически и текут в направлении наименьшего давления, т.е. обычно вверх. Признаки такого пластического течения мраморов в обрамлении гранитогнейсовых комплексов автором наблюдались неоднократно.

Карбонатные породы в Кочкарском антиклинории представлены различными мраморами и мраморизованными известняками с визейской фауной (далее – известняки). Мраморы встречаются в различных частях метаморфического обрамления, а известняки только на его краю. В отношении возраста мраморов есть две точки зрения: рифейские (по отсутствию фауны) и раннекаменноугольные. Отсутствие фауны в мраморах легко объясняется пластическими деформациями, отмеченными выше, и перекристаллизацией. А генетическое их родство с известняками подтверждается зональностью метаморфизма и результатами изотопных исследований карбонатов. Кроме того, автор неоднократно указывал на находки визейской фауны непосредственно в поле развития мраморов и даже вблизи купольных структур. Эти факты хорошо известны, но почему-то игнорируются сторонниками «рифейского возраста». Сохранность фауны в поле мраморов обеспечил ранний дометаморфический избирательный магнезиальный метасоматоз, затронувший субстрат, но не фаунистические остатки. Содержание MgO в породе достигает 11,78 вес.%. Тела мелкозернистых доломитов с визейской фауной хорошей сохранности в поле кальцитовых мраморов имеют размеры от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров.

На Кучинском проявлении рубина автором выделено три основных типа мраморов [7].

Кальцитовый мрамор. Светлые, массивные, среднезернистые породы (размер зерен 5-15 мм), состоящие из полиэдров кальцита. Структура полигональнозернистая. Кальцит полупрозрачный; полисинтетические двойники деформации наблюдаются редко. Содержание MgO менее 0,01%. Этот тип мрамора резко преобладает над двумя другими типами.

Магнезиально-кальцитовый мрамор. К нему отнесены голубоватые, зеленоватые, белые и желтовато-белые средне- крупнозернистые мраморы с характерной *пани*- *диобластовой* структурой. Кальцит обычно сильно деформирован, вплоть до разлистования. Весьма характерны полисинтетические двойники деформации по 2-3 системам. Содержание MgO по массе составляет 0,n%. Иногда содержит рубиновую минерализацию.

Доломит-кальцитовый мрамор. Мелко-среднезернистая массивная порода белого цвета повышенной вязкости, обусловленной *пойкилобластовой* структурой мрамора: прорастание зерен магнезиального кальцита игольчатыми индивидами доломита (кальцит-доломитовая субграфика). Содержание MgO достигает 17-22 мас.%.

Ранние магнезиальные метасоматиты с фауной располагаются среди мраморов 1 типа. Контакты между ними бывают резкими, но чаще наблюдаются постепенные переходы. Нередко встречаются реликты ранних метасоматитов, узнаваемые по повышенной магнезиальности и теневым структурам залеченной трещиноватости. Напомним, что кальцитовый мрамор обычно массивный, и любые неоднородности хорошо заметны, особенно на естественно препарированной поверхности. И наоборот, кальцитовый мрамор фрагментарно наблюдается во внутренних частях крупных тел доломитовых метасоматитов. Полевые и лабораторные исследования показывают, что здесь имеет место *дедоломитизация*, в результате которой образуются обширные поля кальцитового крупнозернистого мрамора.

В ранних Mg-метасоматитах с визейской фауной наблюдаются многочисленные трещины сколового характера, выполненные белым крупнозернистым кальцитом, по химическому составу и структуре отвечающему мрамору 2 типа. Мощность жил достигает 10 см. В нерастворимых остатках одного из прожилков найдены мелкие зерна рубина. Это еще один аргумент в пользу позднепалеозойского времени формирования рубиноносных мраморов.

На Кучинском участке кальцитовый мрамор разбит субвертикальными трещинами кливажа на плиты толщиной 0,3-0,5 м; к центральной части плиты наблюдается укрупнение размеров зерен кальцита в 2-3 раза. Секущие, смятые в птигматитовые складки, будинированные и растащенные слойки кварцитов, иногда наблюдаемые в мраморе, определяют данную систему трещин как *кливаж течения*. Следовательно, *кальцитовый мрамор* испытал ориентированное горизонтальное сжатие. Азимут простирания кливажа 45⁰CB, падение субвертикальное. Источниками стресса здесь могли быть только Варламовская (на северо-западе) и Борисовская (на юго-востоке) купольные структуры. Гранобластовая структура кальцитового мрамора, почти полное отсутствие деформаций кальцита и развитый кливаж течения, контролирующий размер зерен кальцита, позволяют отнести этот мрамор к *рекристаллизованному*.

Мрамор 2 типа слагает небольшие, но сложные по конфигурации столбообразные тела среди кальцитового мрамора. В то же время, они контролируются трещинами кливажа, что создает полосчатость, которая при наклонном залегании может быть легко принята за осадочную слоистость. Иногда в мраморе сохраняются частично залеченные минерализованные трещины кливажа. Переходы к мрамору 1 типа постепенные, не определяемые. Полисинтетические двойники деформации в кальците ориентированы близко параллельно к плоскости кливажа, а сама порода обычно раздавлена стрессовым давлением вплоть до рассланцевания. Все перечисленные особенности свидетельствуют в пользу образования Mg-кальцитового мрамора в результате *перекристаллизации в высокотемпературных условиях, при участии флюидов*. К этим мраморам приурочены рубины и шпинели 1 типа.

Мраморы 3 типа встречаются в виде небольших тел среди мраморов 2, реже 1 типов, и нередко содержат их реликты. Контролируются трещинами кливажа, которые в них угадываются по плоскопараллельным выдержанным узким зонам минерализации, расстояние между которыми хорошо согласуется с наблюдаемым кливажем. Порода массивная. Границы тел достаточно резкие, определяемые в интервале 1-2 см. Нередко мрамор 3 типа содержит рубины, по которым развивается красная Мg-шпинель. Температура образования данного мрамора по доломит-кальцитовому геотермометру оценивается в 620[°]C [9], что близко к оценкам температур метаморфизма другими исследователями района. Перечисленные признаки однозначно указывают на образование доломит-кальцитового мрамора в результате *магнезиального метасоматоза*. Эти породы можно было бы назвать поздними магнезиальными метасоматитами. К ним приурочены рубины и шпинели 2 типа.

Об относительном времени образования мраморов различных типов позволяют судить их взаимоотношения с дайками гранитоидов и пегматитов. Исследования показывают, что мраморы 1 и 2 типов образовались в *додайковое время*, а мрамор 3 типа – в *постдайковое время*. Становление дайкового комплекса в Кочкарском антиклинории относится к позднему карбону-перми и фиксирует время снятия стрессовых напряжений или, иначе говоря, переход от прогрессивного этапа метаморфизма к регрессивно-му.

Снятие стрессовых напряжений означает и изменение флюидного режима; раскрываются трещины кливажа; формируются минерализованные зоны, в т.ч. с корундом третьего типа, а затем и поздней шпинели с флюоритом.

Экспериментально изучена реакция: корунд+доломит = шпинель+кальцит+СО₂ [16, 19], которая зависит от давления CO₂. Согласно этим данным появление ранней шпинели в Mg-кальцитовом мраморе можно объяснить низким давлением CO₂, с ростом которого вместо шпинели начал образовываться рубин 1 типа (нарастает на шпинель). На раннем регрессивном этапе магнезиальный метасоматоз усилился, что привело к образованию доломит-кальцитового мрамора. Одновременный рост давления CO₂ обеспечил образование рубина 2 типа, а при его последующем снижении – шпинели 2 типа (замещает рубины). Рост давления воды, К-щелочной метасоматоз привели к формированию корунд-паргасит-флогопитовой минерализации по трещинам кливажа. Рост активности фтора и, вероятно, падение давления CO₂ привели к образованию шпинели третьего типа, замещающей корунды всех типов. Метасоматическим процессам на всех этапах становления рубиноносных мраморов способствовало высокоградиентное динамотермальное поле околокупольного пространства и региональная гранитизация.

Таким образом, в Кочкарском антиклинории отчетливо наблюдается растянутый во времени и эволюционирующий процесс образования рубина и шпинели в мраморах. Начало минералообразования относится к прогрессивному этапу регионального метаморфизма, а окончание – к регрессивному этапу. Имел место ранний магнезиальный метасоматоз, который можно связать с процессами гранитизации; затем последовала дедоломитизация пород, которая, вероятно, была вызвана динамотермальным метаморфизмом. Возможно, что на отдельных участках, где проходили метаморфогенные флюиды, имел место слабый магнезиальный метасоматоз, сопровождавшийся перекристаллизацией породы и образованием Mg-кальцитового мрамора. Снятие стрессовых напряжений и переход к регрессивному этапу процесса вызвал изменение состава флюидов и возникновение новых минеральных ассоциаций в мраморах. Минерализованные зоны фиксируют пути движения флюидов, а не участки скопления терригенной примеси в мраморах.

Работа выполнена в рамках Программы ОФИ УрО РАН № 13-5-014-НДР и Программы Президиума РАН № 12-П-5-2015.

Литература

1. Барнов Н.Г. Геологические условия локализации и предпосылки промышленной минерализации рубина в мраморах на примере месторождения Снежное (Центральный Памир) // Автореф. дисс...к.г.-м.н. М.: 2010. 26 с. (рукопись)

2. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

3. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974. 328 с. (1982. 279 с.)

4. Кисин А.Ю. Деформации мраморов и время рубин-сапфировой минерализации на Липовском проявлении (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа-2005. Мат-лы Всеросс. науч. конф. Екатеринбург: Изд. УГГУ, 2005. С. 104-108.

5. Кисин А.Ю. Зависимость размеров кристаллов рубина в мраморах восточного склона Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Статьи по мат-лам рег. Науч.практ. конф. Пермский гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2012. С. 35-38.

6. Кисин А.Ю. Крупность кристаллов корунда и проблема источников глинозема в рубиноносных мраморах // 18-я Всеросс. науч. конф. «Уральская минералогическая школа-2012», посвященная благородным металлам. Сб. статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических инситмтутов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2012. С. 61-63.

7. *Кисин А.Ю*. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.

8. *Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притичин М.Е.* Распределение редкоземельных элементов в карбонатных породах Суундукского антиклинория (к проблеме происхождения рубиноносных мраморов) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Статьи по мат-лам научно-практ. конф. Пермь: ПГУ, 2013. С. 22-27.

9. *Кисин А.Ю., Таланцев А.С.* Особенности формирования хондродит-тремолитовых прожилков в толще мрамора из района кочкарской гранитной интрузии // Зап. ВМО. 1986. № 1. С. 93-99.

10. Коноваленко С.И., Россовский Л.Н. Первая находка рубина в мраморах Юго-Западного Памира // Зап. ВМО. 1980. Ч. 106. Вып. 6. С. 707-709.

11. *Россовский Л.Н.* Месторождения драгоценных камней Афганистана // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 74-88.

12. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Ананьев С.А. Условия образования рубина в мраморах // Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 57-66.

13. *Храмов А.А., Кисин А.Ю.* Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород Кочкарского и Мурзинско-Адуйского гранито-гнейсовых метаморфических комплексов Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Статьи по мат-лам научно-практ. конф. Пермь: ПГУ, 2013. С. 22-27.

14. *Bank H., Okzusch M.* Über Rubin - Vorkommen in Marmoren von Hunza (Pakistan) // Ibid. 1976. Bd 25, № 2. S. 67-77.

15. Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A.E., Dubessy J., Banks D., Hoang Quang Vinh, Lhomme T., Maluski H., Pecher A., Kausar Allah Bakhsh, Pham Van Long, Phan Trong Trinh, Schwarz D. Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia: Towards a new genetic model // Ore Geology Reviews. 2008. V. 34. P. 169–191.

16. Jansen I.D.H., Feenstra A., Schuiling R.D.A. Spinel-forming Reaction in Aluminous Dolomitic Marbles of Naxos, Greece // Neuse Jb. Mineral. Monatsh. 1978. V. 4. P. 145-158.

17. Okrusch M., Bunch T. E., Bank H. Paragenesis and Petrogenesis of Corundum-Bearing Marbels at Hunza (Kashmire) // Mineral. Deposita (Berlin). 1976. № 11. P. 278–297.

18. *Pe^ccher A., Giulian G., Garnie V., Maluski H., Kausar A.B., Malik R.H., Muntaz H.R.* Geology, geochemistry and Ar–Ar geochronology of the Nangimali ruby deposit, Nanga Parbat Himalaya (Azad Kashmir, Pakistan) // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 265–282.

19. *Thordarsson H*. The Reaction Corundum+Dolomite-Spinel+Calcite // Geol. foren. Stockholm farhandl. 1981. V. 103. № 1. P. 127-128.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ДЕКОРАТИВНЫЕ СВОЙСТВА НЕФРИТОВ КАНТЕГИРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Клейменов В.В., Перфилова О.Ю.

ООО «Прогресс-Инвест», Сибирский Федеральный Университет, г. Красноярск

Нефрит издавна очень высоко ценился человеком, использовавшим его не только для изготовления украшений и культовых предметов, но и для производства орудий труда – каменных топоров, молотков и т.д. Не потерял он своей популярности и в наши дни. Но, несмотря на то, что нефрит известен уже в течение многих тысячелетий, многие вопросы генезиса нефритовых месторождений продолжают оставаться остро дискуссионным. Все коренные месторождения нефрита имеют гидротермальнометасоматическое происхождение. Нефрит часто образуется либо вдоль тектонически ослабленных зон в апогипербазитовых серпентинитах, либо на контакте серпентинитов с интрузиями основного состава или на контакте доломитовых пород и гранитоидов. Поэтому уточнение условий формирования и характера зональности нефритовых месторождений представляет собой важную задачу не только чисто теоретического плана, но и имеющую большое практическое значение [2].

Одним из типичных месторождений нефрита является Кантегирское месторождение, расположенное в северной части Западного Саяна на правобережье р. Кантегир, в 25-26 км юго-юго-западнее пос. Черемушки на р. Енисей. Месторождение открыто в 1973 году, поисково-оценочные работы проведены в 1981-1983 гг. Среднесибирской ГРЭ «Шпат» [1].

Месторождение приурочено к юго-западному флангу Южной гипербазитовой (нефритоносной) ветви Борусского офиолитового пояса, которая прослежена на 47 км от устьевой части р. Казанашка до р. Бол. Виноградовая. Гипербазиты входят в состав актовракского комплекса позднепротерозойского-раннекембрийского возраста. Они прорваны гранитоидами Копенского массива, которые разделяют офиолитовую ветвь на два нефритоносных поля: Кантегирское и Стан-Таскыльское.

В пределах Кантегирского поля интенсивно серпентинизированные гипербазиты и апогипербазитовые серпентиниты слагают серию вытянутых в северо-восточном направлении линзовидных, пластиноподобных протрузий (22 тела). Протяженность серпентинитовых тел от 1 м до 3 км, ширина – от первых десятков сантиметров до 100 м.

На площади Кантегирского поля выявлено 5 нефритоносных зон, приуроченных к зонам разрывных нарушений, а также к контактам серпентинитов с алюмосиликатными породами чингинской свиты ранне-среднекембрийского возраста. В пределах зон распространены хризотил-лизардитовые серпентиниты, широко проявлены карбонатизация, цоизитизация, родингизация, альбитизация, тремолитизация и нефритообразование.

На площади поля выявлено 24 тела нефритовой минерализации в коренном залегании и 19 элювиально-делювиальных глыб. Коренные выходы нефрита представлены мелкими гнездовыми выделениями (0,1-0,3 м - в поперечнике) и линзовидными телами длиной до 8 м и мощностью до 1,5 м. В пределах линзовидных тел разбит трещинами на более мелкие блоки, иногда слабо рассланцован. Общая протяженность нефритоносной зоны составляет более 100 м. Многие тела нефритоносных пород имеют неоднородное зональное строение. На контакте серпентинитов и раннекембрийских метаэффузивов основного состава наблюдаются оторочки гранат-альбит-пироксен-актинолитовых родингитов с гнездами низкосортного нефрита, а на контакте с пироксенитами – различной ширины зоны пироксен-цоизитовых, хлорит-тремолит-актинолитовых метасоматитов, с тремолитизированным, хлоритизированным несортовым нефритом. Цвет нефрита светло- зеленый, травяно-зеленый, неоднородный. Порода просвечивает от 3-5 до 20 мм. Текстура массивная и неясно пятнистая. В линзовидных выделениях качество нефрита очень высокое, он практически не содержит темных включений рудных минералов. Нефрит принимает очень высококачественную зеркальную полировку. Породы иногда разбиты тончайшими взаимопересекающимися трещинами, выполненными светло-бурыми тонкодисперсными гидроксидами железа, что снижает качество нефрита и нередко придает ему буроватый оттенок (рис. 1).



Рис. 1. Пришлифованный образец сортового нефрита Кантегирского месторождения.

Микроструктура пород нематобластовая (фибробластовая) спутано-волокнистая (рис. 2) или порфиробластовая с тонкозернистой фибробластовой спутанно-волокнистой микроструктурой основной массы (рис. 3). Сравнительно крупные (0,3-1 мм) порфиробласты светло-зеленого актинолита чаще всего образуют непротяженные цепочки вдоль трещинок в породе. Их содержание не превышает 5-7%. Часто такие выделения актинолита окружены тончайшей темной оторочкой тонкодисперсных гидроокислов железа. В основной массе породы резко преобладает тонковолокнистый (толщина волокон 0.005-0.01 мм) амфибол тремолит-ферроактинолитового ряда в виде тонких. нередко изогнутых волокон толщиной 0,01 - 0,2 мм и длиной 0,1 - 0,5 мм - 75 - 90% (светлого желтовато-зеленоватого цвета, слабоплеохроирующий, близкий по составу к актинолиту). Ориентировка волокон субпараллельная или беспорядочная (неодинакова в различных участках породы). В небольших количествах (до 15%) часто присутствует бесцветный и буроватый в проходящем свете серпентин. Наблюдаются также единичные зерна клиноцоизита с аномальными низкими интерференционными окрасками в серо-фиолетовых тонах и единичные мелкие чешуйки хлорита, призматические выделения бесцветного тремолита (до 10%). Редко сохраняются единичные мелкие реликты клинопироксена, по составу близкого к диопсиду, а также единичные зерна хромшпинелида в хлоритовой оторочке и магнетита (3%).



Рис. 2. Шлиф нефрита Кантегирского месторождения. Слева - без анализатора, справа – николи скрещены.



Рис. 3. Шлиф нефрита Кантегирского месторождения. Слева – без анализатора, справа – николи скрещены.

По заключению лаборатории «Байкалкварцсамоцветы» средний выход сортового нефрита составляет для различных нефритовых тел от 20.3%, до 82%, в том числе ювелирного II сорта - 3%, поделочного I сорта - 25.5%.

Учитывая состав и текстурно-структурные особенности тесно ассоциирующих с нефритом метасоматитов, следует предполагать широкий температурный диапазон его образования, в основном, в высокомагнезиальных средах, представленных магматическими породами в условиях низких и умеренных давлений [2].

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Алтае-Саянская серия. Лист N-46 (Абакан). Объяснительная записка / В.В. Беззубцев, М.Л. Махлаев, В.Т. Кириченко, О.Ю. Перфилова и др. – СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2009. – 396 с.

2. Сутурин А. Н., Замалетдинов Р.С. Нефриты. - Новосибирск: Наука, 1984. – С. 104-118.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ (F, Cl, S) ПРИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ГРАНИТОИДОВ, СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ НА ЗОЛОТО - СУЛЬФИДНО - КВАРЦЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА).

Коновалова Е.В., Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург konovalova@igg.uran.ru, holodnov@igg.uran.ru

Рудные месторождения, генетически связанные с гранитами, часто интерпретируются как гидротермальные. Их появление обусловливается отделением рудоносных водных растворов от расплавов на различных стадиях их развития. Однако, экспериментальные исследования равновесий гранитных расплавов с водными растворами показывают, что металлы концентрируются большей частью в расплавах, и только в незначительной степени переходят в отделяющиеся от них гидротермальные растворы [6]. Рудоконцентрирующая роль гидротермальных растворов возрастает с увеличением содержания солей, но остается недостаточно эффективной для того, чтобы с их отделением можно было бы связать формирование рудных залежей. Способность гранитных систем к рудообразованию возникает при гетерофазности флюидов, т.е. обособлении плотных солевых фаз (фторидных, хлоридных, сульфатных и др.) - эффективных концентраторов рудных металлов. Богатые рудными металлами кварцево-солевые расплавы могут мигрировать из остаточных гранитных расплавов в составе гетерофазных гидротермальных растворов. При отделении последних от остаточных магматических очагов и их последующем внедрении в различные деструктивные системы комплексов вмещающих пород, растворы подвергаются дифференциации, вызванной более высокой миграционной способностью собственно гидротермальных растворов низкой плотности относительно плотных и вязких рудоносных солевых фаз. Гидротермальные растворы вызывают околорудные изменения вмещающих пород. Таким образом, на месторождениях присутствует как бы сочетание нескольких формаций (метасоматической и собственно рудной), хотя есть и промежуточные типы, которые порождает взаимодействие гидротермальной и плотной солевой фазы.

Опираясь на выше описанную модель образования рудных месторождений связанных с гранитоидами, рассмотрим конкретные примеры изучения летучей фазы (F, Cl, S) в гидроксилсодержащих минералах и апатитах из габбро-тоналит-гранодиоритгранитных (ГТГГ) массивов золото-металлогенического профиля в составе гранитоидов плутонической группы, представляющих собой надсубдукционные образования активной континентальной окраины Урала [10].

Ранее уже была установлена [11], эффективность изучения уровня концентраций галогенов в апатитах (наряду с другими гидроксилсодержащими минералами), указывающих на металлогеническую специализацию и потенциальную рудоностность магматических пород и хорошо согласующихся с представлениями о химическом сродстве рудных металлов (Fe, Cu, Mo, W, Au, Be и др.) к Cl и F.

Перечисленные интрузивные комплексы сопровождаются образованием в апикальной и надинтрузивной зонах, а также в приконтактовых частях крупных дайковых полей, интенсивным развитием в этих полях золотоносных кварцевых жил и околорудных местасоматических образований лиственит-березитовой формации (Шарташско-Березовская рудная зона и др.).

Для данных золотоносных массивов ГТГГ-типа характерны пониженные концентрации хлора в породо- и рудообразующих флюидах, которые отражены в содержаниях галогенов в апатите и сосуществующих гидроксилсодержащих силикатах (амфи-
боле, биотите и др.) [2]. Наиболее высокие концентрации F характерны для биотитов из ранних березитов Шарташско – Березовского рудного поля (F до 2,0% и более). В таких биотитах наблюдается иногда и повышенные содержания Cl (до 0,03-0,17%) [12]. Валовые содержания F в самих ранних березитах достигают 0,1-0,17%, на фоне валовых концентраций фтора в магматических породах (в гранитоидах и лампрофирах) не более 0,18%. Наличие повышенных концентраций Cl и F в биотитах ранних березитов коррелируется с повышенным содержанием в березитах Cu, Zn, Pb [5]. Это свидетельствует о том, что лиственитизация и березитизация на раннем этапе происходят на фоне максимальной активности во флюидах фтора. Формирование последних сопряжено (наряду со F) с привносом CO₂, калия и серы, при выносе кремнезема и натрия [8]. Это характеризует состав флюида, участвующего в процессах березитизации и лиственитизации пород. Такая обогащенная фтором система является эффективным концентратором вольфрама, что подтверждается присутствием на месторождении Au-W-Mo – оруденения и ранних микроклинсодержащих метасоматитов (гумбеитов), сопровождаемых кварц-шеелитовой с молибденитом минерализацией.



Рис. 1. Соотношение концентраций Cl в сосуществующих апатитах и биотитах (а), апатитах и амфиболах (б) как индикатора специализации надсубдукционных гранитоидов Урала на различное эндогенное оруденение. Выделены поля: 1 – габбро-гранитные комплексы со скарново-магнетитовым оруденением, 2 – диорит-гранодиоритовые (андезитоидные) комплексы с Au-Cu-Mo порфировым оруденением, 3 – тоналит-гранодиорит-гранитные комплексы окраинно-континентальных поясов с Au-сульфидно-кварцевым оруденением и Au-W оруденением.

Более поздние этапы формирования березитизации характеризуются снижением концентрации F до 0,07% и Cl до 0,02% и менее. Одновременно с этим в березитах наблюдается рост содержаний Au (с 0,2 до 0,7 г/т и более) и Ag (от 3-380 г/т). Предполагается, что такая закономерность вызвана распадом комплексных соединений золота с хлором и серой и его осаждением в березитах вместе с сульфидной минерализацией.

К моменту образования непосредственно кварцево - жильной золоторудной минерализации активность хлора в растворах вновь возросла. По данным [8], растворы не были равновесными с минеральными парагенезисами березитов и лиственитов. Ионный анализ [1] флюидных включений в жильном кварце Березовского месторождения выявил, что растворы рудной стадии были представлены водным флюидом, содержащим CO_2 и ионы щелочных металлов, с присутствием небольшого количества CH_4 и N_2 . Также были определены концентрации фтора, хлора и сульфат-иона. При этом хлор преобладает над остальными анионами (0,04-0,85 моль/кг H_2O и более). Содержания F во включениях ранних минералов рудной стадии – низкие, характерно присутствие сульфат-иона до 0,027 моль/кг H_2O . Отмечен рост F/Cl отношения от флюидных включения в более позднем друзовом и дымчатом кварце (0,4-1,3). Следовательно, концентрация фтора нарастала в процессе кристаллизации кварцевых жил. Вместе с тем возрастала и роль углекислоты, а роль сульфат-иона снижалась.







Рис. 2. Оптическое и BSE изображения, карта распределения интенсивности характеристического излучения S Kα: a,б – апатит из гранита, Шарташский массив, в – апатит из гранита, Карагайский массив.

Между тем, в геохимическом отношении сера (наряду с F и Cl) является одним из основных элементов процессов гидротермального рудообразования, определяющим кислотность рудообразующих процессов и влияющий на фазовый переход околорудных пород и руд. Так, для золоторудных проявлений, сопряженных с золото-сульфидно-кварцевой формацией, в частности, Березовского месторождения, часто характерна известная зональность, характеризующаяся сменой высокотемпературных сульфидов низкотемпературными сульфидными фазами, перекрывающимися карбонатной мине-

рализацией. Более детально эта зональность по Березовскому рудному полю рассмотрена в работе [9].

При исследовании состава апатитов из гранитов, гранит-порфиров Шарташского массива и гранит-порфиров и метасоматитов по ним Березовского месторождения были обнаружены высокие содержания серы (до 1,0 мас.% в виде SO₃). В распределении концентраций этого элемента наблюдается довольно непостоянный характер. В центре зерна апатита, как правило, присутствует область с высоким содержанием SO₃ до 0,80 мас.% и более, а в краевых зонах резко снижается до 0,10 мас.% (рис. 2). Такая зональность, действительно, предполагает наличие этапности в режиме серы в магматическом процессе. Максимальное содержание сульфатной серы характерно для раннего относительно кратковременного и более высокотемпературного этапа. Затем, в процессе дальнейшей кристаллизации расплава, содержание сульфатной серы в нем резко понизилось. Подобное поведение серы характерно и для апатитов из других изученных нами золоторудных объектов. Например, апатитов из окраинно-континентальных анатектических плутонов Ахуновского и Карагайского, образующих крупный ареал в северной части островодужной Магнитогорской мегазоны. Концентрация серы здесь также достаточно высока (до 0,56мас%.) в центральных частях зерен апатита, включенного в породообразующие минералы - амфибол и биотит (рис. 2).

Исследованные нами апатиты из метасоматических пород Буйдинской золотоносной площади (рис. 3), относящейся к той же северной части Магнитогорской мегазоны, показали в своём составе следующие вариации в содержаниях серы: в гумбеитах она варьирует от 0,07 до 0,31 мас%., в березитах – 0 - 0,55мас%, а в лиственитах от 0,1 до 3,24 мас.%. Все апатиты также существенно фтористые (F до 3,5%). Богатые рудой зоны (Au>5г/т) при этом характеризуются положительной корреляционной зависимостью с полиметаллической стадией рудообразования (с Ag, Pb, Zn, Bi); в рядовых рудах (Au 1,5-5 г/т) связи золота с другими элементами не проявлены [7].

Полученные данные по сере в апатитах из пород Шарташского массива и Березовского рудного поля являются прямым свидетельством участия магматического источника серы при формировании золотого оруденения Березовского месторождения. Более подробно эти выводы уже рассматривались нами в работе [3].

В целом, полученные данные отражают сложный характер эволюции состава флюидов при формировании золоторудных сульфидно-кварцево-жильных месторождений, связанных с образованием массивов тоналит-гранодиоритовой формации.

Окончательная специализация таких высокопродуктивных массивов на золото складывается на заключительных этапах их формирования. Накопление золота в остаточных флюидизированных расплавах и флюидах объясняет пространственную совмещенность золотого оруденения с дайками и малыми интрузиями. Дайковый комплекс представляет собой насыщенный летучими легкоподвижный рудно-силикатный расплав. Низкое сродство хлора и серы с силикатным расплавом, их активное комплексообразование с золотом при снижении температуры определяют накопление во флюидах, одновременно обогащенных серой и хлором. В дальнейшем, в процессе кристаллизации, хлор и сера удалялись из расплавов и выносили золото, создавая во вмещающих метасоматически измененных породах золотосульфидные концентрации.

Для золоторудных месторождений, ассоциированных с массивами тоналит-гранодиоритовой формации, наблюдается положительная корреляционная связь рудного золота с As, Bi, Cu, Zn, Pb.

В связи с вышеизложенным можно сделать вывод, что золотоносность рассматриваемых нами анатектических гранитоидов габбро-тоналит-гранодиоритового типа обусловлена скорее всего в большей мере специфическим составом флюида, определенных концентраций воды, хлора, серы, фтора и др. летучих, способствующих экстракции золота из субстрата любого состава, нежели первичной геохимической специализацией на золото того субстрата, который подвергался надсубдукционному анатексису.



Рис.3. Соотношение F и SO₃ в апатитах из метасоматитов Буйдинской золотоносной площади.

Исследования проведены при финансовой поддержке программ президиума РАН № 27 проект 12-П-5-2015 и совместной программы УрО РАН СО ДВО РАН проект 12-С-5-1022 и 12-с-5-1004. Авторы выражают благодарность Шагалову Е.С. за помощь в полевых работах.

Литература

1. Викентьева О.В., Бортников Н.С., Мурзин В.В., Наумова В.Б. Флюидный режим минералообразования на Березовском золоторудном месторождении // Ежегодник-1999 ИГГ УрО РАН: Информ. сборник научных трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 224-227

2. Коновалова Е.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А., Холоднов В.В. Сера в апатитах гранитов Шарташского массива и Березовского золоторудного месторождения // Ежегодник-2011 / Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварицкого УрО РАН. Вып.159. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 134-139.

3. Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Замятин Д.А. Галогены и сера в позднедевонско-каменноугольных гранитоидах окраинно-континентального типа, как фактор специализации их на крупное золото-сульфидно-кварцевое оруденение //

Уральская минералогическая школа-2012 посвященная благородным металлам (Au, Ag, Pt, Ir, Os, Pd, Rh, Ru). Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2012, С. 74-78.

4. *Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* Геодинамика, рудогенез прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН,2005, 259с.

5. *Куруленко Р.С.* О критерии рудоносности по данным содержаний Cl в биотитах из березитов Шарташского массива // Ежегодник-1991 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН,1992. С. 108-109.

6. *Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б., Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И.* Экспериментальное моделирование рудогенерирующей способности гранитных систем / Экспериментальное теоретическое моделирование процессов минералообразования. – М.: Наука, 1998. С. 104-118.

7. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Викентьев И.В. Буйдинская золотоносная площадь (Учалинский рудный район, Башкортостан) // Уральский минералогический сборник, 2010. Вып.7, С. 131-136

8. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 1999. 570 с.

9. Самарцев И.Т., Захваткин В.А., Казимирский В.Ф., Михайлова Л.В., Бирюков В.Ф. О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Геология Рудных месторождений. Т. XV. Вып.1 – М.: Изд-во Наука, 1973, С. 110-117.

10. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитнын массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 1. С. 65-84.

11. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002.

12. Холоднов В.В. Галогены (фтор и хлор) индикаторы специализации надсубдукционных гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации на золото-сульфиднокварцевое оруденение / Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. редакторы Юшкин Н.П., Сазонов В.Н.: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007, С. 856-884.

НОВЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И МИНЕРАЛЫ ИЗ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Славу Ильменским горам принесли минералы из многочисленных пегматитовых тел [3, 10]. Вмещающие их породы были исследованы несравненно слабее. Этой проблемой мы занялись в 1996 г, продолжаем работать в этом направлении и сейчас. Особое внимание было обращено на минералогию и петрографию специфических образований, до нас в Ильменогорском комплексе не описанных. Это разобщенные линзовидные и шарообразные бескорневые тела, залегающие среди апоосадочных метаморфических пород (кристаллосланцев, кварцитов), а также в серпентинизированных меланжевых пластинах [4, 6]. Примечательно отсутствие в окружающих толщах сколь-нибудь крупных массивов подобных по составу пород. Рассмотрев геологическое положение, минеральный состав, петрографию, геохимические особенности, термобарометрические условия формирования этих линз и глыб, мы пришли к выводу, что они являются отторженцами глубинных пород из основания земной коры Урала [6-8]. На поверхность эрозии их вывели протрузии серпентинитов вдоль плоскостей тектонических нарушений. Последующее разрушение этих пластин привело к захоронению глыб эндогенных пород в терригенных осадках дна окружающих позднепалеозойских бассейнов. Этот комплекс осадков и залегающих среди них глыб древних магматических пород мы предложили рассматривать в качестве метаморфизованного олистостромового комплекса (уразбаевская олистострома).

Исследования проводились в пределах территории Ильменского заповедника на нескольких участках распространения уразбаевской олистостромы и пластин серпентинитового меланжа (рис.).

Породы из обломков и глыб в олистостроме и в серпентинитовом меланже в большинстве своем оказались новыми для Ильменских гор, а некоторая часть – и для Урала в целом. Мы описали [5–7] 19 новых их разновидностей (табл.). Нельзя не отметить полузабытую прекрасную петрографическую работу К.И. Постоева [11], в которой упоминается присутствие редких разновидностей горных пород. Вслед за К. И. Постоевым, А. Г. Баженов охарактеризовал редкую разновидность анортитовых габбро-амфиболитов по обрамлению Няшевского серпентинитового массива [1]. Нам удалось провести более детальные исследования по выяснению геологического положения этих и других пород в Ильменогорском комплексе и дать их развернутое описание [5–7]. Для обнаруженных новых типов пород характерны исключительная свежесть минерального состава; сохранность первичных магматических структур, в том числе офитовой, порфировидной, кумулятивной, габбровой и микрографической; индукционные поверхности синхронного роста почти всех минералов; преимущественно анортитовый состав плагиоклазов; присутствие экзотических для магматических пород минералов (калиймагнезиогастингсита, бариевого биотита, гиалофана, фассаита, геденбергита, эпидота); отсутствие или слабое проявление химической зональности в индивидах минералов. Уникальным является обнаружение первично-магматических анортитовых биотит-амфиболовых и геденбергитовых габбро.

Глубинное происхождение пород подтверждается данными минеральной геотермобарометрии: для пироксенитов и габбро температуры образования определены в пределах 600-1200 °C, а давление – 6–11 кбар. Нахождение в них повышенных количеств кальция, алюминия и щелочей может говорить о подкоровом происхождении этих пород. Наличие блоков пород с частым переслаиванием разных петрографических типов (клинопироксенитов, горнблендитов, габбро, оливинитов), присутствие кумулятивных структур позволяют сопоставлять их с фрагментами расслоенных интрузивных комплексов.



Рис. Обзорная схема района исследований авторов в Ильменогорском комплексе (Россия, Челябинская обл., Ильменский заповедник).

1 - Осиновый мыс на оз. Бол. Ишкуль, 2 - подножье горы Савелькуль, 3 – Уразбаевский участок, 4 – межозерье Бол. Миассово – Бол. Таткуль, 5 – северное побережье оз. Бол. Таткуль.

Описанные нами новые породы содержат минералы, впервые выявленные на территории Ильменских гор, иногда – на Урале в целом [3]. Наиболее важным является открытие нового вида амфиболов – калиймагнезиогастингсита, бариевого биотита, гиалофана, цельзиана, дотоле на Урале неизвестных. Впервые показано присутствие в габбро кристаллов эпидота магматического происхождения [6, 7].

Особо следует подчеркнуть установление впервые в России магматических пород, содержащих в качестве одного из главных породообразующих минералов скаполит (миццонит). Нами описаны [8] скаполитовые граниты, пегматиты, габбро, пироксениты, слюдиты, слагающие секущие дайки в теле карбонатитов.

Nº □ □	Горные породы	Минералы					
11.11.	Габбро анортиторые.	Бариевый фиогопит					
2	Фассантовые	Бариевый биотит					
3	Гранат-клинопоизит-фассаитовые	Гиалофан**					
4	Биотит-амфиболовые	Иельзиан**					
5	Амфиболовые*	Калиймагнезиогастингсит					
6	Геленбергитовые***	Манганильменит*					
7	Горнблендиты анортитовые:	Пикроильменит*					
8	Фассаитовые*	Маухерит*					
9	Рутил-шпинелевые*	Троилит*					
10	Гранат-апатит-шпинелевые*	Ванадистый фторпаргасит*					
11	Шпинель-гранат-корундовые*	Благородная шпинель*					
12	Шпинель-энстатитовые*	Хромистый гроссуляр*					
13	Оливиновые*	Цинковистый плеонаст*					
14	Клинопироксениты:	Паргасит s.s.*					
15	Диопсидовые [*]	Геденбергит*					
16	Шпинелевые [*]	Дравит [*]					
17	Амфиболовые вебстериты*	Жедрит*					
18	Габбро-амфиболиты анортитовые:	Магнезит*					
19	Цоизитовые [*]	Кальдерит**					
20	Клиноцоизитовые*						
21	Корундсодержащие*						
22	Гранат-диопсидовые*						
23	Двуамфиболовые [*]						
24	Скаполитовые магматические						
24	породы:						
25	Скаполитовый гранит						
26	Скаполитовое габбро						
27	Скаполитовый пироксенит						
28	Пироксен-кварц-скаполитовый ** пегматит						
29	Пироксен-амфибол-скаполитовые слюдиты**						

Таблица. Новые горные породы и минералы в Ильменогорском комплексе.

Примечание: ^{*} – найденные впервые в Ильменах, ^{**} – найденные впервые на Урале, ^{***} найденные впервые на Земле.

По разнообразию встреченных кайнотипных петрографических разновидностей пород и породообразующих минералов в них, пластины серпентинитового меланжа на восточном побережье оз. Бол. Ишкуль у Осинового мыса, а также участки распространения метаморфизованных блоков подобного меланжа среди апоосадочных образований в районе северного побережья оз. Бол. Миассово и на северных склонах горы Савелькуль представляют собой уникальный объект для детальных петрографических исследований и проведения учебных практик студентов.

Таким образом, работами сотрудников Института минералогии за последние годы в казалось бы, досконально изученном Ильменогорском комплексе описано 24 новых разновидности горных пород, в том числе 8 – для Урала в целом и 4 – для Земли.

В них обнаружено 19 новых для Ильмен минералов, в том числе – 6 новых для Урала и 1 – для Земли. Их принадлежность к отторженцам глубинных образований создает предпосылки для познания состава и строения пока недоступных для бурения слоев земной коры.

Литература

1. Баженов А.Г., Иванов Б.Н., Постоев К.И. Анортитовые амфиболиты Ильменогорского комплекса // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 101-105.

2. Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н., Вализер П.М. Минералы Ильменских гор, 2000 г. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2000. 118 с.

3. Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н. Минералы Урала (минеральные виды и разновидности). Екатеринбург: Изд-во Квадрат, 2007. 312 с.

4. *Кориневский В.Г.* Новые подходы к геологии Ильмен // Уральский геологический журнал. 2000. № 2 (14). С. 33 – 50.

5. *Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.* Экзотические амфиболиты Ильменских гор (Южный Урал): состав и геологическая позиция // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1114–1127.

6. *Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.* Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 102 с.

7. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Мафиты и ультрамафиты в Ильменогорском комплексе // Литосфера. 2007. № 2. С. 59 – 79.

8. *Кориневский В.Г.* Магматические скаполитовые породы Ильменских гор на Урале // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и 100летию профессора Г. М. Саранчиной. Т. 1. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 294–298.

9. Попов В.А., Попова В.И. Минералогия пегматитов Ильменских гор / Минералогический альманах. Т. 9. М.: Ассоциация Экост, 2006. 152 с.

10. Постоев К.И. Ультраосновные и основные горные породы Ильменского заповедника и продукты их метаморфизма // Труды Ильменского гос. заповедника, 1958. Вып. VII. 85 с.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ЦИРКОНА И МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В НЕМ (ЯСТРЕБЕЦКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Левашова Е.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Украинский щит – уникальная провинция протерозойского щелочного магматизма. Весьма специфическими среди щелочных пород этого региона являются безнефелиновые сиениты, с которыми связаны богатые руды циркония, иттрия и редких земель. Ястребецкое месторождение является одним из таких объектов.

Ястребецкое циркониевое месторождение расположено на северо-западе Украинского щита, в 30 км северо-западнее Коростенского плутона в пределах Сущано-Пержанской тектонической зоны Северо-Западного мегаблока и залегает среди гранитов пержанского комплекса [3].

Исследование циркона на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA (Jeol) осуществлялось в ИГГД РАН (аналитик О.Л. Галанкина). Исследование микроэлементного состава циркона проводилось на ионном микрозонде Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов).

Циркон в Ястребецком месторождении является типичным акцессорным минералом, присутствующим во всех структурно-минеральных разновидностях пород одноименного массива, а в отдельных зонах становится даже породообразующим. Цирконы данного месторождения сильно различаются между собой по составу и структуре. Некоторые кристаллы циркона обладают чрезвычайно гетерогенным строением (рис. 1), которое выражается в появлении «пятен» неправильной, почковидной формы, образующих полосу шириной до 70 мкм с характерным темным оттенком на изображении электронного микроскопа в режиме обратно-отраженных электронов (BSE). Также эта зона характеризуется пористым строением и наличием мелких включений. Не исключена возможность наличия в данном цирконе газово-жидких включений. Данный циркон отличается также наличием многочисленных мелких включений, т.н. минераловузников, зональностью и сетчатой трещиноватостью.



Рис. 1 Фотографии циркона из Ястребецкого месторождения в обратно-отраженных электронах (BSE). Использованы стандартные обозначения минералов.

Подобное строение циркона (образование пористых скелетных форм, наличие мелких включений) позволяет говорить о его быстром росте, в ходе которого циркон

как губка «впитывал» в себя другие фазы [2]. В таком случае можно предположить, что данный циркон представляет собой постмагматическую генерацию минерала, кристаллизовавшуюся во флюидонасыщенных условиях. Пористое строение циркона особенно характерно для гидротермальных условий образования.

Подобный циркон имеет специфический состав. На основании полученных данных ионного микрозонда были построены спектры распределения редкоземельных элементов в цирконе (рис. 2, 3). Спектры образуют пологие линии (отношение Lu/La изменяется от 6 до 52) с практически отсутствующей положительной Ce-аномалией (Ce/Ce* изменяется от 1.40 до 1.50) и небольшой отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* изменяется от 0,11 до 0,24). Такой характер спектра распределения REE в цирконе соответствует метасоматическим цирконам [4], об этом же свидетельствует расположение точек в поле гидротермальных цирконов на диаграмме составов магматических и гидротермальных цирконов (рис. 4) [8].



Рис. 2. Нормированное к хондриту C1 [7] распределение REE в цирконе Ястребецкого месторождения.

Наличие Се- и Еu-аномалий связано с присутствием в расплаве Ce⁴⁺ и Eu²⁺. Величина Се-аномалии определяется отношением Ce⁴⁺/Ce³⁺, которое является в первую очередь функцией фугитивности кислорода [6]. Величина Eu-аномалии также в основном зависит от отношения $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$, то есть от состояния окислительно-восстановительных условий среды при кристаллизации. Таким образом, состав и геохимические спектры распределения REE в цирконе могут отражать состав исходного расплава и условия кристаллизации минерала.

Отношения Ce^{4+}/Ce^{3+} для исследуемого циркона характеризуются примерно равными соотношениями Ce^{4+} и Ce^{3+} с небольшим преобладанием Ce^{4+} (в 0,3-0,4 раза). По некоторым данным [1] такие значения отношения Ce^{4+}/Ce^{3+} соответствуют цирконам вторичных форм преобразования.

Данный циркон обладает высоким содержанием REE, которое в среднем по зерну составляет 12019 ppm, а в некоторых точках достигает значения 18710 ppm. Соотношение распределения легких (LREE) и тяжелых редкоземельных элементов (HREE) в исследуемом цирконе характеризуется преобладанием HREE над LREE (среднее содержание по зерну – 8287 ppm и 3561 ppm соответственно), но в тоже время содержание LREE является повышенным для циркона магматического происхождения. Также в цирконе наблюдается повышенное содержание иттрия и таких нетипичных для циркона элементов как Ca, Sr, Ba, Nb (контроль чистоты поля анализа на ионном микрозонде проводился с помощью электронной микроскопии).



Рис. 3. Фотография циркона из Ястребецкого месторождения с точками анализа ионного зонда.



Рис. 4. Соотношение степени дифференцированности легких REE (Sm_N/La_N) и Сеаномалии (Ce/Ce*) в цирконе Ястребецкого месторождения. Поля составов по [8].

Повышенные содержания LREE, Ca, Sr, Ba, скорее всего, связаны с постмагматическими процессами. Разрушающее воздействие рудообразующих флюидов на кристаллическую решетку циркона облегчало изоморфное вхождение данных элементов [5]. Это подтверждается тем, что все цирконы Ястребецкого массива в той или иной мере подвергались изменению.

В цирконах из сиенитов Ястребецкого месторождения отмечаются многочисленные включения других минералов, встречаются паризит, алланит, бастнезит, торит и др.

В исследуемом зерне, соответствующем основной фазе циркона – Zrn1 с примесями «неформульных» элементов, таких как Fe, Ca, Na (содержание оксида каждого элемента варьирует от 0,6 до 1,3 мас. %), были обнаружены многочисленные почковидные включения размером около 5 мкм. Они представлены цирконами, различающимися между собой составом, и торитом, эти включения различаются оттенками окраски на фотографиях в режиме BSE (рис. 1). Так, темно-серые почковидные включения Zrn3 (рис. 1) являются по данным микрозонда цирконом, отличающимся от основной фазы присутствием примесей Y и Th (содержание $Y_2O_3 - 7$ мас. %, ThO₂ – 8 мас. %). Серые почковидные включения Zrn2 (рис. 1) являются также цирконом, но характеризуются отсутствием примесей «неформульных» элементов. Почковидные включения белого цвета Thr (рис. 1) диагностируются как торит (ThSiO₄), содержащий в себе Y (8-12 мас. % Y₂O₃) и REE (2-3 мас. % REE₂O₃).

Автор выражает благодарность Т.Н. Лупашко и Е.А. Ильченко (ИГМР НАН Украины) за предоставление образцов циркона для исследования.

Литература

1. Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622-633.

2. *Краснова Н.И., Петров Т.Г.* Генезис минеральных индивидов и агрегатов. – СПб.: Невский курьер, 1997. 228 с.

3. Кривдик С.Г. Редкометальные сиениты Украинского щита // Геохимия. 2002. № 7. С. 707-716.

4. *Скублов С.Г., Симакин С.Г.* Геохимия цирконов: состояние проблемы и новые возможности // Материалы V-ой Международной Школы по Наукам о Земле ISES-2009.

5. *Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980-997.

6. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. // Han-char, J.M., and Hoskin, P.W.O., eds. Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 27-62.

7. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

8. Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., *Féraud G.* Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco) // Chemical Geology. 2007. V. 245. P. 135–161.

МИНЕРАЛОГИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНО БОГАТЫХ ПЛАТИНОИДАМИ ХРОМИТИТОВ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА

Морозова А.В., Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург morozova@igg.uran.ru

Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив расположен в 60 км югозападнее Нижнего Тагила, в окрестностях пос. Уралец. Он состоит из дунитового ядра, площадью около 30 кв. км, окруженного маломощной клинопироксенитовой оторочкой. Почти полное отсутствие габброидов и простота внутреннего строения позволили отнести его к автономному типу дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала [4]. Известность Нижнетагильский массив получил благодаря коренным хром-платиновым месторождениям, обнаруженным среди дунитов более ста лет назад [3]. Эти рудные месторождения, а главное, многочисленные мелкие хромитовые шлиры, обогащенные платиноидами, являются источниками уникальных платиновых россыпей Нижнетагильского района, которые разрабатываются до настоящего времени, уже почти 200 лет. Наиболее богатые платиноидами хромититы формировались на позднемагматической или пневматолитовой стадии с участием флюидных компонентов в практически полностью консолидированных дунитах. По отношению к рудовмещающим дунитам этот тип хромититов получил название эпигенетический [5, 2].

В данной работе приводится характеристика минерального состава хромититов, экстремально обогащенных платиноидами, которые образуют гнездообразные скопления размером до 5-8 мм в межзерновом пространстве хромшпинелидов. Эти хромититы были обнаружены в восточном борту Александровского дунитового карьера на северной окраине пос. Уралец. Хромититы слагают здесь серию шлиров и жил в дунитах мощностью до нескольких сантиметров и длинной до 1 м. Они часто содержат в себе обломки дунитов, образуя брекчии. Фрагменты дунитов внутри хромититов полностью серпентинизированы. От вмещающих дунитов хромититы отделяются тонкой зоной серпентинитов. Видимая протяженность рудной зоны составляет 2-3 метра, а суммарная мощность около 50-60 см. Содержание хромшпинелида в хромититах составляет около 50-80%, остальной объем слагают силикаты с гнездами платиноидов. Преобладающий размером зерен хромшпинелидов 0,5-2 мм. Рудный хромшпинелид характеризуется высоким содержанием Cr₂O₃=53-54 мас.%, Cr/(Cr+Al)=0,82. Среднее содержание Al₂O₃=7,8, а TiO₂=0,4 мас.%. Химический состав хромшпинелида из нижнетагильских хромититов приведен в таблице (табл. 1). В силикатном заполнении преобладает серпентин, но постоянно встречается флогопит и глаголевит. Карбонаты представлены кальцитом, арагонитом, гидрокарбонатами кальция и магния. Минералы платиновой группы (МПГ) помимо гнезд, образуют также субидиоморфные включения в хромшпинелидах и заполнение трещин, что указывает на более позднее образование МПГ. В количественном отношении интерстициальные платиноиды резко преобладают над включениями. Помимо платиноидов хромшпинелид содержит полиминеральные силикатные включения в виде отрицательных октаэдрических кристаллов, а также мономинеральные включения оливина, сходные с описанными ранее [7]. Среди МПГ преобладают изоферроплатина Pt₃Fe и тетраферроплатина PtFe (табл. 2, рис. 1), в крупных гнездах одновременно присутствуют до десятка разных фаз ЭПГ. В интерстициях отмечен туламинит Pt₂FeCu (рис. 1в). Сплавы железа и платины иногда обладают зональным переходом от PtFe к Pt₃Fe от края к центру зерна соответственно (рис. 2). При

miniepumsuliten rimknerut midekoro macenda, mac. 70.									
№ по порядку	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO ₂	0,4	0,4	0,41	0,38	0,43	0,39	0,39	0,45	0,4
Al_2O_3	7,84	7,87	7,77	7,99	7,73	7,86	7,91	8,05	7,89
Cr_2O_3	53,61	53,83	53,63	54,1	53,93	53,65	53,32	53,3	53,34
FeO [*]	23,14	23,36	23,82	23,39	23,47	23,73	23,98	23,99	23,55
MnO	0,28	0,28	0,29	0,23	0,3	0,25	0,32	0,28	0,28
MgO	12,52	11,87	12,58	11,77	12,77	12,33	12,22	11,3	12,53
Сумма	97,84	97,8	98,68	98,11	98,93	98,38	98,42	97,7	98,22
$Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$	0,38	0,41	0,38	0,42	0,37	0,39	0,40	0,44	0,38
Fe ³⁺ /Fe	0,41	0,37	0,42	0,36	0,42	0,40	0,41	0,35	0,41
Cr/(Cr+Al)	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82

Таблица 1. Химический состав хромшпинелидов из хромититов с платиноидной минерализацией Нижнетагильского массива, мас.%.

Примечание. FeO* - все железо в виде FeO. Анализы выполнены на электроннозондовом микроанализаторе CAMECA SX 100. ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик Д.А. Замятин.







Рис. 1. Размещение МПГ в

хромититах Нижнетагильского массива.

а – изоферроплатина Pt₃Fe из интерстиции хромшпинелидов (Chr); б - включение изоферроплатины Pt₃Fe в хромшпинелид; в – тетраферроплатина PtFe и туламинит (Tul) из интерстиции, Cal – кальцитовое колломорфное заполнение интерстиций хромшпинелидов, Srp – серпентин заполняет интерстициальное пространство. Изображение получено в обратнорассеяных электронах на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV, ЦКП «Геоаналитик», аналитик С.П. Главатских.

№ зерна	1-401	13-501	1-301	60-2	60-1	15-1	16-2	16-3
ПЕ-1129								
Минерал	Pt ₃ Fe	Pt ₃ Fe	Pt ₃ Fe	PtFe	Pt ₃ Fe	PtFe	PtFe	Pt ₃ Fe
Рисунок	Рис. 1а	Рис. 1б	нет	Рис. 2б	Рис. 2б	Рис. 2в	Рис. 2д	Рис. 2д
Ком-ты	1	2	3	4	5	6	7	8
Os	0,04	0,15	0,17	0	0	0,17	0,00	0,25
Ir	4,69	6,27	6,51	4,11	4,16	5,72	6,46	7,16
Ru	0,03	0,08	0	0	0,11	0,00	0,00	0,14
Rh	1,18	0,8	0,88	0,21	0,22	0,66	0,70	0,86
Pt	70,75	78,7	79,7	76,63	83,07	74,09	71,40	78,68
Pd	0,09	0,14	0,02	0,2	0,24	0,02	0,04	0,04
Ni	6,89	1,49	1,7	1,13	0,84	1,56	2,01	0,51
Fe	13,21	11,23	11,03	14,99	11,41	14,76	15,01	11,80
Cu	2,71	1,06	0,89	2,74	1,2	3,10	3,59	1,01
S	0	0,01	0,02	0	0	0,00	0,03	0,00
Сумма	99,73	100,29	100,94	100,14	101,72	100,08	99,24	100,46
			Атоми	ные проце	НТЫ			
Os	0,03	0,12	0,13	0,00	0,00	0,12	0,00	0,19
Ir	3,07	4,72	4,92	2,84	3,12	3,92	4,37	5,39
Ru	0,04	0,11	0	0,00	0,16	0,00	0,00	0,20
Rh	1,44	1,13	1,24	0,27	0,31	0,85	0,89	1,22
Pt	45,63	58,32	59,43	52,44	61,67	50,18	47,57	58,63
Pd	0,1	0,2	0,03	0,25	0,33	0,02	0,05	0,05
Ni	14,77	3,68	4,21	2,57	2,07	3,52	4,48	1,26
Fe	29,76	27,9	28,74	35,86	29,61	34,94	35,13	30,74
Cu	5,36	2,4	2,04	5,76	2,74	6,45	7,39	2,31
S	0	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00

Таблица 2. Химический состав МПГ из хромититов Нижнетагильского массива, мас.%.

Примечание: 1 – изоферроплатина из интерстиции хромшпинелидов (рис. 1а); 2, 3 – включение изоферроплатины в хромшпинелид (рис. 1б); 4, 5 – замеры в краевой и центральной части зерна Pt-Fe минерала (№ 60, рис. 2б); 6 – замер центральной части зерна Pt-Fe минерала (№ 15, рис 2в); 7, 8 – замеры в краевой и центральной части зерна Pt-Fe минерала (№ 16, рис 2д). Анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе САМЕСА SX 100. ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик Д.А. Замятин.

большом увеличении хорошо виден распад МПГ (рис. 2г, е).

В настоящей работе продолжены исследования мономинеральных включений оливина. Включения оливина в рудном хромшпинелиде имеют размер 30-50 мкм, изредка встречаются и более крупные зерна, достигающие 100 мкм и более. Иногда в зерне хромшпинелида наблюдается несколько включений разного размера, но в среднем количество оливиновых включений не превышает нескольких зерен в одном шлифе. Они не имеют видимой связи с дефектами кристалла-хозяина. Форма зерен оливина из включений округлая. Оливин, как правило, свежий, не подвержен серпентинизации, в отличие от межзернового оливина в матрице хромититов или породообразующего во вмещающих дунитах. Включения оливина мономинеральны, иногда оливин сопровождается мелкими зернами хромистого глаголевита на контакте с вмеща-



Рис. 2. МПГ с зонами распада из интерстиций хромшпинелидов в хромититах Нижнетагильского массива.

А, б – фото, сделанные при разном увеличении: краевые части зерна соответствуют тетраферроплатине (PtFe), центральная часть – изоферроплатине (Pt₃Fe); в, д -МПГ с зональным переходом от PtFe к Pt₃Fe от края к центру соответственно; г, е – фото, выделенных участков этих же зерен МПГ с распадом. Точки с цифрой соответствуют № зерна в табл. 2.

ющим хромшпинелидом. Оливин по химическому составу характеризуется высокой магнезиальностью (Mg/(Mg+Fe⁺²)=0,94-0,96 и отвечает форстериту. Оливин из включений характеризуется высокими концентрациями хрома, достигающими 1,0 мас. %

 Cr_2O_3 и выше. Установленная ранее [7] и подтвержденная нами вновь обратная корреляция содержаний хрома и железа в оливине из включений противоречит представлениям о захвате хрома из хромитовой матрицы при проведении аналитических исследований на рентгеновском микроанализаторе. Обратная зависимость этих компонентов подтверждает конституционный характер хрома в оливине. Нами установлена зависимость содержаний хрома в оливине от размеров его зерен. Чем меньше размер включения, тем выше в нем содержания Cr₂O₃. Крупные зерна форстерита (100 – 60 мкм) имеют в центре содержания хрома от 0,2 до 0,4 мас. % Cr₂O₃, что практически соответствует предельной кристаллохимической емкости минерала в отношении этого элемента [14], тогда как мелкие (25 – 50 мкм) зерна содержат от 0,6 до 1,0 мас. % Cr₂O₃. Позже все изучаемые форстериты были перемерены и в центральных и в краевых зонах. Мелкие оливины имеют высокие и относительно равномерные содержания хрома и в центре и по краям, тогда как крупные включения обладают явной зональностью, выражающейся в повышении концентраций хрома к краю включения. Для железа установлена обратная картина, его содержания закономерно уменьшаются от центра к краю, что еще раз показывает отсутствие «контаминации» хромитовой матрицы при микрозондовом сканировании. Известно, что кристаллическая решетка оливина не позволяет ему вмещать существенные количества трехвалентных катионов, таких как Cr^{3+} , Al^{3+} и других [14]. В природе очень редко встречаются оливины со столь высоким содержанием хрома [11, 13, 15]. Вхождения значительных концентрации хрома в оливин было бы возможно в случае двухвалентного состояния его катионов. Однако современная минералогия и петрология не допускает присутствие двухвалентного хрома в реальных геологических ситуациях в земной коре в силу того, что для него требуется сильно восстановительные обстановки. Именно в таких восстановительных обстановках в экспериментах [10] был синтезирован силикат хрома (2CrO·SiO₂), образующий твердые растворы с магнезиальным оливином. В современных экспериментальных работах [12] было показано, что в силу значительной разницы в отношениях Fe²⁺/Fe³⁺ между расплавом и кристаллизующимся из него хромшпинелидом, на их границе возникают узкие зоны, мощностью до 20-30 мкм, с заметно повышенной восстановленностью минералообразующей среды. Как нам представляется, в таких зонах могут реализоваться условия по метастабильному восстановлению хрома до двухвалентного состояния и, как следствие, к его простому вхождению в кристаллическую структуру оливина. Этот же химико-кинетический эффект может стимулировать кристаллизацию минералов платиновой группы, слагающих как относительно редкие включения в рудном хромшпинелиде, так и более массовую ассоциацию в цементе хромититов.

Также в хромшпинелидах нижнетагильских хромититов распространены мелкие клинопироксен-флогопитовые включения от 10 до 30 мкм. Во вмещающих хромшпинелидах эти включения имеют «кучное» распространение, до десяти и более штук на сравнительно небольшой площади. Клинопироксен-флогопитовые включения сложены до 80-90% клинопироксеном с подчиненным количеством флогопита. По составу клинопироксен соответствует хромдиопсиду. Для него характерны высокие содержания хрома (1,79-2,33 мас.% Cr_2O_3), натрия (до 0,2 мас% Na_2O) и низкие содержания железа (1,31 % FeO) и титана (0,1мас.% TiO₂). Флогопит представлен хромовой разновидностью с повышенными содержаниями калия от 0,25 до 0,28 мас% K_2O .

Совместно с серпентином в межзерновом пространстве хромшпинелидов часто встречается хромистый глаголевит. Реже он образует включения в хромшпинелиде и платиноидах и сростки с этими минералами. Глаголевит – минерал из группы хлорита с высоким содержанием Na₂O до 4 мас. % - был открыт 10 лет назад в метасоматитах Ковдорского щелочно-ультраосновного массива на Кольском полуострове [9]. В хромплатиновых рудах уральских месторождений он был описан годом ранее как

[1], образующий включения в необычный натровый хлорит платиноидах, хромшпинелидах и входящий в состав интерстициальной ассоциации цемента руд. По сравнению с хлоритами, он обладал необычными оптическими свойствами, в частности характеризуется аномальными желтыми и светло-оранжевыми цветами интерференции. Позже, когда удалось провести рентгеноструктурные исследования и рассчитать параметры элементарной ячейки, этот минерал был переинтерпретирован как хромистый глаголевит [7, 8]. Наибольшим распространением пользуется пластинчатые срастания глаголевита с серпентином, которые вместе образуют ксеноморфные зерна размером до 0,5 - 1 мм, заполняющие интерстициальное пространство между зернами хромшпинелида [6]. Соотношение глаголевита и серпентина в таких сростках либо почти равное, либо глаголевит в них преобладает. При равном соотношении эти два минерала образуют пластинки почти одинаковой ширины. Когда глаголевит преобладает, серпентин образует в нем тонкие пластинчатые вростки. Обратного соотношения отмечено не было. Крупные зерна глаголевита содержат мелкие субидиоморфные включения хромшпинелида и иногда срастаются с железоплатиновыми сплавами, что может указывать на совместный рост минералов. Иногда глаголевит образует идиоморфные включения в хромшпинелиде, подчиняющиеся кубической симметрии октаэдрических кристаллов минерала-хозяина. В этой ситуации он часто входит в ассоциацию с другими хромистыми силикатами: хромдиопсидом, хромпаргаситом, флогопитом, хром-кальциевыми гранатами, а также с платиноидами [1, 7]. Еще реже встречается глаголевит, образующий тонкие зоны на границе между включениями хромистого оливина в хромшпинелиде. В этом случае глаголевит является единственным силикатом, сопровождающим мономинеральные оливиновые включения. Изученный нами глаголевит характеризуется содержаниями Na₂O и Cr₂O₃, варьирующими от 2.51 до 3.18 мас.% и от 1.5 до 2.7мас.%, соответственно, поэтому он отнесен к хромистой разновидности глаголевита. Усредненная формула глаголевита из Нижнетагильского массива -

 $Na_{0.52}(Mg_{5.2}Fe_{0.14}Cr_{0.13}Al^{6+}_{0.53})_{\Sigma_6}[Si_{2.79}Al^{4+}_{1.21}O_{10}](OH,O)_8xH_2O.$

Идеализированная формула глаголевита NaMg₆ [Si₃AlO₁₀] (OH,O)₈ H₂O выведена из формулы клинохлора ПMg₅Al [Si₃AlO₁₀] (OH)₈, вакансией обозначено пространство, в результате заполнения которого натрием и водой образуется глаголевит [9]. Установленное нами широкое распространение глаголевита в экстремально богатых платиноидами хромититах, образующего включения и срастания с платиноидами и хромшпинелидами, может свидетельствовать об участии щелочных флюидов в процессе благороднометального рудообразования.

Структурное положение минералов платиновой группы в экстремально богатых ими хромититах Нижнетагильского массива указывает на более позднее их образование по отношению к рудному хромшпинелиду. Ассоциация МПГ с относительно низкотемпературными силикатами (серпентином и хромистым глаголевитом) и другими минералами в цементе руд указывает также на низкую температуру их образования, соответствующую пневматолито-гидротермальной стадии эволюции пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-96031, 12-05-00112-а, Совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004, Президиума РАН № 12-П-5-1020 и 12-П-5-1024.

Литература

1. Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Ерохин Ю.В., Вилисов В.А. Хлорит в хромо-платиновых рудах Платиноносного пояса Урала: Особенности состава и парагенезисы // Записки ВМО. 2001. № 2. С. 92-100.

2. *Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.: ОНТИ, 1935. 148с.

3. *Высоцкий И.К.* Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. СПб: Тр. Геол. Комитета. Нов. сер. Вып. 62. 1913. 694 с.

4. *Ефимов А.А.* Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31-39.

5. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. СПб, 1928. С.1-51.

6. *Морозова А.В., Замятин Д.А., Главатских С.П.* Хромистый глаголевит – типоморфный минерал платиноносных хромититов Нижнетагильского массива // Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013. С. 139-143.

7. *Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини* Ф. Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: стуктурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.

8. *Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Поленов Ю.А., Григорьев В.В., Гуляева Т.Я.* Хромистый глаголевит из собрания Уральского геологического музея. // Вестник УО ВМО, Екатеринбург: УрО РАН, 2003. № 2. С. 83-88.

9. Середкин М.В., Органова Н.И., Кривовичев С.В., Армбрустер Т., Моисеев М.М., Чуканов Н.В., Чуканова В.Н., Бернс П.К., Марсий И.М., Звягин Б.Б., Кононкова Н.Н., Сивцов А.В. Глаголевит NaMg₆[Si₃AlO₁₀] (OH, O)₈·H₂O – новый минерал // Записки ВМО. 2003. №1. С. 67-75.

10. Цветков А.И., Ершова З.П., Матвеева Н.А. О синтезе силиката хрома, аналогичного оливину // Известия АН СССР. Сер. Геол. № 2, 1964. С. 3-14.

11. *Arai S., Matsukage K.* Petrology of a chromitite micropode from Hess Deep, quatorial Pacific: A comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites // Lithos. 1998. V. 43. P. 1-14.

12. *Finnigan G S., James M. Brenan J., Mungall J., and Mc Donough W. F.* Experiments and models Bearing on the role of chromite as a collector of platinum group minerals by local reduction // Journal of Petrology. 2008. V 49. № 9. P. 1647-1665.

13. *Melcher F., Stumpfl E.F., Distler V.* Chromite deposits of the Kempirsai massif, Southern Urals, Kazakhstan // Transact. Institute Mining Metallurgy. Sec. B. Applied Earth Science. 1994. V. 103. P. 107-120.

14. *Moseley D*. Symplectic exsolution in olivine // Am. Mineral. 1984. V. 69. № 1-2. P. 139-153.

15. *Shiano P., Clocchiatti R., Lorand J-P. et al.* Primitive basaltic melts included in podiform chromitites from the Oman Ophiolite // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 146. № 3-4. P. 489-497.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ОБЪЕКТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Мустафин С.К., Альмухаметов Р.Ф.

Башкирский государственный университет, г. Уфа.

В настоящее время, как отмечено в материалах XVI международного совещания по кристаллохимии и рентгенографии минералов (Миасс, 2007), «...рентгенография поликристаллов остается основным методом определения фазового состава вещества, а рентгеноструктурный анализ - основным для расшифровки кристаллических структур».

Эти методы позволяют решать вопросы кристаллохимии, корреляции структуры и свойств кристаллических веществ, проводить анализ минералов и их синтетических аналогов, осуществлять рентгендифракционные исследования в условиях переменных температур и давлений, изучать наноматериалы, биоматериалы, продукты техногенеза.

В докладе приведены результаты использования рентгеноструктурного анализа при комплексном исследовании природных и техногенных минеральных образований.

Исследования проводились на кафедрах «Геологии и геоморфологии» и «Общей физики» Башкирского государственного университета в рамках выполнения проекта по составлению «Атласа минералов благородных металлов руд и россыпей Республики Башкортостан». Исследовались отдельные монокристаллы и их агрегаты, многофазные кристаллические агрегаты. Объекты изучения имели небольшие размеры (0,1-1,0 мм).

Фазовый анализ производился на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3 на Си Ка излучении (серийный №676). Монокристальная съёмка производилась на рентгеновском аппарате ИРИС-3 (изготовитель НПО «Буревестник» Санкт-Петербург, серийный № 874, год выпуска 1984).

Для обеспечения необходимой точности анализа в целях диагностики отдельных минеральных фаз съёмка производилась с использованием камеры Дебая РКД-57 (излучение Cu Ka) (изготовитель физический факультет МГУ) в режиме вращения и продолжительной (1-1,5 часа) экспозиции.

Идентификация всех исследованных минеральных фаз проводилась с использованием библиотеки ASTM (издание 1977 года).

Были исследованы минеральные формы нахождения полезных компонентов в разнообразном по происхождению природном и техногенном минеральном сырье многочисленных объектов Южного Урала.

В тяжёлой фракции минералогических проб из бурых железняков медно-колчеданного месторождения Бакр-Узяк обнаружены мелкие 0,01-0,1 мм выделения самородного золота и амальгамы золота, обладающей белёсым оттенком золотисто-жёлтого цвета. Самородное золото и природная амальгама золота идентифицированы по результатам рентгенографического анализа. Самородная медь из бурых железняков, отличается слабой золотоносностью; рентгенографическое исследование не обнаружило совместных фаз меди и золота. Природная амальгама золота из окисленных руд медноколчеданного месторождения Бакр-Узяк близка по составу к фазе ASTM - Au_{0,81}Hg_{0,19} (рентгеновская плотность ρ =17,854 г/см³).

Рентгеноструктурный анализ позволил, идентифицировать куприт (Cu₂O), плотная плёнка которого покрывает поверхность выделений самородной меди (Cu), препятствуя её контакту с раствором при гидрометаллургическом способе извлечения меди, существенно снижая эффективность кучного выщелачивания. Реликтовый золотоносный пирит (FeS₂) отличается несколько повышенными значениями параметра d/n по сравнению с эталоном, что вызвано, вероятно, наличием значительных концентраций элементов-примесей.

Исследование с помощью растрового электронного микроскопа самородного золота из бурых железняков позволило установить морфологические типы выделений минерала и установить широкое развитие плотных, часто сплошных «рубашек» гидроксидов железа на поверхности выделений, что снизит технологические показатели кучного выщелачивания золота, впервые применённого на Урале НПФ «Полиметалл» (1996) на бурых железняках Западно-Озёрного месторождения. Гипергенные плёнки гидроксидов железа снижают плотность агрегатов самородного золота, что резко снижает эффективность гравитационных методов обогащения и препятствуют оптимальному ходу процесса гидрометаллургии.

Амальгама золота техногенной природы установлена в эфельных отвалах (отходах более ранней переработки) россыпных месторождений долины р. Авзян. Ранее для извлечения самородного золота тонкого и пылевидного классов старатели Урала традиционно использовали технологию амальгамации, в настоящее время запрещённую в связи с экологическими требованиями. Рентгеноструктурный анализ позволил идентифицировать амальгаму золота, отвечающую по составу фазе ASTM Au₆Hg₅ (рентгеновская плотность ρ =16,872 г/см³).

Наряду с техногенной амальгамой золота в пробах обнаружено и самородное золото, поверхность частиц которого участками или нацело покрыта плёнкой техногенной амальгамы золота, обладающей, как показало исследование на растровом электронном микроскопе, специфической коррозионной структурой поверхности.

В составе самородного золота из техногенной россыпи, кроме основы, представленной фазой Au, присутствуют фазы, близкие по своим параметрам эталонам ASTM состава Au₆Hg₅, Au₅Hg₈.

В металлургических шлаках Баймакского золотомедного завода основная масса техногенного золота представлена чешуйками изометричного, дробевидного габитуса с шероховатой, шагреневой поверхностью и размерами от 0,25 x 0,1 мм до 0.05x0,05 мм.

Идентификация техногенного самородного золота из шлаков произведена рентгеноструктурным анализом. Рентгенографическое исследование выделения техногенной самородной меди из шлаков выявило наличие в ней включений, отвечающих по составу фазе ASTM Au₃Cu (рентгеновская плотность ρ=17,167 г/см³).

Рентгеноструктурный анализ минералов комплексной россыпи бассейна р. Урал позволил выявить важные в генетическом отношении минеральные фазы: туламинита Pt₂FeCu в сростках с хромпикотитом (Mg,Fe)Cr₂O₄; самородного иридия (Ir - ASTM фаза 44) с примесью ферроплатины (Pt₃Fe –ASTM фаза 542); самородного иридия в сростках с серпентином Mg₆[Si₄O₁₀](OH)₈; рутенистого осмия (OsRu –ASTM фаза 17714) с примесью фазы форстерита Mg₂[SiO₄]; иридистого осмия Os₁₃Ir₇ (ASTM, фаза 15233) с примесью фазы форстерита Mg₂[SiO₄]; рутенистого иридия (ASTM фаза Ir₅₃Ru₄₇), самородного осмия (Os –ASTM фаза 137). Рентгеноспектральный анализ показал, что иридосмин из россыпи содержит существенные количества (мас.%): рутения (8,53-9,56) и незначительные примеси меди (0,42-0,6) и железа (0,31-0,42).

В древних конгломератах хребта Шатак установлено магнитное самородное золото, ассоциирующее в цементе с золотоносными гематитом и магнетитом.

Эффективность исследования природного и техногенного минерального сырья достигается комплексированием современных прецизионных методов анализа: рентгеноструктурного, рентгеноспектрального, растровой электронной микроскопии и др., способных решать генетические, технологические, экологические задачи, особенно, на стратегически актуальном сегодня, наноуровне организации вещества.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЛИНЕЙНЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА, ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Никанорова Ю.Е., Шнюков С.Е., Лазарева И.И.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, г. Киев, Украина

Карбонатитовые массивы линейного структурно-морфологического типа являются важным потенциальным источником фосфатного сырья и широкой гаммы редких металлов (Nb, Ta, LREE, Sr). Характерной особенностью подобных образований является наличие мощных экзоконтактовых ореолов щелочных метасоматитов (фенитов), исходными для которых могут быть породы различного состава. Поскольку размеры фенитовых ореолов значительно превышают размеры самих карбонатитовых тел, повышению эффективности геолого-поисковых работ может способствовать использование данных о закономерностях изменения минеральных ассоциаций и поведении петрогенных и микроэлементов в процессе развития ореолов фенитизации.

Целью настоящего исследования является выявление и изучение таких закономерностей на примере трех линейных карбонатитовых массивов: ЧКМ — Черниговского (Украинский щит), ДКМ — Дубравинского (Воронежский кристаллический массив) и ПКМ — Пенченгинского (Енисейский кряж). Для достижения поставленной цели создана оригинальная коллекция, представительно характеризующая основные разновидности как вмещающих пород и развитых по ним фенитов, так и собственно карбонатитов: ЧКМ — 200 образцов, ДКМ — 80 образцов, ПКМ — 40 образцов (состав карбонатитов ПКМ — по данным [5]). Методика исследования включала в себя: 1) петрографическое изучение (макро- и микро-) всех разновидностей пород; 2) аналитические исследования (химический и рентгенофлуоресцентный анализы) с количественным определением концентраций широкого перечня петрогенных и микроэлементов; 3) интерпретацию результатов аналитических исследований.

Все изученные карбонатитовые массивы являются представителями линейного структурно-морфологического типа [1, 2, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13], расположены в пределах консолидированных участков земной коры, приурочены к зонам глубинных разломов и залегают в виде серий крутопадающих тел разнообразной морфологии. В отличие от ЧКМ и ПКМ, линейно вытянутых в плане, ДКМ имеет серповидную форму, в чем некоторые исследователи усматривают сходство с классическими карбонатитовыми комплексами центрального типа [7]. Мощные экзоконтактовые фенитовые ореолы развиваются по различным исходным породам, которые представлены: ЧКМ мигматизированными архейскими метаморфитами (полевошпатовые и бесполевошпатовые амфиболиты, плагиоклазовые и плагиоклаз-калишпатовые гнейсы и сланцы), жильными гранит-аплитами и аплито-пегматоидными гранитами; ДКМ - мигматизированными архейскими плагиоклаз-калишпатовыми гнейсами, гранитоидами, а также пироксенитами; ПКМ — протерозойскими породами силикатного (кварц-серицитовые, кварц-мусковит-биотитовые сланцы и амфиболиты) и карбонатного (кальцитовые и доломитовые мраморы) состава. Наиболее контрастным различием является присутствие мраморов в составе рамы Пенченгинского массива, что в значительной степени влияет на характер продуктов фенитизации. Несколько различной является и рудная специализация массивов: однотипная апатит-редкометальная в ЧКМ и ПКМ; апатит-магнетитовая в ДКМ. Современные оценки возраста формирования образований Черниговского и Дубравинского массивов очень близки – ~2,0 млрд. лет (U-Pb метод по цирконам [6; 9] и 1,99–2,19 млрд. лет (²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb метод по сфенам и цирконам) [2], соответственно. Более позднее время формирования установлено для образований Пенченгинского массива – 0,672±0,093 (Sm-Nd метод, изохрона карбонатитов, рассчитанная по составам пирохлора, апатита, амфибола и валовой пробы [5]).

Таблица 1. Поведение исследованных элементов при формировании изученных линейных карбонатитовых массивов.

Группы элементов	Черниговский	Дубравинский	Пенченгинский		
	массив	массив	массив		
Перераспределение	Si, Al, Ti, Ca, Mg, Cu, Zr, Fe, Mn, K, Ba, Mo, Pb, Cr	Si, Al, Ti, Ca, Mg, Cu, Zr, Fe, Mn, Cr, Rb, Nb, Ba,Th	Si, Al, Ti, Ca, Mg, Cu, Zr		
Привнос	La, Ce, Sr, Zn, P, Nb,	La, Ce, Sr, Zn, P, K, Ga,	La, Ce, Sr, Zn, P, Nb,		
	Na	Mo, Ba	K, Mn, Fe,Mo		
Вынос	V(?)	Na(?), Pb	Na, Ba(?), Ga		

Минеральный состав собственно карбонатитов всех трех изученных массивов в целом сходен: кальцит-доломитовый или существенно доломитовый в случае ЧКМ и ПКМ, преимущественно кальцит-доломитовый и кальцитовый в случае ДКМ; силикатная часть (ЧКМ и ПКМ – 30-40%, ДКМ – до 50%) представлена слюдами, щелочными амфиболами и щелочными пироксенами (кроме ПКМ). Однако имеет место и ряд отличий в каждом конкретном случае: присутствие в карбонатитах Черниговского массива оливина и щелочного амфибола гастингсита, в отличие от арфведсонита в Дубравинском и Пенченгинском массивах; отсутствие в последнем щелочного пироксена; спорадическое распространение граната (шорломита) в карбонатитах Дубравинского массива. Отсутствие оливина и щелочного пироксена в карбонатитах ПКМ может свидетельствовать о более низкотемпературных условиях их образования [10]. В карбонатитах всех трех массивов отмечается повышенное содержание апатита, которое колеблется от 5 до 25%, достигая иногда 50% (ДКМ). Акцессорные и рудные минералы представлены: ЧКМ – магнетитом (до 15%), пирохлор-гатчеттолитом (до 5%), монацитом, цирконом, сфеном, сульфидами; ДКМ – магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, сульфидами (пирит, пирротин – до 10%), изредка – сфеном, цирконом; ПКМ – пирохлором, колумбитом, ферсмитом, ильменорутилом, молибденитом и сульфидами (халькопирит, пирротин) [6, 7, 5]

Главным направлением изменения контрастных типов исходных пород в ходе их фенитизации является конвергентность их минеральных композиций:

1) В ПКМ преобразование как силикатных, так и карбонатных вмещающих пород в фениты заключается в исчезновении реликтового парагенезиса (слюда + кварц + олигоклаз в кристаллосланцах; андезин + кварц + роговая обманка в амфиболитах) и появлении новообразованного: щелочные амфиболы (арфведсонит, рихтерит), флогопит, кальцит. Ассоциация акцессорных минералов изменяется в направлении повышения содержания апатита и пирротина, а также появлении пирохлора, сфена, титаномагнетита и ильменита (в апосиликатных фенитах) или ильменорутила (в апокарбонатных фенитах).



Рис. 1. Изменение концентраций (средние составы) типичных элементов группы привноса в процессе формирования изученных линейных карбонатитовых массивов. Черниговский и Дубравинский массивы: 1-2 – породы основного состава (1 – неизмененные, 2 – измененные); 3-4 – породы среднего состава (3 – неизмененные, 4 – измененные); 5-6 – породы кислого состава (5 – неизмененные, 6 – измененные); 7 – карбонатиты. Пенченгинский массив: 1-2 – средние силикатные породы (1 – неизмененные, 2 – измененные); 3-4 – карбонатные породы (3 – неизмененные, 4 – измененные); 5 – карбонатиты [5]. Стрелки — направленность изменения состава вмещающих пород.



Рис. 2. Изменение концентраций (средние составы) P₂O₅ и Nb в процессе фенитизации вмещающих пород. Условные обозначения см. рис. 1.

2) В ЧКМ процесс фенитизации исходных пород заключается в полном исчезновении кварца и реликтового клинопироксена, почти полном исчезновении роговой обманки, средних плагиоклазов и появлении новообразованных: альбита, микроклина, щелочных пироксенов (эгирин-авгита, эгирин-салита), щелочных амфиболов (рихтерит, эденит, гастингсит) и карбонатов. Новообразованная ассоциация акцессориев: сфен, апатит, ортит и магнетит.

3) В ДКМ фенитизация исходных пород сопровождается: исчезновением реликтовых кварца, олигоклаза и клинопироксена; значительным повышением содержания микроклина; появлением альбита, щелочного пироксена (егирин-авгита, егирина), щелочного амфибола (арфведсонита) и кальцита. Отмечается существенное возрастание содержания таких акцессорных минералов как апатит, магнетит и сфен (особенно в апопироксенитовых фенитах), а также появление граната (шорломита), чего не наблюдается в Пенченгинском и Черниговском массивах.

Изучение поведения петрогенных и микроэлементов в процессе фенитизации исходных пород исследуемых карбонатитовых массивов позволило выявить для каждого из них группы элементов, поведение которых характеризуется в процессе преобразований (табл. 1): привносом (например, см. рис. 1), выносом или перераспределением. В результате предложен единый (универсальный) для всех трех изученных массивов мультипликативный показатель зональности, позволяющий идентифицировать экзоконтактовые ореолы подобных массивов на значительном расстоянии от рудных тел:

$$K_{univ} = La \cdot Ce \cdot Sr \cdot Zn$$

Элементы, вошедшие в K_{univ} характеризуются стойким привносом и не отвечают за рудную нагрузку пород, что позволяет проследить смену концентраций главных полезных компонентов в процессе фенитизации (рис. 2). Таким образом, этот универсальный для трех массивов показатель объективно отображает возрастание уровня преобразования вмещающих пород и значительно расширяет размеры поисковой мишени за пределы, которые позволяют зафиксировать прямые петрографические исследования.

Литература

1. Багдасаров Ю.А., Белых В.И., Скосырева М.В., Власова Е.В. Слюдистые мелакарбонатиты района КМА // ДАН СССР, 1984. Т. 278. № 6. С. 1457-1461.

2. Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. Особенности геологического положения и радиологический возраст нового проявления карбонатитов в районе КМА // ДАН СССР, 1985. Т. 282. № 2. С. 404-408.

3. *Бочаров В.Л.* Апатитоносные карбонатиты КМА и особенности распределения в них редких элементов // Вестник ВГУ. Сер.: геология, 2007. № 2. С. 140-151.

4. *Бочаров В.Л.* Апатит-магнетит-силикатные руды Дубравинского карбонатитового месторождения КМА // Вестник ВГУ. – Сер.: геология, 2008. № 1. С. 94-103.

5. Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, 2003. Т. 11. № 2. С. 145-163.

6. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. К.: Наук. думка, 1981. 228 с.

7. Дунаев В.А. Геологическое строение и особенности строения Дубравинского массива щелочных пород и карбонатитов (КМА) // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, 2006. № 5. С. 30-33.

8. Забродин В.Ю., Малышев А.А. Новый комплекс щелочных-основных пород и карбонатитов в Енисейском кряже // Доклады Академии наук СССР, 1975. Т. 223. № 5. С. 1223-1226.

9. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. К.: Наук. думка, 1990. 408 с.

10. Лапин А.В., Плошко В.В, Малышев А.А. Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже // Геология рудных месторождений, 1987. № 1. С. 30-45.

11. Собаченко В.Н., Гундобин А.Г. Формационный тип приразломных щелочных карбонатно-силикатных метасоматитов и связанных с ними карбонатитов // Геология и геофизика, 1993. № 5. С. 113-120.

12. Шнюков С.Е. Апатиты, цирконы и сфены из околокарбонатитовых фенитов и щелочных метасоматитов зон диафтореза Украинского щита как петрогенетические и геохимические индикаторы // Автореф. Дис.... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1988. 25 с.

13. *Шраменко И.Ф., Стадник В.А., Осадчий В.К.* Геохимия карбонатитов Украинского щита. К.: – 1992. 214 с.

ПОЗИЦИИ ПРИМЕСНЫХ АТОМОВ В СТРУКТУРЕ ХАЛЬКОПИРИТА

Онуфриенок В. В., Терехова А.В.

Сибирский Федеральный университет, г. Красноярск

Природный минерал халькопирит, обычно представляемый формулой CuFeS₂, часто встречается в золотосодержащей руде. В золоторудных месторождениях золото может быть связано с халькопиритом как пространственно, так и в виде микроскопических включений в нём или примесных атомов в его структуре. Этот минерал считается одним из ассоциирующих с золотом минералов. До настоящего времени неясно, почему те или иные минералы сопутствуют золоту. Для ответа на эти вопросы требуются исследования кристаллической структуры сопутствующих золоту минералов, анализ различного рода точечных дефектов в их структуре, определение позиций примесных атомов и золота. Структура природного халькопирита, как правило, не идеальна, а содержит точечные дефекты, искажающие структуру основной кристаллической матрицы [2-3]. Относительно высокая концентрация примесных атомов, несомненно, отражается в типоморфизме минералов [1]. Примесные атомы могут изоморфно замещать атомы базисной матрицы, занимать вакантные позиции или находиться в междоузлиях [1-5]. Позиции в междоузлиях могут не быть равноценными – выделяется особый тип таких позиций, который классифицируется как "псевдовакансии", поскольку имеет много общих свойств с вакантными позициями в кристаллической структуре. Таким образом, одной из актуальных проблем являются исследования в кристаллической структуре халькопирита системы "примесь - вакансия". Кристаллическая структура халькопирита соответствует сверхструктуре к структуре сфалерита, поскольку образована двумя ячейками типа сфалерита (ZnS), поставленных друг на друга вдоль оси "с", только в позициях цинка упорядоченно располагаются атомы меди и железа. Сингония у халькопирита тетрагональная, с параметрами элементарной ячейки, a = 5,25, c = 10,32 A, Z =14. В работах различных авторов параметры элементарной ячейки халькопирита из различных месторождений варьируются [2-3]. Изоструктурную группу халькопирита образуют сульфиды и селениды, представляемые формулой ADX₂, где A, D - различные металлы, а X представляют атомы S или Se (например, галлит CuGaS₂).

Цель исследования: а) на основе результатов микрозондового анализа исследовать концентрацию точечных дефектов различной природы в структуре халькопирита месторождения «Панимба»; б) вывести расчетные формулы и рассчитать плотности примесных атомов и плотности вакантных позиций в структуре халькопирита; в) на основе полученных численных значений плотности вакансий проанализировать условия статистической зависимости содержания золота в породе и плотности вакансий в структуре халькопирита различного химического состава.

Исследовался халькопирит из участка Михайловский месторождения "Панимба" в Енисейском кряже (Красноярский край, Россия). Химический состав изучаемых образцов определялся рентгеноспектральным методом (XRS) на установке «Camebax-Micro» в лаборатории микрозондового анализа СО РАН (Новосибирск).

Как следует из результатов микрозондового анализа образцов, халькопирит практически всегда является нестехиометрическим. Отклонения состава халькопирита от стехиометрического лучше представлять формулой $(Fe^{+3})_{\alpha}(Cu^{+1})_{\square}((S_2)^{-4})_{\beta}$, поскольку в образцах варьируется соотношение S/(Fe+Cu) в пределах одного месторождения. Два иона серы удобнее представлять одной формульной единицей, поэтому, в данном случае, и плотность анионных вакантных позиций – это не что иное, как плотность вакантных позиций, соответствующим двум атомам серы. Этот факт необходимо учитывать

при расчете плотности анионных вакантных позиций. Плотность вакантных позиций (n) в таком случае будет определяться из уравнения:

 $(1-\alpha) + (1-\Box) - 2(1-\beta) = 2n = 2-\alpha - \Box - 2 + 2\beta = 2\beta - \alpha - \Box$

из которого легко получить выражение для расчета плотности вакансий в структуре халькопирита: $n = \beta - (\alpha + \Box)/2$. С другой стороны, учитывая то, что в кристаллической структуре минерала стехиометрического состава число катионов должно быть равно числу анионов, т.е. $1 = \Sigma$ (катионов)/ Σ (анионов). Тогда число вакантных позиций можно рассчитать по формуле: n = 1 - (1/x), где x = S/(Fe+Cu). Хотя расчетные значения плотности вакансий практически совпадают, тем не менее, расчет по различным методикам более убедительно доказывает достоверность полученных результатов. Заметим, что отрицательное значение соответствует плотности анионных вакансий, а положительное значение – плотности катионных вакансий. Таким образом, параметры α , \Box и β являются линейно зависимыми, поскольку в структуре не может одновременно быть дефицит анионов и катионов. В противном случае такая структура находилась бы в метастабильном состоянии и через определенное время (время релаксации), в результате процессов рекомбинации катионных и анионных вакансий, реализовалась структура, в которой остались только вакансии катионов или анионов, в зависимости от того, плотность каких вакансий преобладало в структуре до процессов рекомбинации.

Для сравнительного анализа плотности вакансий и содержания золота в породе немаловажную роль играет отношение S/(Fe+Cu), обычно определяемое методом EPMA, однако точность можно существенно повысить, если рассчитать это соотношение ние на основе весовых процентов каждого из элементов в этом соотношении. Для халькопирита этими элементами, очевидно, являются медь, железо и сера.

Можно доказать, что S/(Fe+Cu) в предложенном варианте будет определяться отношением $2\beta/(\alpha+\Box)$, с учетом того, что β соответствует двум атомам серы. Полученные расчетных и экспериментальных результаты практически совпадают, однако для анализа плотности вакантных позиций и содержания золота в породе расчетными значениями оперировать более удобно. Например, если α , \Box и β равны единице (стехиометрический состав CuFeS₂), то, как показывает расчет, железа в образце должно составлять 30,43 мас. %, меди - 34,63 мас. %, а серы - 34,94 мас. %. Только в этом случае в структуре халькопирита нет катионных или анионных вакансий. Отличие результатов микрозондового анализа образца от этих расчетных значений железа, меди и серы указывало бы на наличие катионных или анионных вакантных позиций в структуре халькопирита даже при S/(Fe+Cu) = 1.

Представляет интерес сопоставить степень нестехиометричности халькопирита с содержанием золота в породе. На рис.1 представлено содержание золота в породе в зависимости от соотношения S/(Fe+Cu) в образцах. Статистический анализ полученных результатов, представленных на рис.1, показал, что наилучшим образом экспериментальные точки на этом рисунке экстраполируются функциональной зависимостью: 2486,21·х²-4973,29·х+2487,59 (стандартное отклонение □_n=0,43). Полученная функциональная экстраполяция в пределах статистической погрешности хорошо согласуется с результатами исследований плотности вакансий в структуре халькопирита и подтверждает, что в породе, содержащей стехиометрический халькопирит, содержание золота минимально. Можно предположить, что первоначально золото входило в структуру в виде примесных атомов, деформирующих ее, а вакантные позиции в структуре образовались в результате выхода атомов золота на поверхность кристалла, где затем осуществлялось их слияние и формирование самородного золота. Скорость описанных процессов во многом определялось термодинамическими параметрами и временем, т.е. условия формирования рудных тел были различны для разных месторождений. Именно поэтому до сих пор встречаются халькопириты, содержащие золото в виде примесных атомов в кристаллической структуре. Если считать, что изначально все вакантные позиции могли занимать атомы золота, можно определить максимально возможное содержание золота в породе.



Рис. 1. Содержание золота в халькопирит - содержащей породе в зависимости от соотношения S/(Fe+Cu) в образцах.

С учетом наличия примесных атомов в структуре предложенную формулу халькопирита следует уточнить: $(Fe)_{\alpha} (Z)_{\Box} (Cu)_{\Box} (S_2)_{\beta}$, где Z может символизировать примесный атом, например, Co, Ni, Au или Zn. Эти примесные атомы характерны для структуры халькопирита месторождения "Панимба".

Интерес представляет сопоставить плотность вакантных позиций (рис.2, кривая 1) и плотность всех примесных атомов (рис.2, кривая 2) с соотношением S/(Fe+Cu) в образцах. На рис.2 суммарная плотность примесных атомов (Y) в структуре халькопирита с различным соотношением S/(Fe+Cu)=X показано в виде графика, который достаточно хорошо описывается модулем функции:

Y = $(0,22 \cdot X - 0,04) \cdot 10^{-2}$, при стандартном отклонении $\delta_n = 8 \cdot 10^{-4} (R^2 = 5,39 \cdot 10^{-6})$.

Анализ представленной графически на рис.2 функциональной зависимости позволяет сделать заключение о том, что суммарная плотность примесных атомов практически не зависит от соотношения S/(Fe+Cu) в образцах. Это возможно только в том случае, если примесные атомы занимают октаэдрические пустоты в плотноупакованных слоях атомов серы. Для доказательства этого утверждения проведем краткий анализ политипных кристаллических структур.

В структуре алмаза каждый атом окружен тетраэдрически четырьмя соседями. Эти атомы образуют две взаимопроникающие г.ц.к. подрешетки, каждая из которых занята атомами своего компонента в производной структуре сфалерита. Однако отметим, что когда в кубической плотной упаковке атомов заняты все октаэдрические и тетраэдрические пустоты, это соответствует наличию в структуре четырех, а не двух, взаимопроникающих г.ц.к. подрешеток. Структура халькопирита CuFeS₂ является сверхструктурой к структуре сфалерита, в которой два катиона упорядоченно распределены в катионной подрешетке. Это упорядочение приводит к небольшому смещению анионов из позиций, отвечающих плотной упаковке. Из выше изложенного следует, что в такой структуре должны быть свободны октаэдрические позиции, их и занимают атомы примеси. Такие позиции не зависят от плотности вакантных позиций в материнской матрице, как это и следует из кривой 1 на рис.2. Можно предположить, что плотность позиций, занятых атомами примеси, ограничена различными факторами, например, величиной энергии деформации кристаллической структуры или концентрацией свободных электронов в зоне проводимости. Из-за различного рода ограничительных факторов на рис.1 наблюдаем кривую 2, усредняющую экспериментальные точки методом наименьших квадратов. Она практически параллельна оси "Х", а значение ординаты кривой изменяется достаточно мало, что с определенной степенью точности соответствует неизменному значению плотности примесных атомов в структуре халькопирита с различным соотношением S/(Fe+Cu) в образцах. Отметим, что в образцах с одинаковой плотностью вакантных позиций, плотность примесных атомов может отличаться как по величине, так и по типу атомов.



Рис. 2. Суммарная плотность атомов примеси (кривая 2) и вакантных позиций (кривая 1) в структуре халькопирита с различным соотношением S/(Fe+Cu) в образцах.

Анализ представленных на рис.2 результатов показывает, что присутствие примесных атомов в структуре халькопирита возможно и при отсутствии в ней вакантных позиций. Отметим, что, образцы, у которых плотность вакантных позиций в структуре превышала значение $1,45 \cdot 10^{-2}$ (n > $1,45 \cdot 10^{-2}$) в пределах рудника «Михайловский» не обнаружены. Примесь золота в структуре халькопирита имеет особое практическое значение, поэтому проанализируем детально плотность примесных атомов золота в структуре халькопирита с различной плотностью катионных и анионных дефектов. Функция, наилучшим образом описывающая представленные на графике расчетные точки, соответствующие плотности золота, имеет осциллирующий вид. Осциллирующая функция имеет вид:

$$Y = (4,3 \cdot x^9 - 5,0 \cdot x^8 - 12,47 \cdot x^7 + 13,30 \cdot x^6 + 12,39 \cdot x^5 - 10,53 \cdot x^4 - 5,09 \cdot x^3 + 2,52 \cdot x^2 + 0,77 \cdot x + 0,11) \cdot 10^{-3},$$

при стандартном отклонении $\delta_n = 3.10^{-5}$ (R²=77.10⁻⁵). Таким образом, это многочлен девятого порядка. Разброс точек достаточно велик и какая-нибудь корреляция между плотностью примесных атомов золота и плотностью вакансий в структуре халькопирита не обнаружена. В результате проведенных вычислений установлено, что отношение S/(Fe+Cu)=1,00 в халькопирите является необходимым и достаточным условием отсутствия вакантных позиций в структуре. Доказано, что у халькопирита стехиометрического состава (S/(Fe+Cu)=1,00) плотность примесных атомов в структуре может быть отлична от нуля. Графически представлено распределение суммарной плотности примесных атомов при различной плотности вакантных позиций в образцах. Установлено, что суммарная плотность примесных атомов практически не зависит от соотношения S/(Fe+Cu) в образцах. Анализ структуры показывает, что такая ситуация возможна только в том случае, если примесные атомы занимают октаэдрические пустоты в плотноупакованных слоях атомов серы. Существует критическая плотность таких позиций в структуре халькопирита, равная $1,45 \ 10^{-2}$, не допускающая дальнейших структурных деформаций, а, следовательно, и внедрение в октаэдрические позиции примесных атомов. Установлена зависимость плотность точечных дефектов от химического состава халькопирита и определена область нестехиометричности халькопирита месторождения "Панимба": отношение S/(Fe+Cu) в образцах изменялось в пределах от 0,988 до 1,015. Осуществлен сравнительный анализ содержания золота в породе и плотности точечных дефектов в структуре халькопирита. Представлена зависимость, выражающая статистический рост содержания золота в породе при изменении плотности точечных дефектов в структуре минерала.

Литература

1. Вотяков С.Л., Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Галахова О.Л. Точечные дефекты структуры парагенных кальциевых минералов бериллиевых месторождений: типоморфизм и сопряженность спектроскопических свойств // Записки Российского минералогического общества. 2003. Т. 132. № 4. С. 78-95.

2. *Hall S.R.* Crystal structures of the chalcopyrite series. // The Canadian Mineralogist. 1975. V. 13. P. 168-172.

3. *Larocque A.C.L., Hodgson C.J., Cabri L.J., Jackman J.A.* Ion-microprobe analysis of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite from the Mobrun VMS deposit in northwestern Quebec: evidence for metamorphic remobilization of gold // The Canadian Mineralogist. 1995. V. 33. P. 373-388.

4. *Onufrienok V.V., Sazonov A.M., Terehova A.V.* Influence of the phase composition of pyrrhotites on gold content in rocks. // Proceedings of the 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM). Springer. 2012. P.487-495.

5. *Terehova A.V., Onufrienok V.V., Sazonov A.M.* Transition of a pyrrhotites to antiferromagnetic state induced by cation vacancies // Goldschmidt 2011 abstract volume. Publisher: Mineralogical Society, London, United Kingdom. Mineralogical Magazine. 2011, V. 75 (3). P. 2000.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНАТОВ В ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНАХ АЛЕКСЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНАЯ ХАКАСИЯ)

Перфилова О.Ю., Налобина С.С.

Сибирский Федеральный Университет, г. Красноярск

Алексеевское медно-молибден-вольфрамовое месторождение расположено в Ширинском районе Северной Хакасии к северо-востоку от озера Домежак. Минерализация (халькопирит, шеелит и молибденит) пространственно приурочена к телам известковых гранатовых, везувиан-гранатовых и скарнов, возникших на контакте монцонитов 2 фазы среднекембрийского когтахского сиенит-габбрового комплекса и известняков тюримской свиты венда [1, 3].

Скарны образуют серию линзовидных тел, вытянутых вдоль контакта интрузии в субмеридиональном направлении. В пределах рудной зоны, протяжённостью 6 км, выделяется 3 объекта, сложенных телами линзовидной формы, мощностью 1-10 м, падающими к юго-востоку под углами 50-85°: Первое тело, Второе тело и Южный фланг. Первое тело прослежено по простиранию на 220 м, по падению – на 213 м, при мощности от 2 до 7 м (средняя – 5,9 м). Оно заключает 88% общих запасов месторождения. Второе тело короче Первого – 155 м, по падению прослежено до 192 м. Мощность тела от 1 до 6,5 м (средняя 3,4 м). Запасы Второго тела – 7% от общих. Южный фланг – это отдельная группа залежей длиной 29-30 м, протяжённостью по падению 20-110 м, мощностью 1-10 м (средняя – 4 м). Запасы – 5% от общего объёма. Кроме того, есть непромышленное Третье рудное тело [1, 3].

Монцониты второй фазы когтахского комплекса, скарны и мраморизованные известняки тюримской свиты прорваны серией субпараллельных даек северо-восточной ориентировки, сложенных мелкозернистыми лейкократовыми кварцевыми сиенитами и граносиенитами юлинского комплекса позднего ордовика. Мощность даек от 0,2 до 2,5 м. Как правило, дайки хорошо выражены в рельефе протяженными гривками высотой до 2 м. Нередко в граносиенитах наблюдаются мелкие ксенолиты пород ранних фаз когтахского комплекса и гранатовых скарнов. Иногда в граносиенитах присутствует рассеянная мелкая вкрапленность халькопирита и молибденита. В экзоконтактах дайковых тел граносиенитов нередко отмечается калишпатизация, и окварцевание вмещающих пород. Наблюдается также амфиболитизация, эпидотизация, хлоритизация, окварцевание и гематитизация скарнов, контролируемые зонами дробления и смятия [3]. Гидротермальное медное, вольфрамовое и молибденовое оруденение наложено на скарны. Выделено 4 стадии оруденения: скарново-магнетитовая, сульфидная, сульфидно, кварц-карбонатная, кварц-кальцитовая [1, 3].

Минеральный состав скарнов: гранаты (андрадит-гроссулярового состава, везувиан, диопсид, волластонит, эпидот, кальцит, магнетит. Главные промышленные минералы: для меди – халькопирит и борнит; для молибдена – молибденит; для вольфрама – шеелит. Минералогический состав руд: халькопирит, молибденит, шеелит, борнит, пирит, галенит, гематит, пирротин, кобальтин, арсенопирит, висмутин, серебро, золото. Жильные минералы – кварц, кальцит, альбит, серцит. Содержания в рудах трёхокиси вольфрама – 0,06-0,25%, меди – 0,38-1,31%, молибдена – 0,058-0,5%, серебра до 17 г/т [3].

Нередко наблюдается отчетливая зональность контактово-метасоматических пород: в зоне непосредственного экзоконтакта интрузии когтахского комплекса (мощностью 0,5 – 3,5 м) наблюдаются практически мономинеральные тонкозернистые, мелкозернистые или среднезернистые гранатовые скарны массивной текстуры. На большем удалении от контакта в зоне шириной 0,7 – 3 м – гранатовые и везувиан-гранатовые скарны с крупными (до 7 см) порфиробластами отчетливо зональных гранатов и фестончато-полосчатые скарны (рис. 1), нередко содержащие различной величины и формы пустоты, в которых наблюдаются щетки хорошо образованных кристаллов гранатов ромбододекаэдрического габитуса без индукционной штриховки на свободных гранях.



Рис. 1. Фестончато-полосчатые скарны Алексеевского месторождения с крупными порфиробластами зональных гранатов.

Часть таких пустот впоследствии, вероятно, была выполнена крупнозернистым белым или светло-розовым кальцитом. О более позднем по сравнению с гранатами образовании кальцита свидетельствует отсутствие индукционной штриховки на гранях кристаллов кальцита, соприкасающихся с индивидами граната [2, 5]. На еще большем удалении от контакта с интрузией в светлых средне- и крупнозернистых мраморах наблюдаются немногочисленные разрозненные порфиробласты буровато-коричневого граната андрадитового состава и просечки светлого тонковолокнистого волластонита (рис. 2).



Рис. 2. Зональность тел контактово-метасоматических пород Алексеевского месторождения (слева направо: мономинеральные гранатовые скарны массивной текстуры; фестончато-полосчатые скарны с отчетливо зональными порфиробластами граната; порфиробласты граната в мраморах. В 2,5 – 10 м от контакта известняки тюримской свиты преобразованы в массивные средне- и крупнозернистые мраморы белого и светло-серого цвета, иногда содержащие тонкие (до 5 см) кремнистые прослои, и небольшие желваки яшмоподобных плотных тонкозеристых пород светло-бурого и буровато-коричневого цвета

В кристаллах гранатов (гроссуляр-андрадитового ряда) в скарнах часто наблюдается четко выраженная зональность. В них чередуются зоны шириной от 0,01 до 4 мм коричневого и светло бурого цвета, что свидетельствует о смене условий минералообразования. Нами в физико-химической лаборатории ЦКП СФУ (г. Красноярск) был выполнен рентгено-флюоресцентный анализ состава темно-коричневых визуально однородных гранатов (волновой рентгенофлуоресцентный спектрометр фирмы Shimadzu XRF-1800) и микрозондовый анализ зональных гранатов (рис. 3, табл.).



Рис. 3. Электронно-микроскопическое изображение зональных гранатов из скарнов Алексеевского месторождения в обратно рассеянных электронах, полученное с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi TM-3000 (Япония).

N⁰		Содержание (атомные %)						Примечание	
ПП	Спектр	С	0	Al	Si	Ca	Mn	Fe	
1	Спектр 1		61,09	3,62	15,93	13,49	0,38	5,48	
2	Спектр 2		69,84	3,59	14,01	9,49	-	3,07	
3	Спектр 3		66,95	3,13	14,47	10,92	0,27	4,26	
4	Спектр 4		76,80	2,98	12,23	6,5	I	1,49	
5	Спектр 5		61,32	4,33	15,84	13,30	0,31	4,89	
6	Спектр 6		62,38	2,85	15,56	12,94	0,39	5,87	
7	Спектр 7	18,22	69,12	-	0,20	12,46	-	-	кальцит
8	Спектр 8		70,91	1,81	13,88	9,55	-	3,86	
9	Спектр 9		59,40	3,89	16,24	14,30	0,30	5,87	
10	Спектр 10		68,50	-	-	0,80	-	30,70	Гематит
11	Спектр 11		62,98	-	0,91	0,75	-	35,36	Гематит
12	Спектр 12	12,56	69,75	-	-	17,69	-	-	кальцит
13	Спектр 13		76,18	1,16	12,57	7,50	_	2,59	

Таблица. Результаты микрозондового анализа зональных гранатов из скарнов Алексеевского месторождения.

По данным рентгено-флюоресцентного анализа темно коричневых гранатов из мономинеральных гранатовых скарнов зоны непосредственного экзоконтакта их состав (пересчет по кислородному методу): $(Ca_{2,92},Mn_{0,08})_3(Fe_{1,35}, Al_{0,65})_2[SiO_4]_3$, что соответст-ствует 67,5 % андрадитового минала, 29,8% гроссулярового минала и 2,7% спессарти-
нового минала). В результате микрозондового анализа отчетливо зональных гранатов выявлено, что темноокрашенные зоны обогащены железом (до 5,87 ат.%) и марганцем (до 0,39 ат. %) и практически аналогичны по составу ранее описанным незональным гранатам из скарнов экзоконтактовой зоны, а более светлые по составу приближаются к гроссуляру – содержания железа в них минимальны -1,49 - 2,59 ат. % (до 67,5% гроссулярового минала), а марганец не обнаружен. В целом, отмечается прямая корреляция содержаний марганца и железа в гранате. Нередко кристаллы зональных гранатов содержат мельчайшие вростки гематита, кальцита, пироксена, везувиана, кварца и других минералов.

Главным рудным минералом молибдена на Алексеевском месторождении является молибденит. Следует отметить, что наибольшие скопления молибденита отмечаются в южной части месторождения вблизи оз. Домежак и его самой северной части. Именно здесь наблюдаются многочисленные субпараллельные дайки светло-розовых граносиенитов средне-позднеордовикского юлинского комплекса, в которых отмечается рассеянная молибденитовая и халькопиритовая минерализация. Молибденит по времени образования является наиболее поздним из сульфидов и нередко залечивает трецины в кристаллах гранатов, халькопирите первой генерации и других ранее образованных скарновых и гидротермальных минералах. В одной из даек граносиенитов нами были обнаружены многочисленные мелкие (от 0,5 до 15 см) ксенолиты гранатовых скарнов (рис. 4). И в граносиенитах и в ксенолитах скарнов здесь наблюдались мелкие чешуйки молибденита и единичные выделения халькопирита.



Рис. 4. Ксенолиты гранатовых скарнов в дайке граносиенитов юлинского комплекса.

Таким образом, результаты наших наблюдений свидетельствуют о том, что образование молибденита значительно оторвано по времени от образования скарнов и

основной массы гидротермальных минералов меди. Вероятнее всего, молибденовое оруденение генетически связано с породами юлинского сиенит-граносиенитового комплекса. Нельзя исключать генетическую связь с породами именно этого комплекса также части халькопирита.

Несмотря на то, что месторождение считается непромышленным в связи с низкими запасами, по мнению некоторых исследователей, увеличение запасов, особенно в отношении молибденового оруденения, возможно за счет разведки глубоких горизонтов в его южной части [3, 4].

Литература

1. Геология и полезные ископаемые северной Хакасии. Томск: изд-во ТГУ, 1998. 173с.

2. Жабин А.Г. Онтогения минералов. – М: «Наука» 1979 – 275 с.

3. Липишанов А.П., Перфилова О.Ю. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 и общие поиски на Туимской площади в восточной части Кузнецкого Алатау в 1989-93 гг. Красноярск, 1993.

4. *Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д.* Ордовикская вулкано-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. Екатеринбург: изд-во ИГГ УрОРАН, 2004, № 3, С. 137-152

5. *Попов В.А.* Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.

ПЛАТИНОИДЫ В ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ ОРЕНБУРЖЬЯ

Пономарева Г.А.

Оренбургский государственный университет, г. Оренбург

За последнее время в результате научно-исследовательских и поисково-разведочных работ, проведенных в разных странах, получены обширные сведения по платиноносности новых нетрадиционных типов месторождений и проявлений платиноидов [1]. По мнению К.К. Золоева и др. (2001) для Урала одним из них может являться верхнекамский тип (металлы платиновой группы (МПГ) в соляных отложениях) [2], в связи с установленным наличием платины, палладия, золота и серебра в соляных породах Верхнекамского месторождения А.Ф. Сметанниковым (1995) [6, 7]. В результате проведенных исследований было обнаружено, что все БМ (Au, Ag и МПГ) в каменной соли связаны с органическим веществом нерастворимой фазы, причем, содержания БМ в них являются промышленно значимыми [6, 7, 8].

При изучении галогенных формаций Оренбуржья рассматривалась территория юга Предуральского краевого прогиба, Соль-Илецкого свода и Прикаспийской впадины (северный борт) на предмет содержания в них БМ. Геохимические пробы, отобраные с иренского горизонта, были проанализированы на содержание четырех БМ – платину, палладий, золото и серебро. Анализ выполнен автором в лаборатории физических методов исследования кафедры геологии Оренбургского государственного университета методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермическим атомизатором.

В результате проведенных исследований, впервые в галогенных формациях ранней перми платформенного Оренбуржья установлено наличие платины, палладия, золота и серебра, а также кобальта и никеля. Следует отметить повышенный уровень концентраций всех металлов.

При протолочках солей под бинокуляром обнаружено много включений, внешне напоминающих псевдоморфозы по живым организмам. Изучение их с использованием рудного микроскопа показало наличие тонких проволочек-нитей, обладающих синим, зеленым, фиолетовым, красным, золотисто-коричневым, голубым цветом, а также наличие бесцветных разностей. Большинство из них немагнитны, но у некоторых выделений темных цветов наблюдаются магнитные свойства. Размеры проволочек от нескольких сантиметров до долей миллиметра, ширина – от 0,026 мм до 2 мм. Большинство из них анизотропны. Не растворяются до конца в концентрированной азотной кислоте и даже не растворяются полностью в царской водке. В рудном микроскопе (ПОЛАМ Р-312, СПб) отчетливо наблюдается ботаническая структура – зональное строение от стенок проволочек к центру, наличие упорядоченных поперечных перетяжек, ячеистое строение, тонковолокнистые зоны, вытянутые вдоль нитей. Качественные микрореакции этих выделений на платину по способу А.Г. Бетехтина показали наличие последней. Также с помощью капельного анализа в нитях установлено наличие серебра, меди, железа.

Внешний облик этих нитевидных включений позволяет предполагать псевдоморфозы по живому веществу, а, следовательно, и биогенное концентрирование БМ. Важная роль биогенного фактора при накоплении металлов в масштабах рудных месторождений показана в работе М.М. Константинова и А.А. Сидорова (2008) [3].

Рt и Pd широко известны как весьма эффективные катализаторы во многих процессах переработки органических соединений нефти. Вполне вероятно, что ту же роль металлы могут выполнять в живых организмах, катализируя органические превращения. Конечно, имеющиеся данные недостаточны для окончательных выводов, поэтому необходимо продолжить исследования в этом направлении.

Одновременное определение металлов – Pt, Pd, Au и особенно Ag в геохимических пробах стало возможным благодаря особому способу разложения углеродистой части анализируемых образцов, которая обладает особо высокими адсорбционными свойствами как для МПГ, так и для золота и серебра [4].

Пропустив этот шаг, мы можем потерять значительную сумму платиноидов и считать, что они отсутствуют в образцах или их содержания находятся ниже чувствительности методов. Это приведет к неверным прогнозам о бесперспективности изучаемых геологических сред.

Совместное определение металлов решается тем, что в способе разложения проб при определении Au, Ag, Pt, Pd в углеродистых породах, применяется дополнительная операция предварительного окисления углеродистого вещества образца, минимизирующая потери металлов при пробоподготовке с последующим традиционным окислением металлов (Патент № 2409810). При этом повышается точность и чувствительность определения. Авторский способ можно применять не только при атомно-абсорбционном определении БМ в соляных пробах, но и при определении указанных БМ в других видах геологических образцов, содержащих углеродистое вещество [5]. Указанный патентованный способ подготовки геохимических проб при определении БМ сочетается с любым инструментальным анализом.

Литература

1. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Дюжиков О.А. и др. Новая концепция расширения и комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов // Платина России. – М.: Геоинформмарк, 1994. С. 5 - 17.

2. Золоев К.К. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К. Золоев, Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.А. Малахов, А.Н. Мардиросьян, В.Н. Хрыпов. Екатеринбург, 2001. 199 с.

3. *Константинов М.М.*, *Сидоров А.А*. Биогеохимические системы и рудообразование // Природа. М.: 2008. № 5. С. 27 – 35.

4. Пономарева Г.А. Патент № 2409810 РФ. Способ разложения проб при определении благородных металлов в углеродистых породах. / Г.А. Пономарева, П.В.Панкратьев. - № 201018930/15; заявл. 10.03.2010; опубл. 20.01.2011. - Бюл. № 2. – 7 с.

5. Пономарева Г.А. Новые подходы к одновременному определению благородных металлов в углеродистых породах // Минералы: строение, свойства, методы исследования: сб. статей VI Всероссийской научной конференции. – Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2012. С. 210-212.

6. *Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И.* Содержание и распределение Au, Ag и Ptметаллов в сильвините Верхнекамского месторождения // Геохимия, 1995. № 9. С. 1348 – 1351.

7. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. О возможности извлечения Au, Ag и Pt-металлов из руд Верхнекамского месторождения калийных солей // Руды и металлы, 1995. № 5. С. 118 – 121.

8. *Сметанников А.Ф.* Минералогия солей и благородных металлов Верхнекамского месторождения: автореф. дис.... доктора геол-мин. наук: 25.00.05 – Сыктывкар, 2012.

МЕТАСОМАТОЗ КАК ЯВЛЕНИЕ

Попов В. А. Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

> «Понять – значит смоделировать и привыкнуть пользоваться» Н. М. Амосов, 1967 «Подлинно минералогическим знанием является только то, что обнаружено среди природы в каменном виде» Д. П. Григорьев, 1995 [2]

Предметом нашего рассмотрения являются минеральные тела. Все минеральные тела – малые и большие, простые и сложные – имеют свой онтогенез (историю «жизни», существования). Минералы зарождаются (появляются), живут (изменяются) и исчезают (растворяются, сублимируют). Установлена кристаллизация минералов в газовой, жидкой и твёрдой средах. Если в газовой и жидкой средах кристаллу при росте ничто не мешает «захватывать» пространство, то в твёрдых средах возникает необходимость освобождать пространство от твёрдых тел (минералов) для роста новых минералов. Освобождение пространства (растворение старых минералов, протокристаллов) по относительному времени может происходить: 1) до роста новых минералов и 2) одновременно с их кристаллизацией. В первом случае новые минералы заполняют пространство той формы, которая получилась вследствие растворения, поверхность индивида или агрегата является отпечатковой (ксеноморфной) – рис. 1а. Во втором случае форму новообразований определяют растущие в твёрдой среде индивиды, они идиоморфны и их называют метакристаллами – рис. 1б. Если метакристаллы развиваются избирательно по части минералов агрегата, то при их срастании возникают псевдоморфозы. Явление образования минеральных псевдоморфоз в середине XIX века было названо К. Ф. Науманном метасоматозом (мета – после, сома – тело). Псевдоморфозы могут возникать не только по минеральным индивидам, но и по минеральным агрегатам (горным породам).



Рис. 1. Схематическое отображение кристаллизации пирита в полости (а) и в виде метакристалла (б). 1 – березит, 2 – жильный кварц, 3 – пирит. В метакристалле пирита видна «тень» предшествующего твёрдого тела (сложного минерального агрегата).

Теорию метасоматоза разрабатывали многие исследователи, среди которых непременно отметим Д. С. Коржинского [4;5], Г. Л. Поспелова [8] и А. Э. Гликина [1], развивавших разные концепции на различных исходных постулатах. Концепция Д.С. Коржинского построена на «химическом и термодинамическом восприятии» мира минералов и получила наиболее широкое распространение среди специалистов в России. Критическое рассмотрение этой концепции изложено ранее [7]. Г. Л. Поспеловым метасоматоз как явление понимался очень широко, в том числе и кристаллизация в порах горных пород, когда собственно метасомы (после тела) нет. В последние два десятилетия А.Э. Гликиным [1] создана концепция полиминерально-метасоматического кристаллогенеза в отличие от диффузионно-инфильтрационной теории перераспределения вещества в метасоматических колонках, разрабатываемой школой Д.С. Коржинского. В этой концепции частично учтены представления Г. Л. Поспелова о парадоксальности едва ли не всех сторон явления метасоматоза. Вероятно, парадоксальность заложена в самих концепциях явления метасоматоза, т. е. парадоксально не явление, а наше мышление. А.Э. Гликин [1, с. 12] привёл следующее, важное для его концепции, определение: «Под метасоматическим замещением понимается процесс, состоящий из взаимосвязанных и сопряжённых во времени и пространстве стадий растворения протокристалла и осаждения новообразования другого состава». В этой взаимосвязи, однако, есть следование – одно за другим (причина и следствие). Это следование можно вывести только из морфологических признаков, имеющихся на телах (кристаллах), и невозможно - из рассмотрения компонентов. В монографии с концепцией полиминерально-метасоматического кристаллогенеза присутствует кристалломорфологическая глава [1], но фактически форма кристаллов не задействована для определения последовательности событий при метасоматозе. Более того, все эксперименты по «метасоматозу» велись в открытых кристаллизаторах со свободным доступом эдуктов (протоминералов) и продуктов (новообразованных минералов) к открытому пространству с раствором. В экспериментах акты растворения протокристаллов идут впереди актов отложения новых кристаллов, а это уже относится к росту в свободном от твёрдых тел пространстве! Это критическое замечание относится и к экспериментам по «метасоматозу» при высоких параметрах *T* и *P* в автоклавах [3]. Принципиальная разница между свободно выросшими кристаллами и метакристаллами (выросшими в твёрдой среде) различие анатомической картины кристаллов и агрегатов (см. 7-й закон анатомии, [7]). По наблюдениям, метакристаллы всегда идиоморфны (рис. 2а), а в их анатомической картине всегда есть какая-либо «тень» предшествующего твёрдого тела (как элемент анатомии нового тела) – рис. 1, 2. Эти наблюдения позволяют задать некоторые генетические вопросы Природе.

Итак, зададимся вопросом: почему протокристалл растворяется только вокруг метакристалла, а не в любом другом месте около трещины? Возможный ответ: чтобы протокристалл растворялся, необходимо недосыщение относительно него в плёночном растворе; при насыщенном состоянии раствора в трещине (плёнке), когда нет растворения, можно создать местное недосыщение с помощью утонения плёнки за счёт прирастания метакристалла; утонение плёнки ведёт к увеличению «расклинивающего» давления раствора в месте прирастания метакристалла; увеличение давления ведёт к увеличению растворимости протокристалла, т. е. к состоянию недосыщения относительно него; таким образом, для растворения протокристалла в такой системе необходим акт прирастания метакристалла; *причиной растворения протокристалла является рост метакристала*.

Второй вопрос: почему метакристаллы идиоморфны? Возможный ответ: кристаллы всегда растут собственной (идиоморфной) поверхностью; поскольку рост метакристалла вынуждает растворяться протокристалл (метакристалл является инициатором растворения), то он имеет свою ростовую поверхность; если растворения протокристалла не происходит (не достигнуто состояние недосыщения) то новый минерал из пересыщенного для него раствора может расти только в пределах открытых трещин и пор, образуя ксеноморфные (отпечатковые) выделения (рис. 1а).

Собственно метасоматоз (замещение) происходит в тончайшей плёнке, химический состав и форма облекания которой формируются в соответствии с составом, трещиноватостью (спайностью, отдельностью), включениями, пористостью исходного твёрдого тела. Это всё и отражается в анатомии метакристалла. Если растворение твёрдого тела предшествует росту нового кристалла, то все детали его анатомии в участке растворения исчезают. При метасоматозе часть информации о предшествующих телах сохраняется в виде «тени» - рис. 2.

Природные минеральные тела в общем случае имеют сложный онтогенез, в процессе которого чередуются условия роста-растворения минералов. Сложный онтогенез ведёт к сложноустроенным минеральным телам, в анатомии которых записана история их «жизни». Череда деформаций, роста, растворения минералов записывается в каменном теле «каменным языком». Если каменную книгу удаётся прочесть, то можно сложное тело представить в виде последовательных простых тел, среди которых могут оказаться тела, позволяющие рассматривать их как системы с какими-либо эмерджентными свойствами.

Когда явление метасоматоза мы сможем по морфологическим признакам отличать от явлений свободной кристаллизации, можно задать постулаты для создания физико-химической части теории метасоматоза. Очевидно, что теория должна создаваться не в рамках равновесной термодинамики. В частности, наличие в анатомии метакристаллов химических «теней» предшествующих твёрдых тел (рис. 2б) необходимо задать в исходных построениях. При развитии метакристалла в полиминеральном агрегате нередко наблюдается различие его состава соответственно составу разных минералов исходного агрегата. Когда это различие проявляется в деталях форм, становится ясно, что метасоматоз осуществлялся в пределах тончайших плёнок раствора, в которых могли диффундировать компоненты.



Рис. 2. «Тени» замещённых твёрдых тел в метакристаллах пирита (а) и актинолита (б). В протравленном пирите видна структура графитистого сланца (по А.Ф. Бушмакину). В актинолите на месте граната альмандина возникли «тени» железистого актинолита (по данным Б.В. Чеснокова и В.И. Якшина).

В природных минеральных телах временной разрыв между ростом поздних минералов и возникновением свободного пространства может быть весьма различным [8]. В общем случае в сложных природных минеральных телах наблюдается комбинаторика явлений заполнения свободного от твёрдых тел пространства с явлениями метасоматоза.

Расклинивающее давление жидкости в капиллярах и межзерновых плёнках может существенно изменить морфологические признаки кристаллизации при небольших общих литостатических давлениях в системах. Так, на поверхности Земли в корах выветривания и дне водоёмов расклинивающее давление может приводить к отодвиганию минералов друг от друга, разрушению минералов (в том числе – гидроразрыв). Например, кристаллизация гипса-селенита в субгоризонтальных трещинах известняка приводила к расклинивающему давлению, достаточному для приподымания шестиметровой перекрывающей толщи пород. Надо иметь в виду, что это не «кристаллизационное давление», а давление, развиваемое жидкостью. Расклинивающим давлением обладает любая «смачивающая» твёрдое тело жидкость. Усложнение морфологической картины явлений замещения и переотложения надо иметь в виду при экспериментах в обычных лабораторных условиях, когда вместо замещения кристаллы можно отодвинуть или раздвинуть (приподнять).

Эксперименты по метасоматозу в автоклавах при больших давлениях растворов тоже недостаточно полно моделируют природные условия образования рядовых (глубинных) метасоматитов. Исследователи склонны рассматривать химическую (компонентную) сторону явления, а «телесная» (соматическая) сторона осталась неосвещённой. Экспериментаторы не стремятся продемонстрировать *псевдоморфозы и метакристаллы* при изменении состава экспериментальных порошков минерального вещества. Порошки набивались в капсулы с пористостью в среднем 30 %. Часть экспериментального материала растворялась у открытого конца капсулы, в остальном материале пористость увеличивалась иногда до 70 % (устное сообщение, Г.П. Зарайский). Таким образом, нет демонстрации ведущей роли метакристаллов (т. е. собственно метасоматоза – тела после тела) в этом явлении. Есть кристаллизация *после растворения* в локальных участках системы (в капсулах) в соответствии с составом поровых растворов, но это не метасоматоз по определению! Фактически метасоматоз в экспериментах не продемонстрирован!

Многими исследователями было замечено, что нередко качественный минеральный состав жил заполнения близок минеральному составу окружающих метасоматитов. Особенно это хорошо видно на примере *жил «альпийского типа»* и жил с параллельно-шестоватыми агрегатами второго рода. Однако многочисленны случаи резкого несоответствия составов метасоматитов и тел заполнения, когда в трещину, возле которой уже сформирован какой-либо метасоматит, врывается магма (с образованием дайки) или растворы резко другого состава более позднего интервала времени. Происходит совмещение в одном пространстве разновременной минерализации (телескопирование). Построение ретроспективных моделей минералообразования усложняется. Единый сложный процесс минералообразования в колонне тепломассопереноса удобнее рассматривать не раздельно метасоматические формации от формаций тел заполнения свободного пространства, а совместно в виде *минеральных формаций*, так как они тесно переплетены во времени и пространстве, постоянно чередуются в связи с трещинообразованием и вскипанием растворов.

Ранее дополнительно к «*принципу жил альпийского типа*» была предложена формулировка «закона сопряжённого (синхронного по интервалу времени) образования фаций заполнения полостей и метасоматических фаций одной минеральной формации» [6]: если в блоке земной коры происходит тепломассоперенос, то в нём обяза-

тельно возникают сопряжённые тела метасоматитов и тела заполнения полостей соответственно РТХ-условиям минералообразования конкретного отрезка времени в конкретном участке системы. Из вышеприведённого рассуждения ясно, что речь идёт не о физической синхронности тел, а лишь принадлежности их одному интервалу относительного времени существования колонны тепломассопереноса. Фактически использование этого закона позволяет смоделировать последовательность формирования всех минеральных тел объекта по пересечениям тел заполнения, если выяснение последовательности формирования метасоматитов затруднено. В общем случае выявление последовательности кристаллизации минералов в метасоматитах является сложной и трудоёмкой задачей вследствие пространственного совмещения фаций разных формаций и обычно мелкозернистой структуры метасоматических минеральных агрегатов.

Онтогенез колонны тепломассопереноса (фрагмента плюма) включает онтогенез трещинной системы с заложением и развитием множества трещинных подсистем, активирующих минералообразующий процесс то в одной, то в другой части колонны. При последовательно возникающих актах трещинообразования могут подновляться старые трещины и возникать новые, трещинные системы могут испытывать разворот. В колонне тепломассопереноса могут изменяться направления сжимающих усилий и меняться ориентировка кливажных трещин. Всё это создаёт сложную телескопированную картину минерализации в пределах названной колонны. Поэтому часто встречается совмещение разновозрастных тел заполнения (в том числе – порового пространства) и тел метасоматических. Задача геолога – найти минералогические различия в жильных заполнениях, принадлежащих разным минеральным формациям, обосновать отнесение последовательно возникших тел метасоматитов к конкретным минеральным формациям на основе минералогического картирования. При этом важно понимать, что привнос-вынос вещества в метасоматитах не следует связывать с конкретными телами заполнения в них, а связывать с общим процессом становления данной формации.

Существующий, преобладающий по использованию, фациально-формационный петрологический подход к исследованию метасоматитов представляется непрактичным. В нём нет рассмотрения онтогенеза природных минеральных тел, часть которых сложена метасоматитами, остаётся неизвестным относительный возраст минералов, в том числе так называемых «рудных». Отсюда возникают некорректные высказывания. Например, березиты названы околорудными породами, в то время как большая часть березитов, например, Берёзовского золоторудного месторождения является собственно рудами на золото. Объёмное рассмотрение золотинок (индивидов золота) показывает наличие индукционных поверхностей одновременного роста их с пиритом и другими минералами березитов. Онтогенез березитовой формации Берёзовского месторождения весьма сложный, он формировался длительное время и представлен последовательным образованием множества метасоматических фаций и фаций заполнения полостей. Золотоносность фаций разная, различны качества и количество акцессорных минералов в них (касситерит, шеелит, турмалин, апатит, блёклые руды, халькопирит, галенит, айкинит и другие). Пористость березитов очень разная, преобладают низкопористые березиты (0.2–2.0 % объёма), но иногда встречаются высокопористые (до 30 % объёма). Количественные соотношения основных минералов (кварца, мусковита и пирита) сильно колеблются, изредка в дайках гранитоидов встречались бескварцевые или беспиритовые березиты. Эти качества березитов, определяющие общую технологию минерального сырья (от опробования до переработки), никак не вытекают из петрологического (физико-химического) рассмотрения их.

Для практического использования знаний о минеральном объекте в технологических и экологических расчётах необходимы данные на основе телесного (пространственно-временного) количественно-минералогического исследования его. Внутреннее устройство и качества метасоматических тел и тел заполнения свободного пространства различны, их полезно различать в процессе картирования. Явление метасоматоза в отличие от явления свободной кристаллизации предполагает в силу механизма обязательное унаследование физических, химических или геометрических особенностей замещаемого тела («тень») в анатомической картине новообразованного тела.

Литература

1. Гликин А.Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. СПб.: Изд-во «Журнал Нева», 2004. 320 с.

2. Григорьев Д.П. Рассуждения о минералогии, Сыктывкар, Геопринт, 1995. 85 с.

3. Зарайский Г.П. Экспериментальное исследование метасоматизма / Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. С. 141–164.

4. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов / Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 334–456.

5. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 111 с.

6. *Попов В.А.* Новое рассмотрение принципа жил альпийского типа // Уральский минералогический сборник, № 3. Миасс: ИМин УрО РАН, 1994. С. 35–42.

7. Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, 2011. 166 с.

8. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.

МИНЕРАЛЫ ТИТАНА НА ГЛИНСКОМ ПРОЯВЛЕНИИ ИЗУМРУДА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Попов М.П.¹, Бидный А.С.²

¹ Уральский Государственный Горный Университет, г. Екатеринбург ² Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Проявление изумруда Глинское расположено в 6 км к северу от пос. Нейво-Шайтанский. В 80ых гг. прошлого века оно разведывалось на изумруд и александрит. В настоящее время на проявлении сохранились частично заплывшие канавы и шурфы. Площадь проявления составляет 0.25-0.30 км². Оно локализовано в северо-восточном экзоконтакте Мурзинского гранитного массива, представленного в районе проявления среднезернистыми биотитовыми гранитами (рис.1). В пределах проявления проходит полоса фторфлогопит-тальковых сланцев мощностью 30-50 м с вытянутыми в цепь линзовидными будинами апогипербазитовых серпентинитов длиной 10-50 м. С восточной стороны к полосе примыкают хлоритовые породы с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев.



Среди тальковых и хлоритовых пород залегают линзы пегматоидных гранитов и слюдитовые жилы. Пегматоиды приурочены к серии небольших разломов, прорезающих как тальковую полосу, так и метаморфическую сланцевую толщу. Мощность пегматоидных тел достигает нескольких метров. Слюдитовые жилы ориентированы субпараллельно контактам вмещающих их тальковых и хлоритовых сланцев. В раздувах жил встречаются кристаллы зеленого берилла размером до 20 см. Помимо берилла, бериллиевая минерализация в слюдитах представлена фенакитом, хризобериллом, гель-

вином и бромеллитом. Установлены также акцессорные колумбит, турмалин, гранат, силлиманит [5].

Минералы титана на Глинском проявлении представлены двумя титановыми минералами: ильменитом и рутилом. Первый встречается во всех типах пород и имеет достаточно разнообразный состав. Второй достаточно часто встречается в пегматоидах с повышенным содержанием Nb и реже в слюдитах.

В хлоритовых сланцах ильменит встречается в виде вытянутых зерен неправильной формы с четкими границами и неровными краями, ориентированых удлинением по сланцеватости. Минерал имеет черный цвет как макроскопически, так и под микроскопом (рис. 2), размер зерен 0,2-0,5 мм.



Рис. 2. Агрегат хлорита (Chl) и ильмента (Ilm) в хлоритовых сланцах, т.о. GL.11. Фото в отраженных электронах.

По данным микрозондового анализа (табл. 1) состав ильменита из хлоритовых сланцев обогащен Mg до 0,86% и Mn до 1,59%. Средняя (n=2) формула минерала следующая: $(Fe_{0,93}Mg_{0,03}Mn_{0,03})_{0,99}(Ti_{0,99}Fe_{0,01})_{1,00}O_3$.

В тальковых сланцах встречаются округлые зерна *ильменита* с неровными краями, размером 0.1-0.2 мм (рис. 3). Цвет их черный. Формула ильменита, рассчитанная по среднему (n=3) составу (табл.1),

 $(Fe_{0,85}Mg_{0,08}Mn_{0,05})_{0,98}(Ti_{0,99}Fe_{0,03})_{1,02}O_3.$

Минерал содержит 0,06-0,09 ф.к. Мg и 0,04-0,06 ф.к. Мn, чем отличается от ильменита хлоритовых сланцев, содержащих эти элементы в меньшем количестве. Повышенные содержания Mn и Mg являются характерными особенностями ильменита из метаморфизованных базитов и гипербазитов (Cassidy, Groves, 1988; Schroeder et al., 2002). В зернах ильменита встречаются включения монацита, хлорита и рутила (рис. 3).

В тальковых сланцах наблюдаются включения округлых зерен рутила в ильмените. Состав минерала содержит меньше Nb₂O₅ (до 0,47%) и FeO (до 0,86%), чем в рутиле из пегматоидов (табл. 2).



Рис. 3. Зерно ильменита (Ilm) с включениями монацита (Mon), хлорита (Chl) и рутила (Rut) из тальковых сланцев. Фото в отраженных электронах.

Точка отбора	GL.11.2	GL.6	GL.9	GL.8			
Порода	хлоритовые сланцы	тальковые сланцы	слюдиты	пегматоиды			
Минерал	ильменит	ильменит	ильменит	ильменит			
	(n=2)	(n=3)	(n=2)	(n=9)			
Компонент, вес.%							
TiO ₂	52,51	51,82	48,78	48,47			
Al_2O_3	0,14	Н.П.О.	н.а.	н.а.			
Cr_2O_3	Н.П.О.	Н.П.О.	н.а.	н.а.			
MgO	0,86	2,13	Н.П.О.	Н.П.О.			
MnO	1,59	2,57	7,98	7,03			
FeO	44,18	41,58	41,88	40,53			
ZnO	Н.П.О.	Н.П.О.	0,57	0,86			
Сумма	99,20	98,10	99,21	96,97			
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 2 катиона							
Si	-	-	-	-			
Ti	1,00	0,99	0,93	0,95			
Al	-	-	-	-			
Cr	-	-	-	-			
Fe ³⁺	0,01	0,03	0,14	0,10			
Mg	0,03	0,08	-	-			
Mn	0,03	0,05	0,17	0,15			
Fe^{2^+}	0,93	0,85	0,75	0,78			
Zn	-	-	0,01	0,02			

Таблица 1.Средние химические составы ильменита из проявления Глинское

Примечание: н.а. – не анализировался, н.п.о. – ниже предела обнаружения. «Jeol» JSM-6480LV (МГУ), аналитик В.О. Япаскурт.

Ильменит в слюдитах представлен ксеноморфными выделениями с неровными краями, размером 0,1-0,2 мм. В минерале наблюдаются включения апатита (рис. 4.). Средняя (n=2) формула составляет (Fe_{0.75}Mn_{0.17})_{0.92}(Ti_{0.93}Fe_{0.14})_{1.07}O₃ (табл. 1). Ильменит из слюдитов по сравнению с материалом из тальковых и хлоритовых сланцев содержит больше MnO (до 7,98%).



Рис. 4. Акцессорные фторапатит (Ap), ильменит (Ilm) и циркон (Zrc) в слюдитах. Фото в отраженных электронах.

В пегматоидах ильменит встречается между чешуек мусковита и аннита в виде ксеноморфных выделений с неровными краями, размером около 0,2 мм (рис. 5). Его средняя (n=9) формула (Fe_{0,78}Mn_{0,15}Zn_{0,02})_{0,95}(Ti_{0,95}Fe_{0,10})_{1,05}O₃. Ильменит содержит MnO до 7,03% и ZnO до 0,86% (табл. 1), что выше, чем аналогичные содержания в ильмените из тальковых и хлоритовых сланцев. Кроме того, в зернах из пегматоидов не обнаружен Mg – характерный элемент ильменита, образованного по породам основного состава.

Точка отбора	GL.8	GL.6				
Порода	пегматоиды (n=2)	тальковые сланцы				
Компонент, вес.%						
Nb ₂ O ₅	3,59	0,47				
TiO ₂	93,54	98,29				
FeO	2,91	0,86				
Сумма	100,05	99,62				
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 1 катион						
Nb	0,03	0,01				
Ti	0,95	0,99				
Fe ³⁺	0,02	-				

Таблица 2. Средние химические составы ругила из проявления Глинское.

Примечание: н.а. – не анализировался, н.п.о. – ниже предела обнаружения. «Jeol» JSM-6480LV (МГУ), аналитик В.О. Япаскурт.

Ильменит по трещинам замещается *рутилом* со средней (n=2) формулой (табл. 2.) ($Ti_{0,95}Nb_{0,03}Fe_{0,02}$)_{1,00}O₂, содержащим Nb до 3,59% и Fe до 2,91%. Данный процесс происходит в результате метасоматоза первичных пород.



Рис. 5. Включение ильменита (Ilm) с рутилом (Rut) в пегматоидах. Т.о. GL.8. Фото в отраженных электронах.

Ранее в данной местности описывались рутилы, содержащие редкие металлы, на северо-западной оконечности Адуйского массива (Режевской р-н):

- копь (гранодиориты) на р. Реж близ ручья Глинка с содержанием Nb_2O_5 до 0,34%[2],

- пегматиты жилы Режевская с содержание Nb₂O₅ + Ta₂O₅ до 51% [4].

Образование минералов связано с гранитоидами массива, имеющих редкометальную специализацию.

На известных уральских месторождениях изумруда (Уральские Изумрудные копи) ильменит встречается в качестве второстепенного достаточно редкого минерала как во вмещающих породах – амфиболите, диорите, так и в метасоматических зонах - флогопитовой, актинолитовой и хлоритовой. Отмечается замещение ильменита лейкоксеном [1].

Рутил достаточно распространенный минерал в слюдитах и хлоритовых метасоматитах на Уральских Изумрудных копях. Чаще всего минерал не содержит редких металлов. Он представлен кристаллами до 3 см черного и вишнево-красного цвета. Полный химический состав черной разновидности рутила (TiO₂ – 98,45%, Fe₂O₃ – 0,59%, CaO – 0,8%, сумма-99,84%) [1]. В 2013 г. одним из авторов статьи при изучении низкосортного изумрудного сырья с Мариинского месторождения (Уральские Изумрудные копи) в нем были обнаружены зерна рутила. По данным микрозондового анализа в рутиле наблюдаются зоны, обогащенные Ta₂O₅ до 6 - 7% и Nb₂O₅ до 3,5 - 4,2% [3].

Как видно из выше сказанного, на Глинском проявлении изумруда более интенсивно развита ильменитовая минерализация, чем рутиловая. Не обнаружено развитие титанита по данным титановым минералам. На известных месторождениях Уральских изумрудных копей, расположенных южнее, наблюдается обратный процесс – преимущественно встречается рутиловая минерализация и широкое развитие имеет титанитовая минерализация.

Литература

1. Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 251 с 2. Губин В.А., Хиллер В.В. Рутил северо-западного экзоконтакта Адуйского гранитного массива (Средний Урал) // Вестник Уральского отделения Минералогического Обще-

ства РАН № 9. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 43-46. 3. Попов М.П. О находке Та-содержащего рутила в изумрудах Мариинского месторождения (Уральские Изумрудные копи) // Вестник Уральского отделения Российского Минералогического общества. – 2013. – в печати

4. Попова В.И., Губин В.А. Минералогия гранитных керамических пегматитов Адуйского, Соколовского и Зенковского массивов на Среднем Урале // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. № 15. С. 61-74.

5. *Чащухина В.А., Вигорова В.Г., Пугин В.А.* Глинское месторождение изумрудов (Средний Урал) // Уральский геологический журнал, 2000. №. 2(14). С. 59-68.

НЕОБЫЧНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КАЛЬЦИТОВЫЕ СПЕЛЕОТЕМЫ) В КИНДЕРЛИНСКОЙ ПЕЩЕРЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ РАБОТ 2013 г.)

Потапов С.С.¹, Червяцова О.Я.²

¹Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс ²Заповедник «Шульган-Таш», Гадельгареево

Пещера Киндерлинская – самая значительная по амплитуде пещера Урала, вторая по длине пещера Башкортостана. Находится в Гафурийском административном районе в верхней части правого склона долины р. Киндерля, в её устьевой части [9]. Впервые Киндерлинская пещера была учтена сотрудниками ЭОН, посетившими ее привходовую часть в 1942 г. [8]. Затем она была упомянута Г. В. Вахрушевым [1] как «снежно-ледяная пещера в Гафурийском районе на речке Киндерле». Активное спелеологическое изучение пещеры было начато в 1974 г. спелеологической секцией г. Стерлитамака под руководством А.С. Андреева. В дальнейшем, экспедициями по исследованию пещеры руководили уфимские спелеологи Г. И. Иванов, Р. М. Низамутдинов, И. Счастный, И. Зарипов, Н. И. Рычагова, Н. С. Лазарев.



Рис. 1. План Киндерлинской пещеры, места отбора минеральных проб и образцов. План подготовлен О.Я. Червяцовой на основе схемы пещеры, выполненной членами спелеоклуба имени Нассонова (г. Уфа).

Пещера Киндерлинская расположена на западном склоне горы Алатау (западное крыло антиклинальной структуры, угол падения пород около 8° на запад). Пещера представляет собой наклонно-горизонтальную систему галерей и ходов в северном, северо-восточном, западном и северо-западном направлениях, образовавшихся на четырех гипсометрических уровнях [9]. Фаменский ярус верхнего девона (D₃fm), в котором заложен основной объем полостей пещеры, во внешней зоне складчатости и краевом прогибе сложен известняками и доломитами, местами с редкими прослоями аргиллитов, мергелей и линзами кремней [2]. По состоянию на ноябрь 2010 г. протяженность пещеры оценивается в 9113 м, амплитуда в 215 м [7]. Вход в пещеру находится в средней части правого склона долины р. Киндерля, правого притока р. Зилим, в основании скального обнажения, на высоте 94 м над уровнем р. Зилим. Он имеет форму трапеции размером 12.0 × 7.0 м и обращен на юг. Вход образован в одной из пещерных полостей в результате провала на склоне массива. В привходовой части находится одна из самых мощных многолетних гидрогенных наледей на Урале. В левой части наледи по ходу внутрь пещеры находится колодец глубиной 12 м, ведущий в полость подледного таяния «Грот Летучий голландец».



Рис. 2. Общий вид места развития пещерного жемчуга в нишах на стене и на полу во Входной галерее Киндерлинской пещеры. Фото О.Я. Червяцовой.

По результатам экспедиционных работ 2012 г. в Киндерлинской пещере издана статья [6]. Было, отмечено, что ничего особо экзотического в минеральном мире пещеры пока не обнаружено, во всяком случае, нет широкого видового разнообразия минералов. Как и во всех пещерах карбонатного карста, в пещере широко представлены различные кальцитовые спелеотемы (сталактиты, сталагмиты, натечные коры, драпировки, флаги, пещерный жемчуг), зачастую существенно ожелезненные (так называемые «красные сталагмиты»).

Наблюдения в пещере Киндерлинская во время экспеционных работ в 2013 г. показали широкое морфологическое разнообразие кальцитовых спелеотем. Описание некоторых из них мы и представим.

Необычно широко во Входном ходе пещеры (рис. 1) в специфических микроклиматических условиях и капеже инфильтрационной воды в нишах стен, причем абсолютно на разных гипсометрических уровнях, и на полу близ стен пещеры развит кальцитовый пещерный жемчуг (рис. 2). Пещерный жемчуг – один из типов натёчных образований в карстовых пещерах. Он представляет собой шарики кальцита, которые образуются медленной кристаллизацией карбоната кальция на зародыше (песчинке) при постоянном вращении шариков в луже воды в условиях капежа. Как правило, пещерный жемчуг образуется в углублениях на полу, под постоянной капелью. Падаюцие с достаточной высоты капли, насыщенные растворённым карбонатом кальция, переворачивают жемчужины, не давая им «прирасти» к основанию, и поставляют материал для кристаллизации.

Мелкий (2-3 мм) и средний (5-7 мм) пещерный жемчуг Киндерлинской пещеры имеет идеальную шаровидную форму. Крупные жемчужины (до 10 мм) имеют неправильную, уплощенную или эллипсоидальную форму. Характер отложения пещерного жемчуга в нишах и на полу пещеры иллюстрирует рис. 3. При накоплении жемчуга и при сильной инфильтрации воды в нишу, отдельные жемчужины, например, из верхней ниши (и это хорошо видно на рис. За) выкатываются из ниши и образуют россыпь на полу пещеры. Как видно на рис. Зв, условий для образования жемчуга на полу под стеной с нишами нет, поскольку осыпь под стеной сложена рыхлым проницаемым материалом – обломками известняка, отщепами кальцитовых кор (рис. 4), пещерной мукой. Поэтому на этом рыхлом субстрате невозможно образование лужи, где мог бы формироваться жемчуг, нет в этом месте и капежа. Следовательно, жемчуг на полу в этом месте принесен водным потоком из ниш в стене. В этих условиях (без воды и без вращения капающей водой) плотно лежащие друг с другом жемчужины цементируются (или слипаются), образуя своеобразный агрегат типа «горохового камня» (рис. 3г, 4). В шлифе под микроскопом видно, что жемчужины сложены плотно сросшимися мелкими (первые десятки микрон) зернами кальцита; проявляется концентрически-зональное строение жемчужин (рис. 5).

Некоторые авторы считают жемчуг Киндерлинской пещеры криогенным образованием. Так, М. И. Каринкина пишет: «Важным открытием стало обнаружение (впервые на Урале) в Киндерлинской пещере криогенного жемчуга. В дальнейшем будет проведен минералогический анализ отобранных криоминеральных образований. Их датирование поможет безошибочно определить возраст подземного оледенения пещеры» [3]. Написано это с подачи О. И. Кадебской, которая сразу объявила о криогенном происхождении киндерлинского жемчуга. «Развивая» эту идею о криогенном жемчуге О. И. Кадебская [10], пишет: «In the framework of this study, large (up to 7 mm) cryogenic concretions were found in the Pobeda Cave (the Southern Urals) for the first time in Russia. Similar formations were recently described in caves of Europe as cryogenic pearl (Zák, 2008)» [11], что можно перевести так: «В рамках этого исследования в пещере Победа (ещё и так неверно называют Киндерлинскую пещеру) (Южный Урал) впервые в России были найдены крупные (до 7 мм) криогенные конкреции. В пещерах Европы подобные образования недавно были описаны как криогенный жемчуг». Ни признаков, ни механизма образования, ни минерального состава, ни доказательств криогенного генезиса пещерного жемчуга в Киндерлинской пещере не приводится. Мы же не усматриваем оснований для выделения криогенного генетического типа пешерного жемчуга в Киндерлинской пещере.



нише (б), на полу (в) и агрегат сцементированных жемчужин с пола под нишами (г). Фото О. Я. Червяцовой. Рис. 3. Пещерный жемчуг в Киндерлинской пещере в естественных условиях: в верхней нише (а), в нижней



Рис. 4. Отложения отщепов кальцитовых кор на полу пещеры. Справа от линейки агрегат сцементированного черного пещерного жемчуга. Фото О. Я. Червяцовой.



Рис. 5. Шлиф пещерного жемчуга из Киндерлинской пещеры под микроскопом. Фото Д. С. Потапова.

Интересные наблюдения над ростом, казалось бы, банальных сталактитовсоломинок (брчек, или макарон), а также геликтитов проведены в Ручейном ходе Киндерлинской пещеры (см. рис. 1). Макросьемка растущих сталактитов и гелик-







Рис. 6. Сталактиты-соломинки (а, б, в) и геликтит (г) в Ручейном ходе Киндерлинской пещеры. Макро-фото О.Я. Червяцовой.



Рис. 7. Место находки необычного минерального образования в нише на карбидной отработке в Классическом зале пещеры (а) (фото С.С. Потапова) и само трубчатое минеральное образование (б, в, г) (фото О.Я. Червяцовой). титов показала, что рост их происходит кристаллографично (рис. 6). А именно, трубчатое тело сталактита-соломинки формируется скаленоэдрическими кристаллами кальцита. Особенно отчетливо это иллюстрирует рис. 6в. Сталактиты-соломинки формируются в спокойных условиях, в отсутствии воздушных потоков и их рост лимитируется минерализацией капающей воды, скоростью её притока, кристаллизационными силами и силой гравитации – сталактиты-соломинки являются минералогическими отвесами. Геликтиты также растут кристаллографично, но в условиях сильных и меняющихся во времени скоростях и направлениях воздушных потоков, «сдувающих» капли, отклоняющих их от вертикали, благодаря чему геликтиты принимают самые причудливые формы (рис. 6г).

Совершенно необычным для пещеры является минеральное образование, найденное О. Я. Червяцовой в нише в Классическом зале Киндерлинской пещеры (рис. 7а). Образовалось оно на карбидной отработке и представляет собой расширяющуюся кверху (коническую) трубочку. Диаметр трубочки в основании (у почвы) составляет чуть более 1 мм, верхний диаметр достигает 3 мм, максимальная высота составляет 4 мм (рис. 7б). Более крупно это трубчатое минеральное тело показано на рис. 7в. Вершину этого минерального конуса венчает капля воды. Рядом с растущей трубочкой лежит еще одно трубчатое тело, которое под собственным весом и весом капли воды на каком-то этапе своего роста упало и прекратило свой рост (рис. 7г). Поскольку формирование подобных трубок происходит за счет капиллярного питания от пористого субстрата, представленного карбидной отработкой, то минеральное выполнение их, скорее всего, карбонатно-кальциевое. Механизм формирования этих трубочек подобен генезису «кальцитового куста» в Кунгурской ледяной пещере, состоящего из слабо-искривленных сближенных трубочек, также растущих на пористом субстрате (гипс-ангидритовой, покрытой глиной, породе) и описанного нами ранее [4, 5]. Только размер трубочек «кальцитового куста» в Кунгурской пещере на порядок больше, – в высоту трубочки там достигают 40 мм.

Таким образом, описаны кальцитовые спелеотемы Киндерлинской пещеры в Башкортостане: пещерный жемчуг, сталактиты-соломинки, геликтиты и конические трубчатые образования.

Литература

1. *Вахрушев Г. В.* Ледяные пещеры в карбонатных породах Башкирии // Пещеры. Пермь, 1972. Вып. 12-13. С. 112.

2. Гидрогеология СССР. Том XV. Башкирская АССР // М.: Недра, 1972. С. 39.

3. Каринкина М. И. Открываем перспективы. Путевые заметки экспедиции // Горное эхо. 2011. № 2 (44). С. 18-22.

4. Потапов С. С., Паршина Н. В., Потапов Д. С., Кадебская О. И., Сивинских П. Н. Спелеоминералогия (на примере Кунгурской ледяной пещеры) // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минералогического семинара. 17-20 мая 2006 г. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 71-74.

5. Потапов С. С., Париина Н. В., Кадебская О. И., Сивинских П. Н., Максимович Н. Г. Эфемерные (сезонные) минералы в Кунгурской ледяной пещере // Пещеры. Сб. научн. тр. Пермь: ПГУ, 2008. Вып. 31. С. 112-119.

6. Потапов С. С., Паршина Н. В., Червяцова О. Я., Кузьмина Л. Ю. К минералогии пещеры Киндерлинская (Башкортостан) // Минералогия техногенеза-2013. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 106-119.

7. Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья. Статистический справочник. Набережные Челны: НГПИ, 2010. 71 с.

8. Пещеры Урала / Труды ЭОН и Комиссии № 2 при ОГГН. Под ред. А. Е. Ферсмана. М.-Свердловск, 1942. (Рукопись).

9. Смирнов А. И., Соколов Ю. В. Карст и спелеология // Карст Башкортостана. Под ред. Р.Ф. Абдрахманова. Уфа: РА «Информреклама», 2002. С. 316.

10. *Kadebskaya O. I.* Cryogenic minerals of some ice caves of the Urals // 5th Int. Workshop on Ice Caves (IWIC–V). Volume of abstracts. Barzio (LC), Valsassina, Grigna and Milano. September 16-23, 2012. P. 35.

11. Zak K., Onac B., Persoiu A. Cryogenic carbonates in cave environments: A review // Quaternary International. 2008. № 187. P. 84-96.

ВОЗРАСТ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ВЕРХОЛОВСКОЙ КОПИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Прибавкин С.В., Зинькова Е.А.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Высокоглиноземистые гнейсы Верхоловской копи вскрыты искусственными выработками на площади 70х150 м, входящими в состав Евгение-Максимилиановских минеральных копей на территории Историко-ландшафтного парка «Истоки Исети». С конца XIX века эти копи являлись объектом добычи коллекционного граната, эпидота, сфена, апатита [3]. В геологическом плане они представляют собой крупные ксенолиты (гнейсов, амфиболитов, метаморфических пород апокарбонатных скарнов). захваченные гранитоидами Верхисетского массива [1]. Последний является одним из крупнейших гранитных батолитов на Урале. Он имеет площадь около 1800 км² и расположен между городами Екатеринбург и Первоуральск. Преобладающая часть батолита сложена породами умеренно-кислого состава, формирующими сливающиеся и наложенные друг на друга плутоны габбро-диоритового, тоналит-трондьемитового, тоналит-гранодиоритового и адамеллит-гранитного состава. Возраст гранитоидов варьирует от 370 до 290 млн. лет, характеризуя массив как центр длительной эндогенной активности [8-10].

Вмещающие массив толщи представлены островодужными вулканогенно-осадочными образованиями раннего и среднего девона, сложенными основными эффузивами с подчиненными им туфами, преобразованными в эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы; реже углисто-кремнистыми сланцами, известняками. В контакте с массивом эти породы превращены в роговики, амфиболиты, гнейсы, графит-кварцево-слюдистые сланцы, мраморы. Они же встречаются и в виде крупных блоков-ксенолитов внутри гранитного массива, что позволило интерпретировать их как провесы кровли [1]. Данная интерпретация относилась и к высокоглиноземистым гнейсам. Однако, изучение состава и параметров метаморфизма последних, позволили высказать иное предположение, согласно которому эти породы были захвачены и вынесены гранитной магмой с более глубоких горизонтов коры [2, 4, 6]. Они могли принадлежать глубоко метаморфизованным островодужным комплексам, например, слагающим Салдинский и Сысертский блоки, расположенные в единой с массивом структурно-формационной зоне. Основанием для такой интерпретации служило отсутствие подобных пород в обрамлении массива и повышенные P-T параметры регионального метаморфизма, предшествующего метаморфизму контактовому.

Задачей нашего исследования являлось установление возраста метаморфических событий, отраженных в минеральных ассоциациях высокоглиноземистых гнейсов Верхоловской копи, и их сопоставление с тектоно-магматическими событиями в зоне Верхисетского батолита, а также проверка гипотезы древнего субстрата гнейсов.

Высокоглиноземистые гнейсы представлены породами с неравномерно-зернистой, неравномерно-полосчатой гнейсовидной текстурой, обусловленной планпараллельной ориентировкой чешуек биотита и неоднородным количественным соотношением светлых и темных минералов. Структура пород порфиробластовая, связанная с наличием крупных кристаллов граната с модальным содержанием от 1-3% до 20-25 об%, заключенного в тонкозернистую лепидогранобластовую основную ткань. Главными породообразующими минералами гнейсов, помимо отмеченного выше граната, являются: биотит 20-30 об%, кварц и основной плагиоклаз. Последний количественно преобладает над кварцем. Среди второстепенных минералов отмечается силлиманит, ставролит, мусковит, хлорит. Апатит, ильменит, пирит, эпидот, кианит, циркон, монацит – встречаются в акцессорных количествах.

Результаты изучения минерального состава высокоглиноземистых гнейсов приведены в работах [4, 6], показывающих, что они слагаются разнообразными ассоциациями минералов и имеют полиметаморфическое происхождение. Ранний эпизод метаморфизма соответствовал кианит-силлиманитовой фации (P = 5,2-4,3 кбар, T = 660-606°C), что превышает уровень метаморфизма пород в обрамлении массива, соответствующий фации зеленых сланцев. Поздний эпизод метаморфизма гнейсов связан с образованием биотитовых роговиков с футляровидным гранатом и симплектитовым эпидотом по ранее образованным минеральным парагенезисам с хлоритом, плагиоклазом, гранатом, ставролитом, кианитом и силлиманитом. Этот метаморфизм, формирующий современный облик пород, соответствует контактовому метаморфизму (P = 3,2-2,2 кбар и T = 605-566 °C) и сильно затушевывает проявление первого.

С целью реконструкции возраста метаморфических событий нами выполнено U-Рb датирование отдельных кристаллов циркона. Цирконы выделялись обычным методом, включающим дробление пробы массой 30 кг до фракции 0,5 мм, выделение тяжелой фракции на концентрационном столе и сепарации в тяжелых жидкостях. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную на бинокулярном микроскопе. Цирконы представлены идиоморфными изометричными или удлиненно-призматическими кристаллами светло-кремового цвета. Катодолюминесцентные изображения кристаллов показывают наличие ритмичной зональности в одних зернах и ее отсутствие в других. Для первых характерно умеренное содержание U. Th и Th/U = 0.16-0.56. для вторых – высокие концентрации U, Th и Th/U = 0,73-0,75. На U-Pb-диаграмме (рис. 1) среди цирконов с ритмичной зональностью выделяется два возрастных кластера, где среднее возрастное значение первого составило $372 \pm 2(\pm 2\sigma)$ млн. лет, а второго $307 \pm 3(\pm 2\sigma)$ млн. лет. При этом цирконы первого кластера имеют более низкие значения Th/U отношения по отношению к цирконам второго кластера. Незональные кристаллы с высоким Th/U отношением попадают в первый кластер, образуя единую с зональными кристаллами группу древних цирконов. Данное различие, возможно, объясняется неоднородным строением гнейсов, выраженным в наличии тонких слоев варьирующих по минеральному и химическому составу.

Полученные результаты указывают на наличие двух возрастных этапов в истории формирования высокоглиноземистых гнейсов, что согласуется с выявленными в них ранее двумя этапами метаморфизма. Первый возрастной этап с одной стороны, соответствует возрасту регионального метаморфизма кианит-силлиманитового типа и, вероятно связан с аккрецией восточно-уральских террейнов к окраине палеоконтинента. На этом этапе были сформированы высокобарические комплексы в пределах восточного контакта Тагильского террейна: 370-372 млн. лет - в Салдинском метаморфическом комплексе, 350-355 млн. лет в сысертском комплексе и 367-370 млн. лет - в зоне Главного Уральского разлома [5, 7, 11]. Этот этап предшествовал по времени или близок образованию ранних плутонов тоналит-трондъемитового состава Верхисетского массива с возрастом 369-367 млн. лет, внедрение которых совпадает с началом формирования активной континентальной окраины [9, 10]. С другой стороны, перекрывающийся возраст и величины давления 4-6 кбар [2] кристаллизации плутонов ранних серий батолита и гнейсов, не исключает предположения о контактовометаморфическом происхождении последних. Второй возрастной этап фиксирует время контактового метаморфизма 307 ± 3 млн. лет с образованием биотитовых роговиков.

Он соответствует опубликованным возрастным данным для вмещающих гранодиоритов и гранитов массива (300-315 млн. лет) [2, 9, 10], формирующихся в связи с ранним эпизодом коллизионного магматизма на Среднем Урале.



Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из высокоглиноземистых гнейсов.

В заключение следует отметить, что цирконов с возрастом древнее 382 млн. лет не обнаружено. Поэтому вопрос о возрасте протолита гнейсов остается открытым. Его решением может являться поиск геологических взаимоотношений гнейсов с породами основного и карбонатного состава и их датирование.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-00109а, 12-05-00132-а) и программы Президиума РАН 12П-5-1024.

Литература

1. Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 1976.

2. Зинькова Е.А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита. Автореф. дис. канд. геол.-минералог. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1997. 23 с.

3. Карножицкий А.Н. Евгение-Максимилиановские минеральные копи и некоторые другие, новые или малоисследованные месторождения минералов в области Среднего Урала. 1896. 89 с.

4. *Козлов П.С., Лиханов И.И., Петров Г.А.* Полиметаморфизм ксенолитов высокоглиноземистых пород Верхисетского массива гранитоидов на Среднем Урале // Литосфера. 2008. № 5. С. 84-98. 5. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. и др.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 3. С. 365–370.

6. *Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Авдеева А.П.* Состав и условия формирования ксенолитов гранатовых гнейсов в гранитоидах Верхисетского массива // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2002. С. 120-126.

7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с 8. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., и др.* Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.

9. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 1. С. 65-84

10. Смирнов В.Н., Иванов К.С. Геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита (Восточный склон Среднего Урала) // ДАН. 2013. Т. 451. № 1. С. 65-67.

11. *Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al.* The tectonometamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1-4. P. 229-251.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Рахимов И.Р.

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Магнитогорско-Богдановский грабен в раннем карбоне был наиболее активной зоной магматизма Магнитогорской Мегазоны (ММЗ) [3]. Сейчас существует немало геодинамических моделей развития ММЗ указанной эпохи, и некоторые из них противоречивы. Неясным здесь остаётся источник первичного расплава, образовавший обширные поля магматических серий в данном регионе, историю развития которого осложняет мягкая коллизия – типа «дуга–континент», с последующей аккрецией островодужной коры к окраине континента. Коллизия Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского континента (Балтики) началась в позднем девоне и завершилась в раннем карбоне, предваряя начало «жёсткой» (орогенной) коллизии Восточно-Европейского континентов [2].

В этой работе представлен анализ геохимического состава нижнекаменноугольных магматических комплексов основного состава, сформировавшихся в Западно-Магнитогорской (ЗМЗ) и Восточно-Магнитогоской (ВМЗ) зонах ММЗ. Силикатный анализ пород были выполнен в ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, ICP MS – в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург на основе совместного научного проекта.

ЗМЗ отличается от ВМЗ отсутствием эффузивных пород. Большой интерес в данной зоне представляют меридионально протяжённые комплексы конформных тел верхнетурнейского возраста, расположенные в краевых частях мульд. Количество петрографических разновидностей пород в комплексах невелико и представлено габброноритами, габбро и габбро-долеритами.

Интереснейшим объектом является Худолазовский никеленосный интрузивный комплекс, образовавшийся в раннесерпуховское время [6]. Вещественный состав Худолазовского комплекса очень разнообразен – от гранитоидов до перидотитов. Дифференцированные интрузии напоминают миниатюру трапповых интрузий Норильского района с таким же типом оруденения; удивительно близки минеральный и петрогеохимический составы пород.

Также в ЗМЗ широко распространены дайки от кислого до основного составов. Они прорывают крупные габброидные массивы и являются самыми молодыми магматическими образованиями зоны.

ВМЗ отделена от ЗМЗ Западно-Кизильским разломом [4]. Базальты центрального и трещинного типов излияния относятся здесь соответственно к берёзовскому и греховскому комплексам (Салихов и др., 1970ф). Среди них залегают многочисленные комагматичные интрузивные тела пластообразной и штокообразной морфологии. Все комплексы плутонитов объединяются в Магнитогорскую серию интрузивных и жильных пород (Салихов и др., 1970ф). Тела габброидного состава связывают с первой фазой магматизма (кислого состава – со второй). Штокообразные тела основного состава, прорывающие кислые вулканиты, включены в куйбасовский комплекс, дайки и силлы умеренно-щелочных габброидов, прорывающих греховский комплекс объединены в богдановский комплекс.

По соотношению суммы щелочей и кремнезёма породы отвечают составам гавайита, тефрита, базанита. Среди и эффузивных, и интрузивных разновидностей калийнатриевых пород встречаются высококалиевые разновидности. Одной из важнейших особенностей изучаемых пород является высокая титанистость, особенно в эффузивах – до 3,3 масс. %, в интрузивах – до 2,5 % (в Утлыкташском комплексе конформных тел). Высокотитанистые породы не характерны для островодужных комплексов, связанных с плавлением мантийного клина. Они характерны для магматитов типа «OIB» базальтов океанических островов, либо для комплексов конечных стадий развития островных дуг, согласно модели П.Ю. Плечова [1]. Но такие характеристики свойственны для образований мантийных плюмов, в связи с чем и возникает сложность определения источников первичных магм для образовавшихся магматических серий MM3.

Достаточно широкое развитие плагиоклаза и амфиболов в базитах обусловили умеренно-повышенные содержания Al₂O₃ (до 18 масс. %) и MgO (до 10 масс. %).

Уровень накопления лёгкой группы редкоземельных элементов в магматических комплексах имеет значение, среднее между базальтами срединно-океанических хребтов (MORB) и внутриплитных обстановок (WPB) – ближе к последним (рис. 1), а уровень накопления тяжёлой группы превышает или соответствует отмеченным линиям. Спектр островодужных базальтов (IAB) лежит внутри поля интрузивных комплексов. Наклон кривых в целом отрицательный, что отличается от наклона, присущему MORB. Отношение Nd/Sm в базальтах равно от 3,7 до 4,4, что гораздо выше, чем в MORB, но ниже, чем в WPB. В габброидах эта цифра достигает 5,2, что соответствует соотношению во внутриплитных базальтах.



Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в магматических комплексах ММЗ, MORB, IAB, WPB.

Примечание: 1 – поле базальтов берёзовского и греховского комплексов, 2 – поле габброидов ЗМЗ и ВМЗ.

Весьма контрастным представляется распределение редких и рассеянных элементов. Особенно это касается габброидов. На рис. 2 видно, какие спектры элементов из пород различных геодинамических обстановок попадают в поле магматических комплексов Магнитогорской зоны. Концентрации внутриконтинентальных рифтовых базитов (WCR) значительно превышают концентрации редких и рассеянных элементов в формациях других обстановок, но не сидерофильных. Наиболее очевидный разброс значений в породах MM3 наблюдается в распределениях Cs и других крупноионных литофильных элементах, а также Hf.



Рис. 2. Распределение редких и рассеянных элементов в магматических комплексах MM3, WCR, IAB, OIB, MORB.

Th/Ta

Примечание: 1 – поле базальтов берёзовского и греховского комплекса; 2 – поле габброидов ЗМЗ и ВМЗ.





Поля составов базитов: 1 – интрузивных, 2 – вулканических – ММЗ, 3 – красноморского рифта, 4 – Микчангдинского массива трапповой формации, 5 – Западного Сангилена аккреционно-коллизионного режима, 6 – нырниско-саганской серии со смешанными геохимическими признаками субдукции и рифтогенеза, 7 – Громадненского-Вургувеемского массива раннеостроводужной стадии, 8 – Самаркинского террейна плюмового источника происхождения. Уровень накопления элементов-аналогов железа слишком неоднородный, чтобы судить о каких-то конкретных особенностях. Высокая дифференцированность характерна для Cr, Ni, Co, а также Sr, Ba, Sc. Nb, как элемент, в какой-то степени характеризующий плюмовое происхождение формаций, имеет невысокие концентрации. Sc как переходный элемент, близкий по свойствам к Y и лантаноидам, характеризуется поведением, больше свойственным сидерофилам и имеет концентрации, характерные либо для островодужных, либо для комплексов океанических островов.

Более очевидные различия геодинамических обстановок показаны на рис. 3, где учитываются свойства мантийных и коровых элементов. Следует особо отметить, что типично островодужные признаки магматизма в исследуемых базитах отсутствуют. Такие свойства имеют место для формаций конечной стадии развития островодужной системы, когда субдукционный магматизм уступает место коллизионному и к мантийному источнику добавляется коровый.

Из проведённого анализа геохимического состава следует, что, наряду с явным сходством базальтов и комагматичных габброидов ММЗ, существуют небольшие различия. Различия отражают эволюцию расплава, история которой осложнена аккреционно-коллизионным режимом развития ММЗ в ранне-среднекаменноугольное время.

В целом, геохимический состав магматических комплексов ММЗ основного состава отражает происхождение пород минимум из двух источников мантийной и коровой генерации. В геологическом и геохимическом плане базальтовые залежи характеризуют тип «OIB» неплюмового происхождения. Такая модель имеет место для зрелой стадии развития островодужной системы (вулканического фронта). Также особо подчёркивается, что процессы рифтогенеза в данной модели не имеют места.

Общее сжатие, происходившее в ММЗ в раннем карбоне, сопровождалось локальными растяжениями коры смешанного типа – континентальной и аккреционной островодужной. Зоны растяжения пространственно связаны с Магнитогорско-Богдановским грабеном, где происходили мощные вулкано-плутонические процессы. Также механизм образования синклинальных структур типа «мульд» в ЗМЗ отражает процесс скольжения плит по касательной во время общего сжатия при коллизии [5].

Литература

1. *Плечов П.Ю*. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия. Автореф. дисс. ... д-ра. г.-м.н.. Москва, 2008. 43 с.

2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

3. *Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н.* Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.

4. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизма и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН СССР, 1985. 96 с.

5. *Салихов Д.Н., Беликова Г.И*. Конформный базитовый магматизм мягкой коллизии Магнитогорского мегасинклинория // Геологический сборник. № 9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 164-172.

6. *Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др.* Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера, № 6, 2012. С. 66-72.

ТИПОМОФРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАРГАСИТА АНДРЕЕ-ЮЛЬЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ КОЧКАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Сивков М.Н., Кисин А.Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Паргасит – типичный минерал рубиноносных мраморов Мьянмы (бывшая Бирма), Афганистана, Пакистана и других регионов, где он обычно представлен хромсодержащей разновидностью. Описан паргасит и в мраморах Кучинского проявления рубинов в Кочкарском антиклинории [2] и в рубиноносных мраморах Нижнеалабашского лога в Мурзинско-Адуйском антиклинории [3] на восточном склоне Урала. В связи с частым нахождением паргасита в ассоциации с рубинами - возникла потребность в изучении его типоморфных особенностей, для возможного использования в прогнозно-поисковых целях. В 2010 году паргаситы были встречены в мраморах Андрее-Юльевского участка Кочкарского антиклинория, которые и описываются в данной статье.

Андрее-Юльевский участок располагается в пределах Кочкарского антиклинория, в 6 км к юго-западу от поселка Борисовка. По Кейльману [1] в строение комплекса выделяется два структурных этажа, в зависимости от степени метаморфизма, расположения и литологии пород: верхний и нижний. Нижний этаж включает гранитогнейсы, кристаллические сланцы переменного состава, амфиболиты и редкие линзы мраморов. В структурном отношении метаморфические породы нижнего этажа слагают ядра куполов. Верхний этаж сложен породами, обрамляющими купольные образования нижнего этажа. Здесь породы представлены биотит-кварц-плагиоклазовыми, биотиткварцевыми, двуслюдяными, амфиболовыми сланцами, амфиболитами и мраморами.

Метаморфизм пород зональный, центрами которого являются гранито-гнейсовые массивы. В купольных структурах метаморфизм достигает условий амфиболитовой фации, а в породах обрамления эпидот-амфиболитовой и верхов зеленосланцевой фаций. Карбонатные породы находятся в метаморфическом обрамлении куполов и также испытали зональный метаморфизм. Так, карбонатные породы, расположенные вблизи гранито-гнейсовых куполовидных структур, превращены в мраморы, а на удалении от них имеют место только мраморизованные известняки [4].

На Андрее-Юльевской площади паргасит встречен в минерализованных трещинах, кальцитовых и кварцевых жилах. Минерал бесцветный или слабо окрашен в буровато-зеленый цвет, а в центральной части Еленинского участка - в зеленый. Встречается в виде призматических кристаллов и радиально-лучистых агрегатов размером до первых сантиметров. В ассоциации с паргаситом отмечены кварц, флогопит и пирит. Спайность совершенная в двух направлениях по ромбической призме {110} и второму пинакоиду {010}. Кристаллы уплощенные по оси *c*, удлинены по оси *b*. Часто деформированы, разорваны, трещиноватые. Показатель преломления слабо окрашенного паргасита 1,635, а зеленого - 1,636. Угол угасания составляет 16-22⁰ для слабо окрашенного паргасита и 20-27⁰ для зеленого.

По результатам микрозондового анализа, в слабо окрашенном паргасите отмечается возрастание содержания магния и кремния, низкое содержание алюминия и натрия. Среднее содержание Cr₂O₃ составляет 0,14 масс. %, V₂O₃ - 0,04 масс.%. А также был установлен железистый паргасит со средним содержанием FeO в пробе 11,7 масс%.

Для амфиболов исследуемой площади характерны повышенные примеси Si, Ca и более низкие содержания Ti относительно схожих месторождений Индии и Памира (см. таблица). Амфиболы Андрее-Юльевской площади характеризуются призматическими

кристаллами, сноповидными и радиально-лучистыми агрегатами. В северной части площади впервые был установлен железистый паргасит.

Работа выполнена в рамках Программы ОФИ УрО РАН № 13-5-014-НДР и Программы Президиума РАН № 12-П-5-2015 .

Таблица. Химический состав паргасита Андрее-Юльевской площади, Греции (Proyer et al, 2008) и Пакистана (Garnier et al, 2008) по результатам электронно-зондового микроанализа.

	Содержание по пробе в масс. %					
	1	2	3	4		
SiO ₂	43,7	43,1	45,02	42,29		
TiO ₂	0,43	0,21	0,62	1,09		
Al ₂ O ₃	14,65	16,06	14,33	19,10		
FeO	11,7	0,2	1,01	0,37		
MgO	12,3	19,1	20,43	17,8		
CaO	10,2	13,5	12,98	13,38		
Na ₂ O	1,91	2,91	2,88	2,80		
K ₂ O	0,02	0,57	1,14	0,75		
V ₂ O ₃	0,044	0,008				
Cr ₂ O ₃	0,144	0,1		0,34		
Сумма	95,15	95,74	99,07	100,34		
Si	7,42	7,1	6,26	5,90		
Ti	0,06	0,03	0,07	0,11		
Al	1,49	1,59	2,35	3,14		
Fe	1,67	0,03	0,12	0,04		
Mg	3,1	4,69	4,24	3,70		
Ca	1,86	2,38	1,93	2,00		
Na	0,31	0,46	0,78	0,76		
K	0	0,06	0,20	0,13		
V	0	0				
Cr	0,01	0,01		0,037		

1, 2 - паргасит с Андрее-Юльевской площади, 3 – Греции, 4 – Пакистана.

Анализы проб 1 и 2 проводились в Институте геологии и геохимии УрО РАН, на приборе «Cameca-SX100», при ускоряющем напряжении 15 КВ, и токе на образце 30 нА. Аналитик Гмыра В.Г.

Литература

1. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974.

2. Кисин А.Ю. Паргасит из рубиноносных мраморов Урала. // Ежегодник 1990. Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН, 1991. С. 96.

3. *Кисин А.Ю*. Коллекционные рубины участка «Алабашка» // Уральская минералогическая школа – 2005, Мат-лы Всеросс. науч. конф. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2005. С. 109-113.

4. *Кисин А.Ю*. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера, 2007, № 1. С. 90-108. 5. *Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A. E. et al.* Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia: Towards a new genetic model // Ore Geology Reviews. 2008. V. 38. P. 169-191.

6. *Proyer A., Mposkos E., Baziotis I., Hoinkes G.* Tracing high-pressure metamorphism in marbles: Phase relations in high-grade aluminous calcite–dolomite marbles from the Greek Rhodope massif in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂ and indications of prior aragonite // Lithos. 2008. V. 104. P. 119–130.
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИНКОВЫХ ШПИНЕЛЕЙ С НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Степанов С.Ю., Алексеев В.И.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург

Цинковая шпинель – ганит является акцессорным минералом, встречаемым в породах с совершенно различным происхождением. Наибольшим распространением среди магматических горных пород цинковые шпинели пользуются в гранитах. Нередко они обнаруживаются в метаморфических породах, являющихся продуктами изменения совершенно различных исходных горнопородных образований. К примеру, цинковые шпинели были отмечены в скарнах Кусинско-Копанской габбровой интрузии, в сланцах Больших Кейв [1], в пегматитовой провинции Борборема северовосточной части Бразилии [3], гидротермальных образованиях рудного узла Франклин (США).

При минералого-петрографических исследованиях горных пород с различных месторождений Южного Урала авторами среди стандартного набора акцессорных минералов были обнаружены цинковые шпинели. В ходе исследований впервые ганит был отмечен в гранитных пегматитах Санарского массива, а также были исследованы зелёные шпинели из хлоритовых пород Большой Шишимской копи, и, не так давно обнаруженные профессором В.А. Поповым ганиты синего цвета в везувиан-гранатовых породах копи Веслёкина-Гуленко. Помимо материалов, отобранных при полевых исследованиях, были изучены шпинели из коллекций, хранящихся в Горном музее месторождений Финбо (Шведция) и Франклин (Нью-Джерси, США).

Многочисленные данные, опубликованные как в отечественных, так и в зарубежных изданиях, свидетельствуют об образовании ганитов преимущественно в связи с метаморфическим преобразованием высокоглиноземистых пород и при процессах формирования гранитных пегматитов. Стоит отметить тесную парагенетическую связь цинковых шпинелей с сульфидным полиметаллическим и редкометальным оруденением.

Ганитовая минерализация была установлена в гранитах Санарского массива, в одной из пегматитовых жил вскрытой неподалёку от дороги Верхняя Санарка - Каменная Санарка. Ганит встречается в виде изометричных зёрен с частично проявленным собственным огранением (рис. 1.в.), представленным гранями октаэдра. Преобладают в огранке кристаллов шпинели поверхности совместного роста с кварцем и полевым шпатом (рис. 1.а.). Морфологические особенности индивидов ганита указывают на образование минерала синхронно с главными минералами гранитного пегматита, вероятно, в ходе прямой кристаллизации. Особенностью химического состава цинковых шпинелей из гранитных пегматитов является наибольшее содержание ZnO по сравнению с Zn-шпинелями в других парагенезисах и полное отсутствие MgO. Фигуративные точки, соответствующие химическим анализам ганитов, на тройной диаграмме в координатах Fe-Mg-Zn, располагаются в поле составов наиболее характерных для гранитов (рис. 3). Для сравнения в ходе исследования были изучены ганиты из гранитных пегматитов месторождения Финбо в Швеции. По химическому составу у шпинелей с Южного Урала и с шведских месторождений наблюдается сходство в содержании и распределении главных минералообразующих элементов, а также отмечается и однородное строение минералов с равномерным распределением химических элементов (рис. 2.а). Однако, для шпинелей с гранитных пегматитов Финбо отмечены вростки полиминерального строения (рис 2.в). Часто наблюдаются врастания центральная часть которых выполнена сфалеритом, а краевая - галенитом. В одном кристалле было обнаружено 200 микронное включение. Краевые части его сложены галенитом, центральные части сфалеритом, на контакте сульфидов располагается хлорит и отмечен индивид монацита с повышенным содержанием Nb (рис. 2.г).



Рис. 1. Микрофотографии шлифов ганитсодержащих пород в проходящем свете. а, в – ганиты из пегматитов Санарского гранитного массива. На рис. 1.а. в срезе наблюдается поверхность одновременного роста ганита с кварцем; б, г – синие ганиты с копи Весёлкина-Гуленко (Шишимские горы).

Следующим местом обнаружения ганитовой минерализации стали Большая Шишимская копь и копь Веселкина-Гуленко входящие в серию знаменитых минеральных копей Златоустовского горного округа, минерализация которых связана с внедрением габбрового Кусинско-Копанского интрузива в толщу доломитовых мраморов Саткинской свиты. Ганиты Большой Шишимской копи обнаружены в хлоритовых и тальк-хлоритовых сланцах. Здесь шпинелевая минерализация приурочена к пустотам в сланцах, представляющих собой разнообразные трещины. На стенках трещин нарастают хорошо огранённые кристаллы размером до 0,5 см: магнетита, перовскита, гематита, ганита, герценита и др. минералов. Меньшим распространением пользуются шлироподобные выделения тех же минералов в хлоритовых породах. Ганит, обнаруженный в хлоритовых и серпентин-хлоритовых породах, встречается в виде сложно огранённых зёрен и реже идиомрнфых кристаллов октаэдрического габитуса. По своему химическому составу (табл. 1) исследуемые ганиты являются высокомагнезиальными с малым содержанием ZnO и FeO, вследствие чего их следует считать обыкновенной шпинелью зелёный цвет которой обусловлен примесью цинка. Приуроченность шпинелевой минерализации к трещинам в низкотемпературных хлоритовых и серпентин-хлоритовых породах указывает на образование шпинелей в последние этапы развития сложного и долго развивающегося геолого-минералогического объекта, за которым закрепилось название Большая Шишимская копь.

Ofmanau		Химические элементы в wt %													
Образец	Al	Mg	Fe	Zn	Mn	Na	Si	Ca	0	Сумма					
S-1.1	27,77	-	4,98	32,69	0,34	-	-	-	34,22	100					
S-1.2	27,96	-	5,37	31,93	0,4	-	-	-	34,34	100					
S-1.3	27,71	-	5,03	32,75	0,32	-	-	-	34,19	100					
S-1.4	9,29	-	6,85	54,25	0,61	0,6	1,34	0,24	23,92	97,1					
S-1.5	22,42	-	4,96	41,18	-	-	-	-	31,44	100					
Sh-1	36,86	15,51	2,18	1,24	-	-	-	-	44,22	100,01					
Sh-2	35,66	15,81	3,34	1,43	0,26	-	-	-	43,5	100					
Sh-3	36,18	15,61	2,92	1,4	0,2	-	-	-	43,69	100					
V.G1	30,35	3,62	2,02	26,67	0,43	-	-	-	36,9	99,99					
V.G2	29,56	2,70	1,15	30,00	0,52	-	-	-	36,06	99,99					
F-1	30,57	1,71	2,09	29,49	0	-	-	-	36,13	99,99					
Fr-1	24,90	-	7,68	33,95	0,64	-	-	-	32,84	100,01					
Fr-2	1,90	3,29	38,73	22,71	5,64	-	-	-	27,73	100					

Таблица. Химический состав ганитов из разных месторождений.

S – гранитные пегматиты Санарского массива, Sh- хлоритовые и серпентин-хлоритовые породы Большой Шишимской копи, V.G. –везувиан-гранатовые породы копи Весёлкина-Гуленко, F –гранитные пегматиты месторождения Финбо (Швеция), Fr – горный округ Франклин (Нью-Джерси, США). Аналитик: В.Ф. Сапега. Прибор: электронный микроскоп-микроанализатор CamScan MV 2300.

Севернее Большой Шишимской копи находится горная выработка, за которой закрепилось название копи Весёлкина-Гуленко. Здесь ганит синего цвета встречается в виде вкрапленности в везувиан-грантовых метасоматитах. Синяя цинковая шпинель в шлифе образует небольшие изометричные зёрна с плохо проявленным кристаллографическим огранением (рис. 1.г), размером в среднем 0,1-0,2 мм. Однако, некоторые индивиды по своим размерам могут достигать 0,7-0,8 мм. Характер огранения индивидов шпинели мало зависит от размера зерна. Особенностью шпинели в проходящем свете является наличие яркой голубоватой окраски, в краях зёрен усиливающейся и доходящей до густых синих цветов, да и в общем для зёрен отмечается пятнистость в распределении цвета. Для крупных индивидов характерно наличие включений рудного минерала, размер которого менее 0,1 мм. В небольших зёрнах такая особенность фиксируется крайне редко. Шпинель часто встречается в межзерновых промежутках гранатов. Хотя нередко обнаруживаются врастания шпинели непосредственно в индивидах гроссуляра, и столь же нередки вростки ганита в крупных индивидах везувиана (рис. 1.б).

Исходя из геологической позиции тела шпинельсодержащих скарнов, морфологических особенностей минералов, а также текстурно-структурных характеристик минерального агрегата, для него возможно предположить следующую историю образования. Везувиан-гранатовый метасоматит развивался по габброидам. Синяя шпинель явно образовалась раньше, чем гранат и везувиан, о чём свидетельствуют захваченные включения ганита в минералах. За образованием шпинели следует кристаллизация основной массы граната и везувианов первой генерации. Конечным при формировании агрегата является процесс образования крупных индивидов везувиана, которые замещали мелкосреднезернистую везувиан-гранатовую массу.



Рис. 2. Микрофотографии зёрен ганитов в отражённых электронах. а – ганит из пегматитов Санарского массива; б – Zn-шпинель из таклык-хлоритовых пород Большой Шишимской копи с включениями вёстита; в, г – ганит из гранитных пегматитов Финбо (Шведция) с полиминеральными включениями.

Основываясь на данных, полученных при геологических и минералого-петрографических исследованиях для скарновых пород Шишимских гор, возможно выделить две стадии развития шпинелевой минерализации. В первую происходило обазование ганитов с высоким содержанием ZnO (табл.). Шпинель образовывалась при метасоматическом преобразовании габброидов при высоких температурах, результатом которого стало формирование везувиан-гроссуляровых скарнов. В пользу этого свидетельствует не только морфологические особенности кристаллов ганита, но и положение фигуративных точек, отражающих химический состав шпинели, на тройной диаграмме в координатах Zn-Fe-Mg (рис. 2). По своему составу Zn-шпинели первой стадии соответствуют шпинелям различных метаморфических пород и, в том числе, скарнов, развивающихся по породам с повышенными содержаниями ZnO. Ко второй стадии развития шпинелевой минерализации относятся процессы образования Zn-содержащих шпинелей в хлоритовых и серпентин-хлоритовых сланцах Большой Шишимской копи при формировании скарнов выполнения полостей. По своему химическому составу шпинели соответствует ганитам, обнаруживаемым в мраморах [4] или низкотемпературных метасоматитах. Формирование такого рода скарнов является процессом переотложения и перераспределения минерального вещества. При этом содержание ZnO в шпинелях снижается в несколько раз, но минерал по-прежнему демонстрирует цинковую геохимическую специфику первичных пород.



Рис. 3. Тройная диаграмма в кординатах Zn-Mg-Fe с полями составов наиболее характерными для различных пород [4] и расположением на ней фигуративных точек, соответующих анализам ганитов с различных месторождений. Поля составов: 1 – мраморы, 2 – метаморфизованные сульфидные руды в породах обогащённых Mg, Ca и Al, 3 – метаморфизованные сульфидные руды в породах обогащённых Fe и Al, 4 – метабазиты, 5 – граниты, 6 – гидротермально преобразованные богатые Fe и Al метаосадочные и метавулканические породы, 7 – обогащённые алюминием гранулиты.

Для наиболее подробной характеристики ганитовой минерализации при исследованиях были изучены шпинели, не встреченные в месторождениях Южного Урала, связанные с гидротермальными полиметаллическими сульфидными рудами. Примером такого рода месторождений являются рудники горного округа Франклин (Нью-Джерси, США). Здесь Zn-шпинель встречается в виде кристаллов октаэдрического габитуса размером до нескольких сантиметров. Наиболее характерной отличительной особенностью ганитов этого месторождения является преобладание в окраске жёлтых тонов. А вот по химическому составу (табл. 1) Zn-шпинели гидротермальных сульфидных жил близки к шпинелям гранитных пегматитов. Общим для них является высокое содержание ZnO и отсутствие или крайне низкое содержание MgO. Отличительная особенность ганитов, связанных с сульфидной минерализацией, от шпинелей гранитных пегматитов – повышенное содержание железа. В шпинелях гранитных пегматитов наблюдались полиминеральные хлорит-галенит-сфалеритовые включения, а в шпинелях месторождений округа Франклин наблюдаются врастания сложной формы, представленные шпинелями с крайне высоким содержанием железа и почти полным отсутствием Al.

В ходе исследований для месторождений Южного Урала были отмечены два главных парагенезиса ганитовой минерализации. Для первого характерна связь Znшпинелей с гранитными пегматитами (Санарский гранитный массив). Второй представлен различными скарновыми породами: везувиан-гранатовыми хлоритовыми, тальк-хлоритовыми. Наиболее яркой выраженной отличительной особенностью шпинелей из гранитных пегматитов Санарского массива по сравнению с ганитами скарнов Кусинско-Копанской габбровой интрузии является полное отсутствие в составе Мд. Менее заметны отличия по содержанию Fe и Zn в ганитах гранитных пегматитов. Содержание этих элементов выше, чем в Zn-шпинелях скарнового парагенезиса. С учётом того, что ганит в гранитных пегматитах является спутником редкометального оруденения [6], обнаружение этого минерала в гранитных пегматитах Санарского массива позволяет ожидать при детальных минералого-петрографических исследованиях выявления широкого распространения таких минералов как ильменорутил, танталит и колумбит. На которые, вероятно, не обращалось внимания при добыче камнесамоцветного сырья в районах уникальной минералогической провинции за которой закрепилось название «Русской Бразилии».

Литература

1. Жданов В.В., Матвейчик В.С., Куранова В.Н. Ганит из сланцев Больших Кейв // Записки Российского минералогического общества, 1981, Ч. 114, Вып. 6. С. 611-614.

2. Орлова М.П., Богдасаров Э.А., Соседко Т.А. Шпинель и перовскит из пород эндоконтаковой зоны Кондёрского массива // Записки Российского минералогического общества, 1979, Ч. 108. Вып. 5. С. 700-712.

3. *Ghosh B., Some S., Thakur A.* Petrogenesis of Zincian Spinel from Mamandur Base Metal Sulphide Prospect, Tamil Nadu // Journal geological society of India. V. 78, October 2011, P. 365-369.

4. *Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S.* Zincian spinel associated with metamorphosed Proterozoic base-metal sulphide occurrences, Colorado: A re-evaluation of gahnite composition as a guide in exploration // Can. Min., V. 43, 2007, P. 601-622.

5. Soares D., Beurlen H., Ferreira A. Chemical composition of gahnite and degree of pegmatitic fractionation in the Borborema Pegmatitic Province, northeastern Brazil // Anais da Academia Brasileira de Ciências, V. 9(3), 2007, P. 395-404.

6. *Szuszkiewicz A., Krzysztof L.* Gahnite from siedlimowice, strzegom-sobotke granitic massif, Sw Poland // Mineralogia Polonica V. 35, № 2, 2004, P. 15-20.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЛАЗЕРНОГО ИСПАРИТЕЛЯ NWR-213 ПРИ АНАЛИЗЕ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ НА HR-MC-ICP-MS NEPTUNE PLUS

Стрелецкая М.В.¹, Киселева Д.В.¹, Зайцева М.В.²

¹Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого, г. Екатеринбург ²Физико- технологический институт УрФУ, г. Екатеринбург

Исследования изотопного состава являются одними из самых востребованных в геологии и геохимии. Соотношение различных изотопов в породе или минерале дает важную информацию об источнике вещества (или о смешении нескольких), о его возрасте, эволюции.

Традиционно для измерения изотопных отношений используют масс-спектрометры с термоионизационными источниками ионов, как наиболее стабильные и обеспечивающие минимальную погрешность определения изотопных отношений. Однако в последние десятилетия широкое распространение мультиколлекторных приборов с аргоновой индуктивно связанной плазмой открыло новые возможности избежать недостатков, присущих термоионизационным масс-спектрометрам (табл. 1).

Таблица 1. Сравнительная характеристика термоионизационных масс-спектрометров и масс-спектрометров с индуктивно связанной плазмой [1].

-Термоионизационный источник обладает	-Менее сложная пробоподготовка, быст-
наибольшей стабильностью	рый прямой ввод пробы при атмосфер-
-Отсутствие эффекта памяти	ном давлении
-Сильное фракционирование масс	-Фракционирование масс почти отсутст-
-Трудоемкость, сложность и длительность	вует и учитывается измерением стан-
проведения анализа	дартного образца
- TIMS малоэффективен для элементов,	-Дискриминация по массе
имеющих высокий первый потенциал	-Большие расходы аргона
ионизации атомов или не имеющих терми-	-Возможность определения изотопов
чески устойчивых форм (Zr, Mo, Ru, Sn,	практически всех элементов
Te, Hf, W, Ir, Pt)	-Погрешность измерения изотопных
-Погрешность измерения изотопных от-	отношений (мультиколлектор с двойной
ношений 0,0001-0,0002%	фокусировкой) 0,0005-0,002%

Необходимость проведения прямого анализа веществ в твердом состоянии с целью избежать длительной и трудоемкой стадии химического разложения, а также исследования отдельных зерен минералов и их локальных характеристик привело к развитию лазерных систем высокой мощности для испарения (абляции) вещества с поверхности твердой пробы и переноса аэрозоля потоком газа в масс-спектрометр для дальнейшего анализа.

Наиболее распространенными сейчас являются системы, основанные на технологии Nd:YAG-лазеров с первичной длиной волны 1064 нм, но с оптическими компонентами для удваивания (532 нм) и учетверения (266 нм) рабочей частоты. Эти усовершенствованные УФ-лазеры стали пригодны для гораздо большего диапазона образцов; вдобавок использование более совершенной оптики позволило получить более однородный профиль лазерного пучка для оптимальной плотности энергии при взаимодействии с матрицей пробы. Это привело к уменьшению размеров аналитического пятна и контролируемому процессу абляции независимо от материала пробы, что являлось критичным при анализе поверхностных дефектов, пятен и микровключений. Сегодня лазерная абляция считается надежным методом ввода пробы для ICP-MS, который позволяет получать данные высочайшего качества при прямом анализе твердых или порошкообразных проб. Некоторые из многих преимуществ данного метода включают:

– Прямой анализ веществ в твердом состоянии без растворения;

– Способность анализировать практически любой вид твердых веществ, включая горные породы, минералы, металлы, керамики, полимеры, растительный материал и биологические образцы;

- Чувствительность порядка единиц ppb – ppt непосредственно в твердом веществе;

– Минимизация загрязнений вследствие отсутствия стадий разложения/растворения;

Снижение полиатомных спектральных наложений по сравнению с распылением растворов;

- Исследование малых пятен, включений, дефектов на поверхности пробы;

- Элементное картирование по поверхности образца;

– Глубинное профилирование для изучения тонких пленок, покрытий и напылений.

В лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН установлена и запущена в эксплуатацию установка для лазерной абляции третьего поколения NWR-213 (New Wave Research, CША). Эта установка с УФ - Nd:YAG - лазером с рабочей длиной волны 213 нм. Такой лазер обеспечивает постоянные значения плотностей энергии при изменении размеров пятна; за счет более тонкого распределения частиц увеличивается эффективность переноса аэрозоля в плазму, что способствует повышению чувствительности и уменьшению отложений в плазменном интерфейсе.

Приставка оборудована микроскопом, видеокамерой, поляризаторами, проходящим светом, что является незаменимым при работе с тонкими шлифами для выбора области анализа. Абляционная ячейка продувается инертным газом – гелием. Регулируемая ширина лазерного пучка позволяет получать на анализируемой поверхности кратеры различного диаметра – от 3 до 110 мкм. Реализованы различные способы абляции – абляция в точке, сканирование вдоль линии, растр по линии, произвольная ломаная кривая, сканирование площади по линии, растр по площади.

NWR-213 состыкована с мультиколлекторным масс-спектрометром с индуктивно связанной плазмой Neptune Plus (Thermo, Германия) с двойной фокусировкой и секторным магнитным полем.

Нами была проведена предварительная оценка возможностей изотопного массспектрального анализа с использованием лазерной абляции. Для анализа использовался международный стандартный образец стекла NIST SRM 612 (NIST, США). Благодаря гомогенности, многократным исследованиям элементного и изотопного состава, широкой доступности он является универсальным для калибровки, тестирования и оптимизации систем лазерного испарения [3]. Хотя NIST 612 не аттестован по величинам изотопных отношений, в базе данных GeoReM (Институт Макса Планка, Майнц, Германия, http://georem.mpch-mainz.gwdg.de) размещена информация о значениях изотопных отношений, определенных рядом исследователей из различных организаций, которые можно считать опорными.

С целью выбора оптимальных условий лазерного испарения были опробованы различные режимы работы лазера (частота, мощность, абляция в точке/по линии и т.д.).

В итоге использовали диаметр апертуры лазерного пучка 50 мкм, частоту 20 Гц и энергию 100%.

В таблице 2 приведены операционные условия масс-спектрометра Neptune Plus при анализе изотопных отношений свинца в NIST SRM 612.

Таблица 2. С	Эперационные	условия	работы мас	с-спект	рометр	pa Ne	ptune	Plus
1	1	J						

Система ввода образца									
Охлаждающий газ [л/мин]	15,00								
Вспомогательный газ [л/мин]	0,968								
Плазмообразующий газ [л/мин]	1,0								
Мощность радиочастотного генератора [Вт]	910								

Расстановка коллекторов Фарадея проводилась в соответствии с [2]:

L3-F	L2-F	L1-F	C-F	H1-F	H2-F	H3-F
²⁰² Hg	²⁰³ Tl	²⁰⁴ Pb	²⁰⁵ Tl	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb

Измерение состояло из 20 интеграций длительностью 8,389 секунд каждая. Время успокоения магнита 0,5 с. Таким образом время измерения составляло порядка 3 минут. Коррекция интерференций применялась к изотопным отношениям свинца по отношению Hg^{202/204}=4,35037. Для коррекции дискриминации масс применялась нормализация по отношению Tl^{205/203} = 0,418922 по экспоненциальному закону.

Полученные результаты в сопоставлении с опорными величинами изотопных отношений приведены в таблице 3.

Отношение	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb
	17,131	15,380	37,141	0,059
	17,207	15,424	36,991	0,059
	17,257	15,657	36,990	0,058
	17,193	15,597	37,202	0,058
Dooyury mon	17,160	15,564	37,125	0,058
гезультат	17,151	15,559	37,109	0,058
сдиничного	17,083	15,493	36,949	0,058
измерения	17,143	15,551	37,089	0,058
	17,125	15,532	37,044	0,059
	17,078	15,483	36,926	0,059
	17,115	15,524	37,026	0,059
	17,079	15,487	36,928	0,059
Среднее	17,143	15,521	37,043	0,059
GeoReM	17,094 - 17,160	15,5085 - 15,57	36,86 - 37,112	0,059

Таблица 3. Сопоставление полученных результатов с данными GeoReM

Как видно из таблицы, результаты определения изотопных отношений свинца в стандартном образце удовлетворительно согласуются с величинами, приведенными в базе данных GeoReM.

Таким образом, полученные предварительные результаты позволяют надеяться на успешное внедрение метода лазерного испарения для анализа изотопных отношений; дальнейшей задачей видится расширение круга определяемых изотопов и объектов (в первую очередь, минералов - геохронометров).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 12-05-31225 мол_а и 13-05-96036, а также УрО РАН, проекты № 13-05-022-УМА и 13-5-ИП-430.

Литература

1. Пупышев А.А., Сермягин Б.А. Дискриминация ионов по массе при изотопном анализе методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Екатеринбург: ГОУ ВПО УГТУ-УПИ, 2006. 133 с.

2. *Collerson, K. D., Kamber, B. S., Schoenberg, R.* Applications of accurate, high-precision Pb isotope ratio measurement by multi-collector ICP-MS // Chemical Geology. 2002. V. 188. P. 65–83.

3. Jochum K. P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang Q., Raczek I., Jacob D.E., Stracke A., Birbaum K., Frick D.A., Günther D., Enzweiler J. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines // Geostandards and Geoanalytical Research. 2011. V. 35. Issue 4. P. 397–429.

МИКРОЗЕРНИСТЫЙ КВАРЦ В СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОЙ ЖИЛЕ ИЗ ШАРТАШСКОГО ГРАНИТНОГО КАРЬЕРА (Г. ЕКАТЕРИНБУРГ)

Суставов О.А.

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

В Шарташском щебеночном карьере (северо-восточная окраина г. Екатеринбурга), располагающемся в центральной части одноименного гранитного массива (геологическое строение массива и расположение карьера приводятся в статье [1]), наблюдаются пересекающие граниты главным образом субширотные крутопадающие сульфидно-кварцевые жилы, окруженные метасоматическими оторочками гумбеитизации. Мощность жил и околожильных оторочек измеряется преимущественно первыми сантиметрами, протяженность жил по простиранию – первыми десятками метров. Околожильные гумбеиты и минеральный состав жил достаточно подробно описаны ([3] и ссылки в этой работе); главные минералы вмещающих метасоматитов – кварц, микроклин, серицит, карбонаты (кальцит, доломит). Эти же минералы присутствуют и в жилах; главные рудные минералы жил – шеелит, пирит, сфалерит, тетраэдрит, галенит.

В восточной стенке Шарташского карьера нами в 1998 году был отобран образец залегающей в гранитах и окруженной каймой гумбеитизации кварцевой жилы мощностью 10 мм. По данным изучения шлифов, в жиле присутствует микрозернистый (зерна размерами менее 0,2 мм [2]) кварц (МК), который образует вытянутое субпараллельно зальбандам выделение в агрегате преобладающего более крупнозернистого кварца с размером зерен до 2 мм (индивиды этого кварца будем называть «крупными индивидами»). Один из крупных кварцевых индивидов огибается осевой полосой МК (рис. *a*).

Размеры зерен МК 0,05-0,15 мм, структура аллотриоморфнозернистая (рис. δ , ϵ). Заметного количества видимых минеральных примесей в МК не наблюдается. На границах с окружающими крупными индивидами МК местами образует вдающиеся в индивиды цепочки зерен (рис., δ) или же крупные индивиды заходят в агрегат сплошного МК выступами, внутри которых имеются мелкие кварцевые включения, в том числе имеющие размеры 0,01-0,03 мм (см. рис., ϵ).

На основании приведенных данных может быть предложена следующая *модель* процесса кристаллизации кварца в рассматриваемой жиле.

Кристаллизация кварца в жиле начиналась с образования крупных индивидов – это следует, в частности, из огибания осевой полосой МК крупного кварцевого индивида (см. рис., *a*).

На завершающей стадии роста крупных индивидов состояние (степень пересыщения [5]) кварцобразующих растворов, присутствующих в жильной полости, изменилось и стало таковым, что в растворе одновременно возникло большое число новых кварцевых зародышей. Их быстрый рост привел к образованию агрегата МК. Подобным наступлением в процессе кристаллизации такого момента, когда начинается резкое увеличение скоростей образования и роста зародышей, объясняют смену крупных зерен мелкозернистыми агрегатами и при кристаллизации магматических расплавов [5].

Кристаллизация МК сопровождалась завершением роста крупных индивидов у границ выделений МК. Здесь в кварцобразующем растворе могли возникать цепочки кварцевых зародышей, ориентированные поперек границ выделений МК. Кварцевые зародыши в этих цепочках и внутри выделений сплошного МК росли одновременно с непосредственно прилегающими к МК частями крупных индивидов (рост последних завершался вместе с окончанием кристаллизации МК). Это приводило к образованию цепочек зерен МК, ориентированных поперек границы выделения сплошного МК (рис. δ).



Рис. Жила с МК (сечение перпендикулярно стенкам): a – призальбандовая часть жилы (l - относительно крупнозернистый кварц; A - наиболее крупный индивид, сечение перпендикулярно оси c; 2 – МК; 3 - минеральные примеси по границам осевой полосы МК; 4 - пирит; 5 - вмещающая порода); δ , e - группы зерен МК, в том числе не до конца выросших, цементируются краевыми частями крупных индивидов кварца (черное); вверху - сплошной агрегат МК; николи скрещены, ширина микрофотографий: δ – 0,9 мм, e – 0,5 мм.

В других случаях кварцевые зародыши, образующиеся в растворе вблизи от крупных индивидов, не дорастали до размеров зерен МК (0,05-0,15 мм) и цементировались прилегающими к МК частями крупных индивидов в виде мелких (размерами в 0,01-0,03 мм) кварцевых включений (рис., *в*). Подобный переход от захвата крупными индивидами мелких кварцевых включений к кристаллизации МК описан и в кварцевых жилах других районов ([4], стр. 21-22).

Литература

1. Прибавкин С.В., Вотяков С.Л. Амазонитсодержащие пегматиты Шарташского массива (Средний Урал): минералогия, петрогенезис // Записки РМО. 2004. № 4. С. 10 - 20. 2. Выта В. Мариноссия 4. Петрографический адорарь. М.: Цаяра, 1080, 500 с.

2. Рыка В., Малишевская А. Петрографический словарь. М.: Недра, 1989. 590 с.

3. Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В. и др. Гумбеитовая формация Урала. М: Геологич. ф-т МГУ. 1997. 100 с.

4. *Суставов О.А.* Структуры кристаллизации кварца в жильных полостях / Урал. минерал. школа – 2005. Екатеринбург: Изд. УГГУ, 2005. 93 с.

5. *Vernon R.H.* A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 2004. 578 p.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ КОЛУМБИТА СВЕТЛИНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ

Суставов С.Г.¹, Огородников В.Н.^{1,2}, Шагалов Е.С.^{1,2}, Главатских С.П.²

¹Уральский государственный геологический университет, г. Екатеринбург Sustavov.S@ursmu.ru

²Институт геологии и геохимии им ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург shagalov@igg.uran.ru; glavatskih.stepan@gmail.com

Светлинское поле камерных пегматитов расположено в западном экзоконтакте Борисовского массива гранитойдов, и находится на западном крыле Кочкарского мегантиклинория. Пегматитовые жилы залегают в верхней части Еремкинской метаморфической толщи. Породы толщи сложены биотит-кварцевыми, ставролит-биотит-кварцевыми, ставролит-мусковит-кварцевыми, гранат-биотит-кварцевыми, кварц-биотитплагиоклазовыми кристаллическими сланцами с прослоями мраморов и существенно плагиоклаз-амфиболовых пород [2].

По мере удаления от Борисовского массива пегматитовые тела постепенно сменяются высокотемпературными кварцевыми жилами. Продуктивные пегматитовые жилы пространственно приурочены к плащеобразным телам лейкократовых гранитов. В их строении наблюдаются следующие характерные зоны: аплитовая, графическая, блоковая, альбитовая оторочка вокруг кварцевого ядра и друзовые полости под кварцевым ядром [3, 5].

Первое упоминание о Светлинском месторождении относится к 1939 году, когда на территории Светлинского смотрительства Кочкарского приискового управления треста «Кочкарьзолото» была открыта хрусталеносно-золотоносная россыпь Анненская. В 1950 году была организованна Светлинская геологоразведочная партия, проводившая сначала геологоразведочные, а затем и эксплуатационные работы. Разработка месторождения была окончена в 1972 году в связи с низким содержанием пьезокварца. Пегматитовые жилы Светлинского месторождения в 1965-1967 годы оценивали на редкометальное сырье, но опробование показало низкие содержания тантало-ниобатов. В 1981-1983 годах была проведена оценка пегматитовых жил на камнесамоцветное сырье, но также получено отрицательное заключение. Тем не менее, пегматитовые жилы месторождения хитнически отрабатывают и в настоящее время.

Материалом для исследования послужил шлиховой материал, отобранный из россыпей Светлинского месторождения. Материал шлиховой пробы был разделен на фракции +1,0, -1,0+0,5, -0,5+0,25 и -0,25 мм. Основная работа была проведена во фракции -0,5+0,25 мм, как наиболее представительной по количеству и разнообразию минерального материала. В результате изучения в шлихе были установлены следующие минералы: танталит-колумбиты, магнетит, ильменит, гематит, монацит, касситерит, микролит, золото, пухерит, клинобисванит, ставролит, спессартин, альмандин, бисмутит, циркон. В виде единичных зерен кристаллов встречены ксенотим, ганит, бледно-розовая шпинель, шеелит, рутил, пирит и халькопирит. Часть минералов встречается в виде хорошо образованных кристаллов. Это минералы группы танталита-колумбита, монацит, магнетит, спессартин, альмандин, микролит, ставролит, циркон, ксенотим и золото.



Рис. 1. Типы кристаллов: а – столбчатый, б – арсенопирито-подобный, в – уплощенноблочный, г – копьевидный, д – зубиловидный, е – чечевицеобразный.

Одними из наиболее распространенных в шлихе являются минералы группы танталита-колумбита. Они образуют различные по морфологии кристаллы: от длинно-призматических до уплощенно-призматических и чечевицеобразных. Изучение морфологии кристаллов было выполнено на гониометре ГД-1. В результате на кристаллах были установлены следующие простые формы: пинакоиды a {100}, b {010}, c {001}; ромбические призмы m {110}, g {130}, y {160}, e {201}, i {101}, k {011} и ромбические дипирамиды o {131}, n {211}, u {111}.

Большое морфологическое разнообразие кристаллов послужило основой для разделения их на пять групп. В первую группу попали столбчатые кристаллы с удлинением, которое колеблется от 1:6 до 1:8 (рис. 1а). Поперечное сечение может быть округлым или прямоугольным. В последнем случае кристаллы заметно уплощены в плоскости второго пинакоида. Степень уплощения кристаллов варьирует от 3:5 до 2:5. В огранении головки подобных кристаллов присутствует или одна дипирамида o {131}, или в комбинации с ромбической призмой e {201}. Наибольшим совершенством обладают грани вертикального пояса, грани головки часто содержат те или иные дефекты. В ряде случаев в краевой части кристалла наблюдается конусовидная головка, образованная гранями прислонения и индукционными поверхностями (рис. 2а). В отдельных случаях «корневая» часть кристалла представлена остропирамидальной комбинированной поверхностью, состоящей из узких плоских граней и более широких ячеистых. Последние несколько напоминают индукционные.



Рис. 2. Вид минералов в шлихе: а – конусовидное окончание столбчатого кристалла, б – расщепление уплощенно-блочного кристалла, в – радиальный сросток уплощенно-блочных кристаллов, г – двойник из индивидов третьего типа, д – зональнай кристалл танталита-(Mn), е – цепочечные вростки монацита в кристаллы четвертого типа.

Вторая группа кристаллов представлена уплощенно-блочными индивидами с преобладающими гранями трех пинакоидов (рис. 1в, 2б). Уплощение происходит в плоскости второго пинакоида, грани которого наиболее развиты на кристаллах. Соотношение линейных размеров по трем координатным осям колеблется в пределах от 4:1:6 до 6:1:10. Кристаллы с незначительным развитием остальных простых форм расцеплены в плоскости (100) (рис. 2в). В некоторых случаях на гранях второго пинакоида наблюдаются грубые вицинали, повторяющие форму грани. В единичных кристаллах наблюдается изгиб в плоскости (010) в результате пластической деформации. В ряде случаев грани ромбической дипирамиды u {111} и ромбической призмы e {201} сильно увеличиваются за счет граней первого и третьего пинакоидов, придавая головке заостренную форму.

Кристаллы третьей группы имеют уплощенно-копьевидную форму с развитым вертикальным призматическим поясом (рис. 1г). Линейные размеры кристаллов соотносятся в среднем как 2:1:4. Наиболее развиты в вертикальном поясе грани второго пинакоида $\{010\}$, в то время как грани первого пинакоида и ромбической призмы g $\{130\}$ на разных кристаллах могут иметь разную площадь. На гранях головки наряду с наиболее встречаемыми простыми формами – ромбической призмой e $\{201\}$ и ромбической дипирамидой o $\{131\}$, на некоторых кристаллах отмечаются грани ромбической дипирамиды n $\{211\}$. Наибольшим совершенством поверхности обладают грани второго пинакоида. Грани остальных простых форм вертикального пояса в разной мере шероховаты. Поверхности граней головки менее совершенны и часто искажены.

Форма кристаллов четвертой группы напоминает несколько уплощенное зубило (рис. 1д). Линейные размеры кристаллов находятся в диапазоне соотношений от 2:3:6 до 1:1:5. Большинство кристаллов имеют поперечное сечение близкое к псевдотетрагональному, похожему на сечение кристаллов тапиолита [4]. Среди граней вертикального пояса доминируют грани первого и второго пинакоидов, несколько осложненные узкими гранями ромбических призм m {110}, g {130}. Среди граней головки доминируют грани первого и второго пинакоидов, несколько осложненные узкими гранями ромбических призм m {110}, g {130}. Среди граней головки доминируют грани ромбической призмы e {201} одни или слегка усложненные гранями ромбической дипирамиды o {131}. Грани первого и второго пинакоидов нередко имеют мелкобугристую поверхность. Ближе к головке в плоскости (100) кристаллы начинают утолщаться, испытывая слабое расщепление. На гранях первого и второго пинакоидов нередко имеют мелковаются белые четырехугольные включения, одиночные или вытянутые в виде цепочки из трех или четырех изолированных включений вдоль оси c (рис. 2е). Размер включений менее 0,1 мм. По данным рентгеноспектрального определения состава, включения представлены монацитом-(Ce).

Пятая группа кристаллов резко отличается от остальных по размерам, которые в два раза меньше и имеет чечевицеобразную форму (рис. 1е). Диапазон соотношений по трем координатным осям варьирует от 2:1:2 до 3:1:3, принимая иногда значения 3:2:1. По сравнению с другими кристаллами большим удлинением они обладают по оси x, даже при равенстве соотношений по оси z они несколько короче. В единичных случаях встречаются кристаллы, резко уплощенные по оси z. Преобладающими гранями на кристаллах является грани ромбической призмы g {130}, площадь которых увеличивается за счет граней второго пинакоида. В огранении головки появляются грани ромбических призм i {101} и k {011}, которые отсутствуют в огранении других кристаллов. При резком уплощении кристаллов по оси z на головке доминирующей гранью становится третий пинакоид.

Хорошо образованных кристаллов, представленных танталитом-(Mn), в шлихе не встречено, отдельные обломки подобных кристаллов соответствуют по форме второй группе кристаллов (рис. 2д). В шлихе был встречен единичный кристалл

длиннопризматической формы, вытянутый по оси z. Внешне он больше всего был похож на кристалл арсенопирита, но имел черный цвет (рис. 1б). При уточнении его состава было установлено, что он относится к танталиту. На кристалле установлены следующие простые формы: две ромбические призмы m {110}, i {101} и два пинакоида b {010}, c {001}. Последние представлены узкими едва заметными гранями, при резком развитии граней призмы m {110}. По сравнению с другими кристаллами он несколько уплощен по оси x.

В единичных случаях в шлихе отмечаются двойники срастания по е (201), состоящие из двух уплощенных индивидов третьего типа (рис. 2г).

Химический состав минералов группы колумбита выполнен на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV в лаборатории ФХМИ института геологии и геохимии с ЭДС-приставкой INCA X-Мах (табл. 1). Состав каждого кристалла определялся в центре и краевой зоне, если была выявлена зональность или включения в теле кристалла, то отдельно анализировалась каждая зона и включения. Отдельно были проанализированы зерна, окраска которых изменялась от бледно-розовой до насыщенно красной и черные зерна с ясно выраженными красновато-бурыми рефлексами.

При изучении химического состава кристаллов и зерен тантало-ниобатов были выявлены некоторые закономерности. Основная масса проанализированных кристаллов, относящихся к первым четырем типам, является колумбитом-(Fe). Лишь чечевицеобразные кристаллы пятого типа представлены колумбитом-(Mn). Кроме того, был встречен единичный «арсенопиритоподобный» кристалл, состав которого соответствовал танталиту-(Fe). Бледно-розовые зерна имеют состав (в масс. %) MnO 14,06-14,3 Nb₂O₅ 4,36-5,15 и Ta₂O₅ 80,55-81,58, а состав насыщенно красных зерен – MnO 12,27-12,48, FeO 1,79-2,0, Nb₂O₅ 3,53-3,92, Ta₂O₅ 81,81-82,20 и соответствуют танталиту-(Mn). Зерна с красно-бурыми внутренними рефлексами содержат в составе (в масс.%) MnO 14,69-16,93, FeO 2,10-3,66, Nb₂O₅ 50,39-57,28, Ta₂O₅ 23,69-31,26 и ответствуют колумбиту-(Mn).

Все кристаллы имеют различный состав в краевых и центральных частях. Изменения содержаний испытывают как двух, так и пятивалентные катионы. Все минералы, отвечающие железистым представителям группы, содержат в своем составе примесь TiO_2 , в то время как в марганцевых аналогах эта примесь отсутствует. Содержание ее в кристаллах варьирует от 0,43 до 2,26%, составляя в среднем 1,1%. В кристаллах колумбита-(Fe) в разных зонах кристалла эпизодически присутствуют примеси ThO_2 0,03-0,22% и UO₂ 0,05-0,55%. В остальных представителях группы эти примеси не установлены.

Наиболее близкими к своим крайним представителям являются минералы подгруппы танталита. Содержание молекулы танталита-(Fe) и танталита-(Mn) в этих минералах может превышать 90%. В то время как в наиболее распространенном колумбите-(Fe), содержание аналогичного минала находится в интервале 57-75%. Зональность, выявляемая в кристаллах, может быть контрастной, когда в отраженных электронах в кристалле насчитывается до шести зон (Puc. 3). Центральная зона представлена растворенным фрагментом, показывающим, что на начальных этапах растворы были достаточно кислыми и растворяли только образовавшиеся кристаллы. На внутренних зонах кристалла видно, что скорость роста в вертикальном направлении по оси c была выше, чем в поперечном по оси a. На заключительном этапе мощность новой зоны уже не зависит от направления. Каждая зона имеет свой специфический состав основных компонентов и элементов примесей. Содержание тантала и ниобия в них может меняться от 4-5% до 10% и более. Кристаллы, обладающие такой контрастной зональностью, претерпевают расщепление и дают веерообразные сростки кристаллов (Рис. 2в). При различии центральной части и краевой зоны кристалла в 1-2% попятивалентным кати-

ита из россыпеи Светлинского месторождения.	Сумма Кристаллохимическая формула	$100,00 (Fe_{0,58},Mn_{0,42})_{1,00}(Nb_{1,46},Ta_{0,50},Ti_{0,05})_{2,01}O_{0}$	$100,00 (Fe_{0,57},Mn_{0,43})_{1,00}(Nb_{1,40},Ta_{0,56},Ti_{0,05})_{2,01}O_{1,40}$	$100,00 (Fe_{0,64},Mn_{0,36})_{1,00}(Nb_{1,77},Ta_{0,19},Ti_{0,04})_{2,00}O_{1,77}$	$100,00 (Fe_{0,70},Mn_{0,30})_{1,00}(Nb_{1,80},Ta_{0,15},Ti_{0,05})_{2,00}O_{t}$	$100,00 (Fe_{0,72},Mn_{0,28})_{1,00}(Nb_{1,39},Ta_{0,58},Ti_{0,04})_{2,01}O_{0}$	$\begin{array}{ c c c c c c } \hline 100,00 & (Fe_{0,70},Mn_{0,30})_{1,00}(Nb_{1,63},Ta_{0,29},Ti_{0,10})_{2,02}O_{1} \\ \hline \end{array}$	$\begin{array}{ c c c c c c }\hline 100,00 & (Fe_{0,68},Mn_{0,33})_{1,01}(Nb_{1,46},Ta_{0,49},Ti_{0,06})_{2,01}O_{1} \\ \hline \end{array}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\left \begin{array}{c} 100,00 \end{array} \right \left(Fe_{0,74}, Mn_{0,27})_{1,01} (Nb_{1,36}, Ta_{0,59}, Ti_{0,05})_{2,00} O_{t} \right) \\$	$100,00 (Fe_{0,75},Mn_{0,26})_{1,01}(Nb_{1,69},Ta_{0,29},Ti_{0,02})_{2,00}O_{t}$	$100,00 (Fe_{0,61}, Mn_{0,39})_{1,00} (Nb_{1,76}, Ta_{0,20}, Ti_{0,05})_{2,01}O_{0}$	$100,00 (Fe_{0,63},Mn_{0,38})_{1,01}(Nb_{1,79},Ta_{0,17},Ti_{0,05})_{2,01}O_{0}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\left \begin{array}{c c} 100,00 \end{array} \right (Fe_{0,66},Mn_{0,34})_{1,00}(Nb_{1,77},Ta_{0,16},Ti_{0,07},U_{0,01})_{2,0}.$	$100,00 \qquad (Fe_{0,65},Mn_{0,35})_{1,00}(Nb_{1,87},Ta_{0,10},Ti_{0,03})_{2,00}O_{0}$	$100,00 (Fe_{0,66},Mn_{0,34})_{1,00}(Nb_{1,75},Ta_{0,17},Ti_{0,08})_{2,00}O_{t}$	$100,00 (Fe_{0,64},Mn_{0,36})_{1,00}(Nb_{1,77},Ta_{0,20},Ti_{0,03})_{2,00}O_{t}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{ c c c c c c }\hline 100,00 & (Fe_{0,68},Mn_{0,34})_{1,02}(Ta_{1,02},Nb_{0,88},Ti_{0,10})_{2,00}O_{1} \\ \hline \end{array}$	$100,00 \qquad (Mn_{0,69},Fe_{0,31})_{1,00}(Nb_{1,39},Ta_{0,61})_{2,00}O_{6}$	
NOMYICO	UO_2	0,13	0,00	0,00	0,05	0,00	0,21	0,20	0,27	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,55	0,00	0,48	0,00	0,05	0,12	0,00	0,00	0,00	
Mac %	ThO ₂	0,03	0,22	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,17	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	
autob rp octab, b	TiO ₂	1,00	0,97	0,93	1, 13	0,83	2,26	1,22	1,79	1,09	1,03	0,43	1, 19	1,05	1,04	1,69	0,76	1,86	0,70	0,73	0,78	0,69	1,94	0,00	
в минср еский сс	Ta2O5	29,20	31,91	11,89	9,72	33,27	17,52	28,42	24,50	33,68	17,75	17,75	10,55	9,66	9,44	10,31	6,30	10,88	12,52	10,22	11,32	12,73	53,24	34,63	
Xимич	Nb ₂ O ₅	50,84	48,34	66,79	68,49	47,48	60,06	51,15	54,29	46,59	63,16	61,96	67,63	68,70	68,87	66,92	72,18	66,35	66,59	68,44	67,53	66,41	27,60	47,12	
Clab kp	FeO	10,90	10,57	13,09	14,43	13,38	13,95	12,81	12,50	13,65	13,88	14,78	12,84	14,07	13,75	13,50	13,58	13,57	12,94	14,43	14,12	13,94	11,42	5,74	
	MnO	7,90	7,99	7,30	6,15	5,04	6,00	6,10	6,65	4,99	4,18	5,08	7,66	6,48	6,73	6,94	7,18	6,86	7,25	6,10	6,13	6,23	5,75	12,51	
Попожение	30НДа	центр	край	центр	край	центр	пром-1	пром-2	пром-3	край-1	край-2	центр	край	центр	край	центр	модп	край	центр	край	центр	край	включ.	центр	
Тип	кристалла	-	·				Ċ													ŕ				v	

	2	2
	ē	2
	F	5
	ď	5
	≥	
	C	5
	Ē	ł
	S	2
	Ĉ	5
	Ē	ł
	И	3
	E	3
	£	5
	٩	Ì
(-)
)	И	1
	P	2
	Ę	ł
	ť	5
	č	5
	۶	2
	+	
	R	2
	_	4
	Ê	2
	'n	1
l	5	2
	2	Ę
	F	-
	\overline{c}	3
	¥	1
	7	3
	Ë	1
	E	3
	2	-
	Ē	2
	~	5
	ĉ	5
	Ē	1
	3	2
	5	5
	Ξ	1
	Ζ	3
	2	ŝ
	μ	٦
	2	2
	Ε	
	5	3
	F	1
	Я	1
	Ξ	2
		2
	¥	1
	ц Ц	
	FAR K	AVI ANI
	CTAR K	AVI anto
	OCTAR V	Av anton
	COCTAR K	AVI an I AOA
,	IN COCTAR K	
,	CUN COCTAR K	AVI GDIAOO TIT
,	CKUU COCTAR K	AVI ANTAOA TITINA
,	IPCKNU COCTAR K	AVI ANTAON TITUTAN
>	AUPCKUN COCTAR K	AVI ANTAOA TITINAAT T
>	MUNECKUN COCTAR K	AVI UP LOOV THINTON LIN
>	UMUUPCKUU COCTAR K	AVI ANTAOA TITUTAAT TITUTA
57 V	X MMUUPCKUU COCTAR K	AN UNITARY TANA TITUTAL TITUTAL
~ ~ ~	X UMUUPCKUU COCTAR K	AN ANTAON THINKANT THINTING
· • •	X UMUUPCKUU COCTAR K	AN ADTACA TITUTAT TITUTAT IT
· • •	3 X UMUUPCKUU COCTAR K	W antoon minion mining in n
· • •	IIIЯ І ХИМИЧЕСКИИ СОСТЯВ К	A THIN TO THE TANK TH
1 17	тина – Химическии состав к	AN ANTON HIMAN INVIATION IN THE PARTY IN THE
	ОПИНЯ ХИМИЧЕСКИИ СОСТЯВ К	AN ANTARA HUMAN HUMAN I THINK
	ающина Химическии состав к	AN INTON HUMON HUMING IT BEHIND

онам зональность становится неконтрастной и в отраженных электронах не выявляется. Подобная зональность присуща основной массе кристаллов первого и третьего типов.



Рис. 3. Контрастная зональность в кристаллах второго типа, приводящая к расщеплению кристалла. Цифры показывают результаты анализа.

Анализируя поведение отдельных видообразующих элементов в составе минерала, определенных закономерностей в их поведении установить не удается, содержания их меняются статистически.

Интересным является зависимость окраски минералов группы от состава. Кристаллы колумбита-(Fe) имеют черную окраску, в зернах колумбита-(Mn) окраска черная, но наблюдаются красновато-бурые внутренние рефлексы. Окраска кристалла танталита-(Fe) также черная, а танталита-(Mn), если в составе первые проценты железа – красная. В случае отсутствия железа в составе минерала он приобретает бледно-розовую окраску.

Количественное определение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в минералах группы колумбита было проведено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000 в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН. В связи с невозможностью визуального разделения колумбита-(Fe), колумбита-(Mn), танталита-(Fe) и небольшого количества двух последних, для анализа были отобраны две пробы колумбит-(Fe) и танталит-(Mn) (табл. 2). Оба минерала хорошо различаются по цвету, хотя в пробу танталита могли попасть единичные зерна рутила.

По содержанию микроэлементов эти два минерала резко различаются. Для танталита-(Mn) характерны повышенные концентрации (в г/т): лития (71,95), цинка (88,17), рубидия (13,71), серебра (2410,66), легких лантаноидов: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, гафния (905,58), вольфрама (109,85) и тория (280,04) (рис. 4). Содержания этих элементов в несколько раз или на порядок больше чем у колумбита-(Fe). Состав его обогащен (в г/т): скандием (131,03), титаном (754,99), иттрием (128,11), тяжелых лантаноидов (Dy, Ho, Er, Tm, Yb) и урана (298,46).

Элемент	1	2	Элемент	1	2	Элемент	1	2
Li	71,95	1,99	Zr	510,31	597,89	Gd	61,89	19,34
Be	0,34	0,38	Mo	1,04	0,10	Tb	6,93	4,95
Sc	4,10	131,03	Ag	2410,66	718,39	Dy	22,98	31,25
Ti	4272,34	754,99	Cd	3,34	0,02	Ho	2,43	5,38
V	9,45	2,94	Sn	463,58	13,82	Er	4,81	17,33
Cr	4,95	3,77	Sb	0,00	0,05	Tm	0,72	3,50
Со	0,60	0,81	Te	0,08	0,08	Yb	5,62	30,92
Ni	2,12	1,36	Cs	8,38	0,10	Lu	0,87	4,91
Cu	6,41	1,98	Ba	9,75	40,92	Hf	905,58	235,82
Zn	88,17	48,07	La	246,76	33,32	W	109,85	38,28
Ga	10,07	3,70	Ce	588,09	54,12	Tl	0,21	0,00
Ge	0,96	0,42	Pr	75,27	11,98	Pb	42,94	44,55
Rb	13,71	0,97	Nd	263,75	48,97	Bi	15,28	9,87
Sr	7,05	7,16	Sm	86,55	17,20	Th	280,04	58,97
Y	50,96	128,11	Eu	1,36	2,40	U	154,43	298,46

Таблица 2. Микроэлементный состав в (в г/т) в минералах группы колумбита Светлинского месторождения.

Примечание: 1 - танталит-(Mn); 2 - колумбит-(Fe).



Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов, нормированное на состав хондрита, для танталита-(Mn) – СШ-5 и колумбита-(Fe) – СШ-7.

Подводя итоги проведенным исследованиям, можно сделать следующие выводы. Среди минералов группы колумбита Светлинского пегматитового поля преобладает колумбит-(Fe), который образует четыре морфологических типа кристаллов: столбчатые, уплощенно-блочные, уплощенно-копьевидные и клиновидные. Все кристаллы в той или иной мере зональны и характеризуются переменным составом. Зональность, устанавливаемая в кристаллах, может быть контрастной (отчетливо наблюдаемой в отраженных электронах) с резким изменением химического состава отдельных зон и размытой, когда состав отдельных зон изменяется на 1-2% у видообразующих компонентов. Кристаллы, обладающие контрастной зональностью, способны образовывать в разной степени расщепленные индивиды вплоть до веерообразных сростков в плоскости пинакоида b (010). Это обусловлено тем, что при изменении состава наибольшими вариациями обладает параметр b_o , что приводит к искажению и расщеплению кристалла в данном направлении [1]. Вторым по распространенности являет танталит-(Mn). В шлихе он обычно встречается в виде в виде зерен, реже фрагментов кристаллов, уплощенно-блочной формы. У последних наблюдается более темная внешняя зона. Кристаллы колумбита-(Mn) встречаются значительно реже, чем колумбита-(Fe) и образуют более мелкие чечевицеобразные кристаллы пятого типа. Необычные арсенопиритоподобные кристаллы образует танталит-(Fe), близкий к крайнему составу 93% минала танталита-(Fe). Подобные кристаллы были встречены в единичном случае. В одном из кристаллов четвертого типа было обнаружено включение танталита-(Fe) промежуточного состава.

Микроэлементный состав наиболее распространенных колумбита-(Fe) и танталита-(Mn) довольно существенно различается, как по набору элементов примесей, так и по их количеству. Это, по-видимому, свидетельствует об образовании этих минералов в разное время из существенно различных растворов. Наиболее поздним по времени образования, по всей видимости, является танталит-(Mn), образующийся вместе с наиболее низкотемпературными литиевыми минералами.

Литература

1. Минералы. Сложные окислы, титанаты, ниобаты, танталаты, антимонаты, гидроокислы / Справочник. М: Наука, 1967. т. П. Вып. 3. 676 с.

2. Огородников В.Н., Коротеев В.А., Войтеховский Ю.Л., Шипцов В.В., Поленов Ю.А., Нерадовский Ю.Н., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П., Савичев А.Н., Коротеев Д. В. Кианитовые руды России. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. С. 204-219.

3. *Таланцев А.С.* Распределение, состав и морфология тантало-ниобатов в гранитных пегматитах одного из районов Урала //Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969. С. 126-144.

4. *Таланцев А.С.* Находка акцессорных тапиолитов на Урале // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 96-98.

5. Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. – М.: Наука, 1988. 144 с.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СЛЮД РУБИНОНОСНЫХ МРАМОРОВ ЛИПОВСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Томилина А.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Наиболее важным геолого-промышленным типом месторождений рубина являются месторождения рубинов в мраморах (Центральная и Юго-Восточная Азии). Ученые из разных стран, таких как США, Франции, России, проявляют интерес к изучению условий образования месторождений такого типа, однако пока этот вопрос остается дискуссионным. В России интерес к исследованию рубиноносных мраморов обусловлен находками благородного корунда в ряде мест Урала. Среди них, по своему географическому положению и доступности, наиболее удобным для изучения является Липовское проявление. Промышленная значимость проявления не определена, но оно служит замечательным объектом для изучения условий образования рубина.

Для выяснения условий образования рубинов, их места в процессе минералообразования, а также возможности использования типоморфных признаков минералов для поисков рубиновой минерализации в мраморах, важно изучение минералов рубиновых парагенезисов. Слюды широко распространены в мраморах и всегда сопутствуют рубиновой минерализации, как на исследуемом участке, так и на зарубежных месторождениях рубина. Интерес к изучению их химического состава слюд обусловлен характерной изоморфной гибкостью [4].

Липовское проявление благородного корунда расположено в 18 км к северо-западу от г. Реж Свердловской области на Среднем Урале и пространственно совпадает с Липовским месторождением силикатных никелевых руд. Объект находится в зоне сочленения Мурзинского и Адуйского массивов, рубиновая минерализация приурочена к мраморам (рис. 1).



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Липовского участка [3].

1 – терригенно-осадочные породы; 2- мраморы; 3 - терригенно-осадочные породы высокометаморфизованные; 4 – гранитоиды Мурзинского и Адуйского массивов; 5 гранитоиды Соколовского массива; 6 – ультраосновные породы; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – векторы латерального давления гранито-гнейсовых массивов; 9 – направление латерального течения пород; 10 – зона надвига; 11 - карьеры и их номера; 12 – проявления драгоценных камней: а – рубинов в мраморах, б – полихромного турмалина и берилла в пегматитах.

Минерализация встречена в карьерах №4 и №8 Липовского месторождения, которое в настоящее время уже отработано. Как видно на геологической карте (рис. 1), мраморы в этих карьерах представлены отдельными геологическими телами и испытывают влияние разных массивов – мраморы, вскрытые карьером №4, испытали влияние Адуйского массива, а восьмым – Мурзинского. Адуйский и Мурзинский массивы аналогичны по составу и внутреннему строению и представляют, по существу, единое целое, однако выделения корунда и сопутствующей минерализации несколько отличны в разных карьерах. Так в карьере № 8 корунд обычно представлен мелкими (до 3 мм) плохо оформленными кристаллами от светло-розового до малиново-красного цвета. В образцах из карьера № 4 размер зерен корунда значительно больше, но его окраска часто непривлекательная; она варьирует от светло-розовой до красной, реже встречаются бледно-лиловые, фиолетовые, синие разности.

Слюды вместе с корундом и другими минералами приурочены к трещинам кливажа в мраморе; их видовой и химический состав несколько различается в карьерах № 4 и № 8. С помощью рентгеноструктурного и микрозондового методов исследования на Липовском проявлении установлены следующие минеральные виды слюд: бесцветный мусковит, хромсодержащая разновидность мусковита – фуксит, флогопит, истонит, маргарит.

Минералы группы биотита-флогопита. Для рубиноносных мраморов карьера №8 Липовского месторождения характерны слюды с насыщенной окраской, среди них широко распространен железистый истонит, минерал, который является членом группы биотита-флогопита [2]. Особенностью его химического состава на Липовском участке (таблица 1) является повышенное содержание $Cr_2O_3 - до 1,9$ мас.%, FeO – до 14,57, $TiO_2 - до 3,16$; содержание $Al_2O_3 - до 22,35$. Полученная кристаллохимическая формула минерала:

 $\begin{array}{c} (K_{0,95} \ Na_{0,04} \ Ca_{0,01})_{1,00} \ (Mg_{1,21} \ Fe_{0,92} \ Al_{0,58} \ Cr_{0,11} \ Ti_{0,17})_{3,01} \times \\ [Si_{2,61} \ Al_{1,39} \ O_{10,00}] [OH_{1,92} \ O_{0,08}]_{2,00}, \end{array}$

(теоретическая формула истонита КМg_{2,5}Al_{0,5}[Al_{1,5}Si_{2,5}O₁₀](OH)₂[1]).

Для мраморов карьера №4 истонит не характерен, здесь можно встретить лишь слабоокрашенный флогопит, который представлен прозрачными желтовато-зелеными, зелеными, светло-коричневыми зернами. В отличие от теоретического состава флогопит содержит изоморфную примесь алюминия в октаэдрической позиции, 0,24 форм.ед.; есть незначительные примеси хрома, титана, железа (таблица 1). Полученная формула флогопита:

 $\begin{array}{l} (K_{0,87} \ Na_{0,04})_{0,91} (Mg_{2,72} \ Al_{0,24} \ Cr_{0,04} \ Ti_{0,03} \ Fe_{0,01})_{3,04} \times \\ [(Si_{2,92} \ Al_{1,08})_{4,00} \ O_{10,00}] [OH_{1,72} \ O_{0,28}]_{2,00}. \end{array}$

Также как и в истоните из карьера №8 Липовского проявления в слюдах ряда зарубежных месторождений (Люс-Ен, Хунза, Нанджимали, месторождения Непала) отмечаются высокие содержания алюминия [7] (таблица 1), достигающие 25,1 мас.%. Однако зарубежные исследователи относят эти минералы к флогопиту, автор же придерживается более точного названия – истонит [2].

Флогопит из четвертого карьера имеет такой же состав как одна из проб с месторождения Хунза. Интересно, что пробы флогопита с месторождения Хунза имеют широкие вариации по содержанию алюминия, как и на Липовском участке в разных карьерах. Более того, здесь так же в минералах группы флогопита сильно изменяется содержание железа от 0,66 до 12 мас.%; на Липовском участке оно меняется от 0,16 до 14,91 мас.%. Для флогопитов (истонитов) других зарубежных месторождений повышенное содержание железа нехарактерно.

Во флогопите и истоните Липовского проявления сильно повышено содержание Cr₂O₃ в отличие от флогопитов и истонитов зарубежных месторождений рубинов.

№ образца	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V_2O_3	FeO	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Сумма
LKT13/3-2	1,58	25,56	40,55	18,53	0,35	0	0,43	0,2	0,04	8,37	95,61
HU18a/6-4	1,55	25,95	41,92	16,39	0,43	0	0,66	0,08	0,01	8,12	95,11
HU5a2/2-1	0,16	14,13	35,43	21,97	1,32	0	12	0,35	0	9,99	94,03
Ruyil/4-7	0,37	23,38	40,57	19,19	0,36	0	1,66	0,12	0	8,99	94,64
V493-5	0,22	19	37	25,1	1,45	0	1,49	0,07	0	10,49	94,82
3_1-9	0,12	9,54	34,43	22,04	2,41	0,08	14,09	1,9	0	9,77	94,38
3_1-11-2	0,16	9,07	34,69	22,35	3	0,05	14,91	1,68	0	9,77	95,68
3_1-11-5	0,14	8,89	35,68	21,84	3,16	0,05	14,53	1,59	0,02	9,8	95,71
3_1-11-7	0,19	9,17	35,15	22,56	2,92	0,04	14,57	1,68	0,13	9,72	96,13
3_2-3	0,3	25,65	40,22	16,51	0,64	0,05	0,16	0,86	0,01	9,59	93,98
3_2-4	0,31	25,77	41,18	15,85	0,62	0,04	0,19	0,65	0,01	9,66	94,28
3_2-5	0,31	25,61	40,69	16,26	0,56	0,06	0,2	0,43	0	9,65	93,77
3_2-7	0,39	25,58	40,78	15,66	0,67	0,04	0,23	0,68	0,02	9,43	93,47

Таблица 1. Химический состав флогопита из ассоциаций с рубином зарубежных месторождений и Липовского проявления.

Примечание.

LKT13/3-2 – Nangimali, Azad-Kashmir; HU18a/6-4 и HU5a2/2-1 – Hunza, Pakistan; Ruyil/4-7 – Nepal; V493-5 – Luc Yen, northern Vietnam [7]:

3_1 и 3_2 – Липовский участок, соответственно карьер №8 и карьер №4. Анализ проведен в ИГГ УрО РАН, аналитик Гмыра В.Г.

Таблица 2. Химический состав мусковита рубиноносных мраморов.

№ мест.	1	1	1	1	2	3	3	4	4	5	6	6
No offic	3_3-2	3_3-5	3_4-1	3_4-3	N1/1 7	HU4e2/	HU5a2	chumar/	chumar/	V33/		
no oob	(K-8)	(K-8)	(K-4)	(K-4)	IN 1/1-/	2-4	/1-1	5-2	6-1	8-9	IV	V
SiO ₂	46,74	44,75	44,13	44,31	49.40	48.90	46.02	45.84	31.70	49.90	47.52	48.79
TiO ₂	0,88	1,51	0,53	0,56	0.29	0.00	0.88	0.18	0.00	0.05	0.39	0.08
Al ₂ O ₃	36,50	38,9	40,89	40,32	33.56	40.35	37.28	36.43	49.66	36.97	31.96	36.23
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,11	0,09	0.14	0.02	0.19	0.05	0.02	0.00	-	0.02
FeO	0,47	0,36	0,45	0,39	0.00	0.09	0.81	0.14	0.14	0.01	1.21	0.07
MnO	-	-	-	-	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1,66	0,69	0,05	0,06	2,36	0.07	0.80	2.15	2.72	0.37	1.09	0.51
CaO	0,01	0,00	0,00	0,01	0.06	0.96	0.10	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00
BaO					0.06	0.00	0.00	0.64	0.60	0.00	-	-
Na ₂ O	0,07	0,1	0,45	0,53	0.87	4.84	0.46	0.49	0.47	1.61	0.58	0.89
K ₂ O	10,73	10,15	9,50	9,48	9.52	1.37	9.95	10.11	10.21	6.93	9.37	9.22
V_2O_3	0,04	0,08	0,02	0,03	-	-	-	-	-	-		
F	-	-	-	-	0,48	0.04	0.00	0.05	0.07	0.00		
H ₂ O					4 20	4 70	4 50	1 5 2	4 40	1 69		
calc.					4.39	4./9	4,39	4,33	4.40	4.00		
. - O=F					-0.20	-0,02	0.00	-0.02	-0.03	0.00		
Total	97,17	96,54	96,13	95,78	101.02	101.71	101.08	100.66	100.09	100.60	92.15	95.79

Примечаение: 1 - Липовское проявление (К-8 – карьер №8; К-4 – карьер №4); 2 – Нанджимали, Пакистан, 3 - Хунза, Пакистан, 4 - Непал, 5 – Люс-Ен, северный Вьетнам [7]; 6 – Кагхан, Пакистан [8].

Причем истонит карьера № 8 содержит значительно больше Cr₂O₃ (1,59-1,9 масс.%), чем флогопит карьера № 4 (0,43-0,86 масс.%). Хром и алюминий являются минералами, близкими по своим свойствам, и часто переносятся совместно [5], этим и объясняется повышеное содержание хрома в слюдах, обогащенных алюминием.

Мусковит. В месторождениях рубина в мраморе мусковит представлен бесцветной разностью и его зеленой разновидностью – фукситом. В таблице 2 приведены результаты анализа химического состава бесцветных мусковитов с различных месторождений.

В сравнении с анализами мусковита рубиноносных мраморов Липовского проявления и месторождений Юго-Восточной Азии (таблица 2), в общем, содержания компонентов сопоставимы и близки к теоретическим. Однако есть одна особенность мусковита с карьера № 8 Липовского проявления – в нем содержание Na₂O не превышает 0,1 мас.%, в то время как в мусковитах других месторождений, а также мусковита из карьера № 4 содержание Na₂O обычно около 0,50 мас.%, а иногда выше - до 1,61 мас.% в образце из Вьетнама и до 4,84 мас.% в одном из образцов Пакистана с месторождения Хунза (HU4e2/2-4). Меньшее содержание Na₂O отмечается также и в зеленой разновидности мусковита - фуксите карьера № 8 Липовского проявления (до 0,19 мас.%), в то время как в фуксите из Пакистана содержится 1,11 мас.% Na₂O (таблица 3). Также особенностью фуксита карьера № 8 Липовского участка является высокое содержание Cr₂O₃, которое находится в пределах 1,37-1,49 мас.%; в фуксите месторождения Кагхан (Пакистан) содержится 0,87 мас.% Cr₂O₃ (таблица 3), а в изученном фуксите из карьера № 4 Липовского проявления содержится всего 0,27 мас.% Cr₂O₃ (по результатам анализа ICP-MS).

Таблица 3. Химический состав фуксита карьера №8 Липовского проявления и месторождения Кагхан (Пакистан).

Номер											
образца	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al_2O_3	TiO ₂	V_2O_3	FeO	Cr_2O_3	CaO	K ₂ O	Сумма
3_1-3	0,18	0,43	44,8	36,33	0,85	0,03	0,58	1,48	0,03	10,6	95,32
3_1-7	0,14	0,65	47,95	33,79	0,72	0,05	0,6	1,37	0,03	10,24	95,54
3_1-8	0,19	0,41	44,32	37,02	0,76	0,04	0,62	1,38	0,63	9,99	95,37
3_1-10	0,18	0,46	45,23	37,49	0,89	0,08	0,61	1,49	0	10,18	96,62
VI	1.11	0.61	44.89	34.42	0.39	-	0.23	0.87	0.05	9.50	92.07

Примечание: 3_1 – Липовское проявление; VI - Кагхан (Пакистан) [8].

Повышенное содержание Na в мусковите может свидетельствовать о повышенной температуре среды образования [4], таким образом, можно сделать предположение о том, что температура образования мусковита из карьера № 8 Липовского проявления ниже температуры образования мусковитов других месторождений. Однако это предположение больше ничем не подтверждается.

Маргарит. В рубиноносных мраморах маргарит встречается реже, чем флогопит или мусковит, но он описан на всех месторождениях рубина в мраморе юго-восточной Азии [7]. Маргарит на Липовском проявлении отмечен только в четвертом карьере. Он часто образует срастания с корундом розового цвета и, вероятно, является сингенетичным ему. Маргарит может быть представлен смешаннослойными образованиями с мусковитом (в том числе и с фукситом). Упоминаний о подобных выделениях в литературе автором не найдено, однако данное явление вполне вероятно, их структура аналогична. Изученный химический состав маргарита отличается от теоретического, полученная кристаллохимическая формула: $(Ca_{1,28}, Na_{0,23})_{1,51}Al_{1,81}[Si_{3,13}Al_{0,87}O_{10}][OH]_2$ (теоретическая формула маргарита $CaAl_2[Si_2Al_2O_{10}][OH]_2$).

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Cr ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	Cl	H ₂ O	Сумма
										calc.	
1/3-3-2	45,9	0,00	33,41	0,06	17,46	1,71	0,02	-	-	-	98,55
1/3-3-3	45,88	0,00	33,66	0,05	17,62	1,61	0,01	-	-	-	98,84
LKT2g	45,84	0,00	28,52	0,00	18,66	3,04	0,23	0,05	0,18	4,46	100,94

Таблица 4. Химический состав маргарита из рубиноносных мраморов Липовского проявления и месторожднеия Нанджимали.

Примечание. Образцы LKT2g - Nangimali, Azad-Kashmir [7], 1/3-3-2, 1/3-3- Липовсоке проявление (анализ выполнен в УрО РАН ИГГ УрО РАН, аналитик, Замятин Д.А.).

В составе маргарита Липовского проявления отмечается повышенное содержание SiO₂, (превышает 45 мас.%, когда теоретическое составляет чуть больше 30 мас.%) и пониженное Al₂O₃ (около 33 мас.%; теоретическое – 51,3), повышено содержание CaO (более 17 мас.%, теоретическое 14,0), присутствует примесь Na₂O (таблица 4). Однако полученные результаты хорошо сопоставимы с химическим составом маргарита из месторождения рубинов Нанджимали (Пакистан), в которых отмечается чуть больше Na₂O [7].

Исходя из одновременного образования корунда и маргарита, можно оценить интервалы температур, при которых был образован корунд (интервалы температур устойчивости маргарита при отсутствии кварца) от 350 до 450° и давлении 1 кбар или 400 – 550° и давлении 2 кбар [6]. Следует отметить, что в срастании с маргаритом на Липовском проявлении пока не выявлены корунды ювелирного качества.

По литературным данным [7] образование корунда на месторождениях Джигдаллек (Афганистан), Люс-Ен (Вьетнам) и Хунза (Пакистан) происходит при температуре 370-700°С и давлении 2-3 кбар; ювелирные камни образуются при самых высоких значениях этих интервалов: 600-700°С и 2,5-3 кбар.

Выводы.

1. Проявления корундовой минерализации в карьерах Липовского месторождения различаются по минеральным видам акцессорных слюд: в карьере № 4 выявлены бесцветный мусковит, фуксит, маргарит и флогопит; в карьере № 8 - бесцветный мусковит, фуксит, истонит.

2. Слюды рубиноносных мраморов карьера № 4 богаты кальцием (маргарит, смешаннослойные образования мусковит-маргарит, фуксит-маргарит), в то время как в карьере № 8 слюды обогащены хромом, железом, алюминием (истонит, фуксит).

3. Различия в составе слюд в этих двух карьерах, возможно, связываются с влиянием гранитогнейсовых массивов: Мурзинского - карьер № 8, и Адуйского – карьер № 4.

4. Массивы имеют одинаковый петрографический состав, однако определенную роль могла сыграть удаленность проявления от контакта, а также характер самого контакта, определяющие Р-Т условия и флюидный режим минералообразования. Кроме того, существует вероятность различия состава исходного субстрата, что также могло оказать влияние на локальную геохимическую обстановку.

5. Слюды Липовского проявления рубина аналогичны слюдам известных месторождений рубина Юго-Восточной и Центральной Азии, за исключением аспидолита

(натриевого флогопита), известного на месторождениях Нанджимали (Пакистан) и Люс Ен (Вьетнам) [7]. Особенностью слюд группы биотита-флогопита Липовского проявления является повышенное содержание хрома в отличие от других месторождений рубина мира. Минеральный и химический состав слюд может несколько различаться не только на разных месторождениях, но и в пределах одного участка, что требует осторожности для использования их в прогнозно-поисковых целях.

Работа выполнена в рамках программы ОФИ УрО РАН № 13-5-14-НДР и программы Президиума РАН № 12-П-5-2015.

Литература

1. Дир У.А. и др. Породообразующие минералы. Том 3. Листовые силикаты. М.: Изд-во «Мир», 1966. 317 с.

2. *Карчевский П.И., Булах А.Г.* Номенклатура слюд: заключительный доклад подкомитета по слюдам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации // ЗВМО. 1998. № 5. С. 55-65.

3. *Кисин А.Ю*. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. ПГУ, г. Пермь, 2009. 356 с.

4. Куприянова И.И. Мусковит. Типоморфизм минералов: Справочник. Под ред. Чернышовой Л.В. М.: Недра, 1989. С. 299-313.

5. Сазонов В.Н. Хром в гидротермальном процессе (на примере Урала). М.: Наука, 1978. 288 с.

6. *Чухров* Ф.В. Минералы. Справочник. Том IV. Выпуск 1. Силикаты со структурой переходной от цепочечной к слоистой, слоистые силикаты. М.: Наука, 1992.

7. *Garnier V., Giuliani G. et al.* Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia: Towards a new genetic model. // Ore Geology Reviews. 2008. P. 169-181.

8. *Qasim Jan M., Asif Khan M.* Potential for ruby mineralization in upper Kaghan, NW Hi-malaya. // Geol. Bull. Univ. Peshawar, 1995. V. 28, P. 1-7.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СОПОК ВЛАДИВОСТОКА

Федюк Р.С., Мочалов А.В., Ильинский Ю.Ю.

Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

Сопки Владивостока, на которых в последнее время ведется интенсивное жилищное строительство, в том числе многоэтажных домов, недостаточно изучены в геологическом отношении и в большинстве случаев, как показывают исследования, грунты на склонах сопок не способны обеспечить устойчивость оснований и фундаментов зданий и сооружений [1]. Дело в том, что СНИПы, которые регламентируют проведение инженерных изысканий в целях строительства, были разработаны для центральной и средней полосы России, а геология территории Дальнего Востока нашей страны разнообразная и достаточно сложная. На Камчатке - одна, на Сахалине, Якутии и в Приморском крае - другая. Поэтому в Приморье существующие методики инженерных изысканий подходят для территории Уссурийска или Спасска, а для Находки, Дальнегорска и тем более для Владивостока они не обеспечивают полной и точной информации для последующего проектирования и строительства безопасных для жилья домов.

Территория Владивостока и особенно склоны сопок прибрежных районов представляют весьма сложную для строительства площадку. Геолого-почвенная структура большинства сопок нашего города имеет хаотичный и очаговый характер. Как слоеный пирог, в котором все слои перемешались и расположены то вертикально, то горизонтально, то пересекаются, то расположены под углом. При такой структуре грунта точечное бурение приводит к большим погрешностям и, конечно же, не может дать объективной картины о территории застройки. В результате во Владивостоке были случаи когда при забивке свай в некоторых местах строительной площадки они просто бесследно проваливались. Были случаи, когда уже построенная на склоне сопки коробка жилого дома в середине проваливалась и съезжала [1].

Сегодня во Владивостоке при выборе участков строительства серьезных инженерных изысканий с применением современных методов и средств не проводится. Если бы застройщики точно знали структуру грунтов наших сопок, то многие из них никогда бы не начали строительства, во всяком случае, высотного. Тем не менее, застройка склонов сопок идет достаточно активно. Необходимо всерьез заниматься вопросами инженерных изысканий, потому что завтра мы можем столкнуться с проблемами аварийных фундаментов, треснувших стен новостроек и, в первую очередь, высотных домов.

Как упоминалось выше, наиболее часто наблюдается слоеная структура и грунтов и скальных пород на склонах сопок. Например, сверху плита сплошной скальной породы, потом слой дробленого камня, на который эта верхняя часть опирается, как на слой масла, а дальше - опять сплошная скала. Если на такой грунт посадить дом, то при больших нагрузках и вибрациях эта верхняя скальная плита как по маслу съедет вниз, и строение обрушится. Расслоение в грунте достигает такой степени, что порой между монолитными плитами встречаются пустоты. В такие пустоты и проваливаются бесследно сваи и буры. В сегодняшней практике инженерных изысканий встречаются случаи, когда при бурении наткнувшись на скальный грунт заказчик-застройщик говорит: «Хватит бурить и так ясно, что здесь сплошная скала». Если инженер-изыскатель не настаивает на более детальном исследовании грунта, то возникает риск построить опасный дом на опасном месте.

Помимо этих особенностей большинство склонов сопок во Владивостоке насыщены активными подземными водными источниками (родниками), что приводит к разуплотнению грунтов под фундаментами зданий плывунных смесей, особенно в супесчаных грунтах, что приводит к нарушению целостности оснований и фундаментов. Строительство на таких участках сопок опять приводит к риску построить дом на опасном месте. При этом сегодня государственная политики направлена на обеспечение безопасности строительства как основы устойчивого развития строительной отрасли.

Как известно, в градостроении существуют нормы размеров внутриквартальных проездов, нормы безопасного расстояния между домами, в том числе с учетом возможного затенения (инсоляции). Проектировщики при разработки плана застройки территории учитывали все требования и жилые районы города в основном соответствуют этим нормам и требованиям. Сегодняшняя точечная застройка зачастую их нарушает.

Инженерные изыскания для строительства являются видом строительной деятельности, обеспечивающей комплексное изучение природных и техногенных условий территории (региона, района, площадки, участка, трассы) объектов строительства, составление прогнозов взаимодействия этих объектов с окружающей средой, обоснование их инженерной защиты и безопасных условий жизни населения. На основе материалов инженерных изысканий для строительства осуществляется разработка предпроектной документации, в том числе градостроительной документации и обоснований инвестиций в строительство, проектов и рабочей документации строительства предприятий, зданий и сооружений, включая расширение, реконструкцию, техническое перевооружение, эксплуатацию и ликвидацию объектов, ведение государственных кадастров и информационных систем поселений, а также рекомендаций для принятия экономически, технически, социально и экологически обоснованных проектных решений [2].

Точечная застройка зачастую приводит к сознательному нарушению требований безопасности строительства. Потому что, если построить здание без глубоких инженерных изысканий, не зная, на каких грунтах оно стоит, то здание может обрушиться.

Как правило, строятся здания повышенной этажности, чтобы на маленькой площади построить максимально успешный в коммерческом отношении объект. А высотное здание, к которым относятся все строения выше пяти этажей, являются объектами повышенной опасности. При этом провести полноценные геологические изыскания бывает просто невозможно, потому что везде сети, коммуникации, трубопроводы и копать там проблематично, да и разрешение не дадут.

Чтобы изучить слои грунта, при инженерных изысканиях требовалось пробурить на определенной площади определенное количество скважин. В советский период инженерные изыскания проводились в соответствии с нормативами и, как уже упоминалось, в них не были учтены особенности территорий Дальнего Востока, да и оборудование было недостаточно совершенное.

Но это одна сторона проблемы, техническая. Кроме этого точечная застройка имеет и морально-этический аспект. Она создает проблему бессистемного и хаотичного архитектурного облика, психологически угнетающей и эстетически отталкивающей городской среды. А это уже серьезно, так как имеет очень большое значение и последствия. Архитектурный аспект - это не только облик города, но и эстетический, культурнонравственный и духовный уровень его жителей.

Здания, строения, проспекты, улицы, переулки, набережные и площади Владивостока оказывают огромное влияние на формирование общей культуры людей, которые здесь живут. К сожалению, мы перестали обращать внимание на нравственность, этику и культуру, мы все это коммерциализировали. А то, что стоит денег, не имеет высшей ценности, и у горожан складывается убеждение, что все в их жизни можно купить и продать. Сегодня в Европе и Азии осознают важность и значимость инженерных изысканий для безопасного строительства, и, как следствие, помимо традиционных активно внедряются новые методы, технологии и оборудование. Например, сейсмоакустические методы, применение георадаров, лазерное сканирование и цифровая аэрофотосьемка и т.д.

Внедрение в процесс инженерных изысканий новых технологий и оборудования - дорогостоящее дело, но безопасность жилья того стоит. Согласитесь, что вкладывать в приобретение ненадежного и неустойчивого дома собственные средства глупо и нецелесообразно, потому что жить в нем опасно, а продать либо очень трудно, либо невозможно.

Японцы строят и красивое и достаточно безопасное жилье на своих сейсмически опасных и геологически сложных территориях и грунтах. Необходимо только ясно представлять себе все сложности и особенности территории застройки. Если говорить о наших сопках как строительных площадках, то необходимо четко понимать, что это территория повышенной опасности, а значит, следует в первую очередь ориентироваться на малоэтажное строительство и при этом уделять особое внимание вопросам инженерных изысканий, мероприятиям по укреплению грунта, дренажным системам водоотведения, усиленным конструкциям оснований и фундаментов зданий и сооружений и т.п. Конечно, это приведет к удорожанию строительства, снижению прибыльности проектов, но другого пути нет, если мы стремимся строить безопасное и надежное жилье.

Литература

 Сопки Владивостока – особая территория для строительства // http://primamedia.ru/news/15.10.2011/175196/
СНиП 11-02-96. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. – М., 1997.

МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ АНДРЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Храмов А.А.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Андреевское месторождение золота расположено на восточной окраине Кочкарского гранито-гнейсового метаморфического комплекса, залегает в мраморах, и эксплуатировалось до 1921 года. Месторождение отрабатывалось неглубокими шахтами и двумя небольшими карьерами на свинцово-цинковые руды и золотоносные кварцевые жилы. Геология месторождения изучена очень слабо. В литературе можно найти лишь краткое минералогическое описание С.С. Смирнова [2] и структурное описание А.П. Смолина [3]. А.П. Смолин, по результатам изучения обнажения в борту одного из карьеров, фиксировал пологую антиклиналь. Это, вкупе с отсутствием в мраморах фаунистических остатков, дает основания многим ученым относить период образования вмещающих мраморов к рифею, а месторождение к стратиформному типу [1]. С.С. Смирновым на месторождении описаны галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, иорданит, тремолит, слюды биотит-флогопитового ряда, самородное золото и выделено два типа свинцово-цинковых руд (один тип содержит золото, всегда в связи с некоторым их окислением; другой – нет). Отмечено, что золото встречается также в кварцевых жилах, их зальбандах и в известняке, вмещающем эти жилы [2]. В настоящее время месторождение представлено двумя небольшими карьерами, разделенными трехметровой перемычкой, затопленными водой. Стволы шахт засыпаны, а для изучения доступны борта карьера и обнажения в плотиках россыпей близлежащих отработанных полигонов.

Настоящая работа проводилась с целью изучения минералогии месторождения, и возможной дальнейшей интерпретации рудообразующих и наложенных процессов.

Металлогеническая специализация Кочкарского гранито-гнейсового комплекса на золоторудное и камнесамоцветное оруденение определяет актуальность настоящей работы.

Всего было изучено 11 шлиховых проб, золото встречено в 5 из них. Пробы подвергались разделению на гранулометрические фракции ситованием, затем производилось разделение на электромагнитные фракции. Далее каждая фракция описывалась визуально при помощи бинокулярного микроскопа. После этого отдельные зерна монтировались в эпоксидные шашки и на углеродный скотч для их изучения под электронным микроскопом. Изучались как полированные сечения зерен, так и их естественная поверхность. Работа проводилось на электронном микроскопе JSM-6390LV с приставкой INCA Energy 450 X-Max 80, обеспечивающей получение полуколичественного анализа в отдельных точках образцов в Институте геологии и геохимии УрО РАН

Ранее [4] из этих же проб были изучены зерна золота, выделены их два морфологических типа. Первый тип золота выполняет интерстиционные пустоты между зернами кальцита в мраморе. Второй тип золота связан с окисленными свинцово-цинковыми рудами и представлен скелетными кристаллами

При визуальном изучении минерального состава проб наблюдается следующий набор минералов, несколько варьирующий в отдельных пробах: кварц, магнетит, лимонит (в виде охр и псевдоморфоз по пириту), кальцит, англезит, церуссит, флогопит, галенит, платтнерит, самородное золото, а также минерал из группы дистена, образующий срастания с кварцем и магнетитом, платтнерит, самородное золото.

Из диагностированных и описанных нами минералов хотелось остановиться на следующих:

Галенит. Галенит в зоне окисления в сравнении с другими сульфидными минералами сохраняется достаточно длительное время вследствие развития на его поверхности англезита и церуссита. В ассоциации с окисленным галенитом часто можно встретить скелетные кристаллы золота. Такое золото ранее выделено в отдельный морфологический тип и демонстрирует относительно высокое содержание серебра на поверхности зерен [4]. В отдельном зерне галенита в единственном анализе были выявлены примеси Ag (6,26 % масс.) и Sb (6,57 %).

Самородное золото в мраморе. Всего было выявлено пять зерен мрамора с включениями самородного золота желтого цвета, но вследствие особенностей технологии изготовления полированной шашки, сохранилось лишь одно зерно (рис. 1). Карбонат в данном зерне представлен кальцитом, в самородном золоте отношение массовых долей Au к Ag варьирует от 11 до 17, размер его зерна составляет 7 мкм.



Рис. 1. Зерно самородного золота в мраморе

Лимонит. Лимонит представлен охрами, выполняющими пустоты в галените, образованные вследствие выщелачивания сфалерита. Больший интерес представляют псевдоморфозы лимонита по пириту. Дело в том, что предполагается наличие нескольких генераций пирита на данном месторождении. Особенности их химического состава возможно помогут пролить свет на эволюцию процесса формирования месторождения. Было установлено наличие псевдоморфоз по двум типам пирита.

• Псевдоморфозы по пириту с зональным строением с размером сечений до 1 мм. Данный вид псевдоморфоз не рассечен трещинами, в нем зачастую присутствуют включения кварца, кальцита и глинистых минералов, а также присутствуют примеси Zn до 0,74 %, As до 0,62 %, Pb до 8,33 %, Cu до 0,74 % масс.

• Псевдоморфозы по пириту брекчиевидной структуры с размером сечений зерен до 1,5 мм. Во всем объеме псевдоморфозы сохраняются реликты пирита (в плоскости шашки занимающие около 50 % поверхности). Характер развития лимонита по пириту указывает на то, что кристаллы пирита предварительно были раздроблены несколькими плоскостями трещин (рис. 2). Реликты имеют угловатые формы. Анализы

пирита показывают, что его состав близок к FeS₂, примесей каких-либо элементов в пирите не обнаружено. В лимоните же обнаруживаются примеси Cu до 0,9 %, Zn до 0,34 %, As 1,65 %, Pb до 25,86 %, Mg до 0,18 %, P до 0,34 % масс., а также включения глинистых минералов и карбоната. Также в данных псевдоморфозах обнаружено **самородное йодистое серебро**, выполняющее небольшие трещины шириной до 10 мкм и длиной до 200 мкм. Состав самородного серебра близок к AgJ.



Рис. 2. Зерно лимонита брекчиевидной формы

Платтнерит PbO₂. Минерал черного цвета, с алмазным блеском, без спайности. Образует окисленные оторочки вокруг зерен галенита. Крупные выделения встречены не были. Следует отметить, что анализ непосредственно прилегающей к галениту оторочки из окиси свинца показал наличие серебра в количестве 5,64 % масс (рис. 3). Сложность диагностики данного минерального вида заключается в том, что дисперсность минеральных фаз зачастую достаточно высока, то есть возрастает вероятность получения результата из смеси фаз, а применяемый метод анализа вещества является полуколичественным. Таким образом, в анализах получаются соотношения свинца к кислороду от $\approx \frac{1}{2}$ до $\approx \frac{1}{4}$ (атомных долей). Диагностика минерала опиралась на визуально определяемые признаки – цвет, блеск, твердость, спайность и т.д.

Дагганит (?). Pb₃Zn₃(TeO₆)(AsO₄)₂. На поверхности зерен самородного золота при помощи электронного микроскопа были выявлены корочки (рис. 4), в состав которых входят минералы из группы теллуратов. Установлено, что данные корки имеют колломорфную структуру. На основании того, что в полученных анализах состава с наличием теллура корреспондируются такие элементы как As, Zn, Pb было сделано предположение, что определяемый минерал представлен дагганитом, вероятно в смеси с подчиненным количеством черемныхита (Pb₃Zn₃TeO₆(VO₄)₂) и куксита (Pb₃Zn₃TeO₆(PO₄)₂) в силу наличия V и P в анализах.



Рис. 3. Корочка платтнерита с серебром на галените



Рис. 4. Корочка на поверхности самородного золота, содеражащая теллураты и имеющаю коломорфную структуру

В целом в результате проделанной работы удалось впервые описать для Андреевского месторождения такие минералы, как самородное йодистое серебро, платтнерит и теллураты. Следует отметить, что наличие минералов теллура также отмечалось на Светлинском месторождении золота, расположенном на западной окраине Кочкарского метаморфического комплекса. Также наличие в отдельных анализах в минералах зоны окисления примесей Sb и Bi позволяет предположить наличие их минералов-носителей и в первичных рудах.

Работа выполнена в рамках Интеграционного проекта УрО РАН 12-И-5-2068 «Геодинамические условия формирования и минерагения гранито-гнейсовых комплексов восточного склона Среднего и Южного Урала».

Литература

1. *Серавкин И.Б., Сначев В.И.* Стратиформные полиметаллические месторождения Восточной провинции Южного Урала, Россия // Геология рудных месторождений, 2012. Т. 54. № 3. С. 253 – 264.

2. Смирнов С.С. Андреевский свинцово-цинковый рудник в Кочкарском золотоносном районе // Изв. Геол. Комитета. 1926. Т. 45. № 8. С. 923-944.

3. Смолин А.П. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975. 240 с.

4. *Храмов А.А.* Типоморфные особенности самородного золота Андреевского месторождения (Южный Урал) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2013): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. С. 281 – 283.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЁССОВ БЕЛАРУСИ (НА ПРИМЕРЕ ОТЛОЖЕНИЙ МОЗЫРСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ)

Цыганков А.О.

УО «Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины», г. Гомель, Республика Беларусь

Минеральный состав лёссовых грунтов весьма специфичен. Все представители грунтов этой группы – полиминеральные образования. В их состав входит большое количество минералов, основная масса которых представлена первичными кластическими формами.

В состав крупных фракций лёссовых пород входит более 50 минералов, из которых лишь 10-15 минералов являются породообразующими, а остальные относятся к акцессорным. Среди этой небольшой группы минералов главная роль принадлежит кварцу и полевым шпатам – карбонаты, слюды, гипс и другие минералы находятся в меньшем количестве. В составе тонкодисперсных фракций лёссовых грунтов встречается до 25 коллоидно-дисперсных минералов. Среди них наиболее распространенными являются гидрослюды, кварц, кальцит, монтмориллонит и каолинит. [1]

Для проведения минералогического анализа лёссовых отложений Мозырской возвышенности была отобрана проба образца грунта – навеска 100 г. Образец методом ситового анализа был разбит на фракции: 1-0,5 мм; 0,5-0,25 мм; 0,25-0,1 мм; меньше 0,1 мм. Так же минералогический состав был определен в образце лёссовой породы (фракция меньше 0,1- 0,01 мм), предварительно растворенном в пятипроцентном растворе соляной кислоты (HCl 5%) и промытом дистиллированной водой.

Далее будут представлены результаты минералогического анализа по фракциям.

Во фракции 1,0-0,5 мм преобладает кварц белый до бесцветного, от окатанного до полуокатанного, прозрачный; также в единичных зернах кварца наблюдалась «рубашка» карбонатного состава (зерно обесцвечивалось после реакции с пятипроцентным раствором соляной кислоты). Слюды также достаточно часто встречаются в этой фракции – листочки флогопита и биотита. Кристаллы ортоклаза, в ходе определения минералогического состава исследуемого образца, встречались только в описываемой фракции – полуокатанный обломок кристалла ортоклаза бурого цвета (показатель повышенного содержания калия). Обломок выветрелой породы, встреченный только во фракции 1,0-0,5 мм, содержит сросшиеся кристаллы темно-зеленого или черного цвета – предположительно пироксена. Так же для крупных фракций характерно присутствие органических остатков, в данном случае – кусочек веточки светло-коричневого цвета.

Фракция 0,5-0,25 мм также характеризуется преобладанием кварца, однако, в отличие от более крупной фракции, здесь зерна полуокатанные (окатанные зерна кварца встречены крайне редко). Так же встречаются кварцевые зерна в карбонатной и железистой «рубашках», однако содержание их незначительно к общей массе минералов фракции. Обнаружены листочки флогопита и редкие зерна ильменита – цвет черный, блеск металлический, немагнитен.

В двух вышеописанных фракциях присутствуют характерные лёссам так называемы, журавчики, дутики или погремыши (местные названия) – известковистые конкреции, которые бурно реагируют с раствором соляной кислоты и в более тонких фракциях не встречаются.

Минералогический состав лёссового грунта *фракции 0,25-0,1 мм* отличается содержанием только кварца, прозрачного, не окатанного или полуокатанного и кварца в железистой и карбонатной «рубашках», а так же редкими зернами ильменита.
Фракция меньше 0,1 мм является самой полиминеральной. Привычный кварц, который здесь в основном не окатанный, в редких случаях полуокатанный, дополняется ильменитом, а также не встречавшимися в более крупных фракциях обломками листочков хлорита, кристаллов силлиманита и монацита. Следует отметить, что содержание ильменита увеличивается от крупных фракций к более тонким. Силлиманит представлен в виде обломков шестоватых кристаллов, угловатых зерен; окатан до округлых и удлиненно-округлых зерен, вследствие дальнего переноса и переотложения. Бесцветен, блеск стеклянный, прозрачен, твердость 7. Монацит был встречен в одиночных обломках зерен медово-желтого или красновато-бурого цвета, блеск алмазный, полупрозрачен, твердость 5, радиоактивен, похож на циркон, однако кристаллизуется в моно-клинной сингонии, циркон – в тетрагональной.

Минералогический состав лёсса, растворенного в пятипроцентном растворе соляной кислоты, промытого дистиллированной водой и высушенного на электрической плитке, *фракция меньше 0,1 мм*, аналогичен минеральному составу исследуемого образца фракции меньше 0,1 мм: кварц, силлиманит, ильменит, монацит, хлорит. Отличие состоит в том, что в данной фракции отсутствуют карбонатные «рубашки» на зернах кварца – они были растворены в процессе реакции с раствором соляной кислоты.

Лёсс содержит и глинистые минералы, такие как монтмориллонит и каолинит, но в связи с крайне тонким составом глинистых частиц отделить их от остальной массы образца грунта и изучить под микроскопом не представилось возможным.

Так как лёсс не транспортируется водными потоками (в воде лёсс размокает), хорошо окатанные минеральные зерна встречаются только в крупных фракциях. Окатанность ухудшается от крупных фракций к более тонким.

Лёссовые отложения Мозырской возвышенности по минералогическому составу отвечают типичным лёссам. Это полиминеральная порода, в которой встречаются такие минералы как кварц, слюды, полевые шпаты, силлиманит, ильменит, хлорит и монацит. А так же типичные для лёссов известковистые конкреции. Кварц, полевые шпаты и слюды – минералы песчаных фракций; силлиманит, монацит, ильменит и хлорит – преобладают в крупнопылеватой фракции.

Литература

1. Трофимов В.Т. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.

СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТ-ЛЕРЦОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Чащухин И.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Введение. Большинство исследователей ведущим процессом при формировании дунит-гарцбургит-лерцолитовых комплексов рассматривает частичное плавление мантийного вещества. Однако в последние двадцать лет стало доминировать мнение, что всё разнообразие альпинотипных ультрамафитов континентов и океанов есть результат не столько частичного плавления пиролита мантии, сколько последующей реакции тугоплавкого остатка с проникающими снизу по гипотетическим дунитовым каналам расплавами преимущественно базальтового состава. При этом состав продуктов этой реакции неоднозначный и взаимоисключающий. По мнению части исследователей, в ходе инконгруэнтного частичного плавления или взаимодействия с недосыщенной кремнеземом магмой происходит растворение пироксенов и кристаллизация оливина [например, 4, 14, 23], по мнению других эта реакция сопровождается кристаллизацией пироксенов за счет оливина в ассоциации (в зависимости от давления) со шпинелью, с гранатом или с плагиоклазом [8, 13, 15, 16]. Таким образом, в результате реакционного взаимодействия первого типа происходит дальнейшее истощение ультрамафитов глиноземом, известью и кремнекислотой, в результате второй реакции – обогащение этими элементами. В качестве продуктов реакции первого типа приводится описанная Дж. Квиком [19] зональность в краевой части массива Тринити, Калифорния: плагиоклазовый лерцолит-шпинелевый лерцолит – гарцбургит – дунит – клинопироксенит – габбро. Такая зональность обычна для магматической части офиолитов.

По мнению [14] многие мантийные образцы обогащены ортопироксеном, обеднены клинопироксеном и имеют слишком высокое отношение легких к тяжелым РЗЭ, чтобы быть остатками от частичного плавления примитивной мантии; было сделано заключение, что если по этим параметрам состава природа абиссальных перидотитов океанов не противоречит реститовой, то офиолитовые и подконтинентальные ультрамафиты есть результат магмо-мантийного взаимодействия; более того, при образовании последних реакционно-мантийный процесс может быть не только главным, но и единственным. В последующие годы этот вывод был подхвачен огромным числом последователей: нет ни одной современной публикации по альпинотипным ультрамафитам, в которой не был бы сделан вывод об участии в их формировании реакционномагматических процессов. Более того, некоторые исследователи привели прежние взгляды на происхождение альпинотипных ультрамафитов в соответствие с этой концепцией.

Помимо геохимических свидетельств магмо-мантийных процессов были предложены петрографические доказательства прохождения реакции ультрамафитов с базальтовыми расплавами: наличие мелкозернистых минеральных агрегатов в промежутках между крупными деформированными зернами этих же минералов [3, 22], ксеноморфные очертания зерен ортопироксенов вплоть до появления вогнутых границ, "заполненных" оливином – результат предполагаемого растворения пироксенов и кристаллизации оливина [22]. Был опубликован ряд статей, в которых появление плагиоклаза в лерцолитах связывают не с декомпрессией, а с кристаллизацией проникающего сквозь лерцолиты расплава, включая захваченного реститами [5, 7, 9, 11, 20].

Результаты и обсуждение. По мнению автора, ведущим процессом формирования подконтинентальных гарцбургит-лерцолитовых комплексов остается частичное

плавление вещества верхней мантии; влияние базальтоидных расплавов ограничена краевыми частями массивов. В основе этого утверждения лежат результаты изучения вещественного состава крупнейших ультраосновных массивов Урала.



Рис. 1. Вариации состава акцессорной хромшпинели в подконтинентальных и офиолитовых ультрамафитах Урала.

1 - 30-см микроразрез через подконтинентальную дунит-гарцбургит-лерцолитовую серию юго-восточного блока Кемпирсайского массива, месторождение Алмаз-Жемчужина, скв. 245, гл. 1159 м; 2-5 – микроразрезы через контакты гарцбургита (2, 4) с жилами метасоматического дунита (3, 5), офиолитовые массивы: 2-3 - Войкаро-Сыньинский, долина притока р. Хойлы, 4-5 – Алапаевский массив, Курмановское месторождение. Серое поле – составы подконтинентальных ДГЛС Урала, массивы Северный, Средний, Южный и Узянский Крака, Нуралинский, Кемпирсайский (юго-восточный блок). Показаны пределы погрешностей анализов по III категории точности.

Главное доказательство исключительной роли процесса частичного плавления – экспериментально подтвержденное [12] существование непрерывных дунит-гарцбургит-лерцолитовых серий (ДГЛС), в которых петрогенные и редкие элементы коррелируют между собой и с составом слагающих ультрамафиты минералов. В породах ДГЛС Урала содержания MgO, с одной стороны, и Al₂O₃, CaO, NiO, SiO₂, Yb – с другой, независимо от массива аппроксимируются линейной зависимостью с отклонениями, не выходящими за пределы погрешностей анализов. Так, железистость и хромистость акцессорной хромшпинели в шпинелевых фациях ГЛС Урала и мира связаны прямой линейной (рис. 1). Массовые доли глинозема в сосуществующих хромшпинели, орто- и клинопироксенах и породе также коррелируют между собой. Аналогичные зависимости в подконтинентальных гарцбургит-лерцолитовых комплексах мира были получены по литературным данным. Моновариантные, не зависящие от региона корреляции между петрогенными элементами в ультрамафитах исключают влияние какого-либо дополнительного фактора на их количественные соотношения, в том числе реакции базитовых магм с породами этих серий.



Рис. 2. Нормированные на примитивную мантию [17] спектры РЗЭ в образцах гарцбургитов и лерцолитов (А) и в слагающих их пироксенах (Б).

А. 1-2 – наименее истощенные шпинелевые лерцолиты массивов: 1 – Северный Крака, Южный Урал, 2 – Ронда, Испания [10], 3 – истощенный гарцбургит Нуралинского массива, Южный Урал. Серое поле – модельные составы РЗЭ в реститах - продуктах частичного плавления в диапазоне 5-30 % [18].

Б. Лерцолит массива Средний Крака: спектры РЗЭ в породе (1)и в сосуществующих клино- (2) и ортопироксене (3).

Спектры РЗЭ уральских подконтинентальных ультрамафитов, как правило, идентичны рассчитанным для продуктов частичного плавления [18] – рис. 2А. Повышенная

в некоторых образцах концентрация легких лантаноидов наблюдается только в породах; она не компенсируется их содержаниями в главных минералах-концентраторах РЗЭ – в клино- и ортопироксенах (рис. 2Б) и обусловлена присутствием новообразованных фаз неизвестного состава, возможно образованным в ходе серпентинизации. Поэтому можно утверждать, что в постреститовый период пироксены не испытали заметных изменений. Последующая локальная синтектоническая рекристаллизация привела к преобразования первичной протогранулярной структуры ультрамафитов в порфирокластическую, обусловленную сосуществованием напряженных порфирокластов первичных силикатов и гранобластового агрегата необластов тех же минералов, принимаемого за продукт реакции ультрамафитов с базальтовым расплавом.

Изучение преобразования шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые показало, что этот процесс проходил в изохимических условиях как для петрогенных [2], так и для редких элементов [21]. В ходе предполагаемой реакции шпинелевых лерцолитов с базальтовым расплавом первичные соотношения элементов должны были бы существенно измениться, что на самом деле не наблюдается.



Рис. 3. Нормированные на примитивную мантию спектры РЗЭ в несерпентинизированных ультрамафитах Войкаро-Сыньинского массива: в шпинелевом лерцолите (1) и в продуктах метасоматоза: дуните (2) и оливиновом вебстерите (3).

В отличие от подконтинентальных ультрамафитов продукты частичного плавления пиролита мантии в офиолитах, как правило, ограничены слабо дифференцированными гарцбургитами. После их формирования существенную роль играли процессы синкинематической метаморфической дифференциации [1], при которой на месте гарцбургитов была образована метасоматическая триада дунит-вебстерит-хромитит. Пропорции этих пород статистически близки количественным соотношениям оливина, пироксенов и хромшпинели в материнском гарцбургите, а составы минеральных фаз наследуют таковые в гарцбургитах (например, хромшпинель - рис. 1). В этом заключается одно из наиболее значимых отличий продуктов метаморфической дифференциации от реститов. Другое отличие – масштабы проявления: процесс частичного плавления охватывает громадные объемы, о чем свидетельствует постоянство нормированной на постоянную железистость величины Cr/(Cr+Al) в акцессорной хромшпинели во всех без исключения шпинелевых фациях ГЛС Урала и мира [6]. Масштабы второго процесса незначительны и контролируются степенью тектонической переработки материнского гарцбургита.

Метасоматический характер процесса дифференциации подтверждается поведением редкоземельных элементов: если в дунитах спектр РЗЭ (особенно легких) практически идентичен гарцбургитовому, то в вебстеритах сумма тяжелых РЗЭ снижается на полпорядка (рис. 3). Влияние серпентинизации здесь исключено – все изученные породы представлены несерпентинизированными разностями.

Выводы. Ультрамафиты складчатых областей испытали два последовательных этапа формирования: магматический и метаморфический. На первом, в ходе частичного плавления вещества верхней мантии, возникли два типа ультрамафитов: а) (дунит) – гарцбургит - шпинель-лерцолитовая серия и б) гарцбургиты с относительно постоянным соотношением и составом слагающих минералов. Метаморфический этап включает преобразование шпинелевой фации в плагиоклазовую, синтектоническую дифференциацию с проявлениями метасоматоза в локальном масштабе, регрессивную петельчатую серпентинизацию и последующий прогрессивный метаморфизм. Продукты реакции базит-рестит прослеживаются только в краевых частях офиолитов с образованием пород дунит-клинопироксенитового комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 12-П-5-1020 Программы Президиума РАН.

Литература

1. Савельева Г.Н. Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения // Труды ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 127. Свердловск, 1977. С. 3-17.

2. *Чащухин И.С., Штейнберг Д.С.* Сопоставление химического состава лерцолитов массива Нурали (Южный Урал) в шпинелевой и плагиоклазовой фациях // Ежегодник-1987 ИГГ УрО РАН. Свердловск. 1988. С. 43-47.

3. *Arai S., Takada S., Michibayashi K., Kida M.* Petrology of Peridotite Xenoliths from Iraya Volcano, Philippines, and its Implication for Dynamic Mantle-Wedge Processes // J. Petrol. 2004. V. 45. № 2. P. 369-389.

4. Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Dijkstra A.H., Drury M.R. Geochemistry of the Othris Ophiolite, Greece: Evidence for Refertilization? // J.Petrol. 2003. V. 44. № 10. P. 1759-1785.

5. *Dick H.J.B.* Abyssal peridotites, very spreading ridges and ocean ridge magmatism // Saunder A.D., Norry M.J. (eds). Magmatism in the Ocean Basins. 1989. V. 42. Geological Special Publication: London. P. 71-105.

6. *Dick H.J.B., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinetype peridotites and spatially associated lavas // Contrib Mineral Petrol. 1984. V. 86. P. 54-76. 7. *Dick H.J.B., Lissenberg C.J., Warren J.M.* Mantle Melting, Melt Transport, and Delivery Beneath a Slow-Spreding Ridge: The Paleo-MAR from 23°15'N to 23°45'N // J.Petrol. 2010. V. 51. № 1&2. P. 425-467.

8. *Dijkstra A.H., Barth M.G., Drury et al.* Diffuse porous melt and melt-rock reaction in the mantle lithosphere at a slow-spreading ridge: A structural petrology and LA-ICP-MS study of the Othris Peridotite Massif (Greece) // Geochemistry, Geophysics, Geosystem. 2003. V. 4. 24, doi:10.1029/2001GC000278.

9. *Dijkstra A.H., Drury M.R., Vissers R.M.L.* Structural petrology of plagioclase lherzolites in the West Othris Mountains (Greece): melt impregnation in mantle lithosphere // J. Petrol. 2001. V 42. P. 5-24.

10. *Garrido C.J., Bodinier J-L., Alard O.* Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite // Earth Planet. Sci. Let. 2000. V. 181. P. 341-358.

11. *Hanghøj K., Kelemen P.B., Hassler D., Godard M.* Composition and Genesis of Depleted Mantle Peridotites from the Wadi Tayin Massif Oman Ophiolite; Major and Trace Element Geochemistry, and Os Isotope and PGE Systematic // J. Petrol. 2010. V. 51. № 1&2. P. 201-227.

12. *Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. № 3. P. 287-310.

13. *Kaczmarek M-A., Muntener O.* Juxtaposition of Melt Impregnation and High-Temperature Shear Zones in the Upper Mantle; Field and Petrological Constraints from the Lanzo Peridotite (Northern Italy) // J. Petrol. 2008. V. 49. № 12. P. 2187-2220.

14. *Kelemen P., Dick H.J.B., Quick J.* Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction on the upper mantle // Nature. 1992. V. 358. P. 635-641.

15. *Lenoir X., Garrrido C. J., Bodinier J.-L. et al.* The Recrystallization Front of the Ronda Peridotite: Evidence for Melting and Thermal Erosion of Subcontinental Lithospheric Mantle beneath the Alboran Basin // J. Petrol. 2001. V. 42. № 1. P. 141-158.

16. *Le Roux V., Bodinier J.-L., Tommasi A., Alard O. et al.* The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 259. P. 599–612.

17. *McDonough W. F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

18. *Niu Y*. Bulk-rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-melting Processes Beneath Mid-Ocean Ridges // J. Petrol. 2004. V. 45. № 12. P. 2423-2458.

19. *Quick J.* Petrology and Petrogenesis of the Trinity Peridotite, an Upper Mantle Diapir in the Eastern Klamath Mountains, Northern California // J. Geophyscal Res. 1981. V. 86. № 12. P. 11837-11863.

20. *Rampone E., Piccardo G.B., Vanucci R., Bottazzi P.* Chemistry and origin of trapped melts in ophiolitic peridotites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 4557-4569.

21. *Rampone E., Piccardo G.B., Vanucci R., Bottazzi P., Ottolini L.* Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: the spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib Mineral Petrol. 1993. V. 115. P. 1-17.

22. Soustelle V., Tommasi A., Bodinier J.L., Garrido C.J., Vauchez A. Deformation and Reactive Melt Transport in the Mantle Lithosphere above a Large-scale Partial Melting Domain: the Ronda Peridotite Massif, Southern Spain // J. Petrol. 2009. V. 50. № 7. P. 1235-1266.

23. *Van der Wal D., Bodinier J-L.* Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 122. P. 387-405.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ОРУДЕНЕНИЯ НА РЕДКОМЕТАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ «СИБИРКА»: ДАННЫЕ ТН-U-РВ ХИМИЧЕСКОГО МИКРОЗОНДОВОГО ДАТИРОВАНИЯ.

Шагалов Е.С., Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Месторождение «Сибирка» расположено в Саткинском районе Челябинской обл., в левобережье р. Сатки, возле пос. Сибирка. В настоящее время месторождение включено в Зюраткульский Национальный Парк. Оно открыто в 1951 г. М.А. Бояриновым на основании аэрогаммасъемки. Месторождение является комплексным с промышленными содержаниями Nb, Ta, Zr, Th, TR, Mo, Be. В связи с плохой обогатимостью руд обычными способами, месторождение отнесено в разряд забалансовых. Его минералогия, геохимия и генезис изучались в 1966-1968 гг. сотрудниками ИМГРЭ Е.М. Еськовой и А.Ф. Ефимовым [2-5].

Месторождение является самым западным в пределах Главной редкометальной провинции Урала, выделенной К.К. Золоевым с соавторами [2]. Оно сложено, по данным [2 и 3], многостадийными полевошпатовыми, фельдшпатоидно-полевошпатовыми и карбонатитовыми метасоматитами с тонкозернистой редкометальной минерализацией. Эти метасоматиты развиты по трахиандезито-базальтам и их туфам небольшой локальной вулканической струкуры и вмещающим ее осадочным породам бакальской и саткинской свит нижнего рифея Башкирского мегантиклинория, в зоне тектонического нарушения, оперяющего глубинный Юрюзано-Зюраткульский рифтогенный разлом. Этот разлом характеризуется длительной историей развития. В среднерифейское время (1400-1350 млн. лет) в зоне разлома формировалась машакская контрастная базальтлипаритовая формация, по химизму характерная для внутриконтинентальных рифтовых зон. Зона разлома контролирует и размещение среднерифейских габброидов и гранитоидов Кусинско-Копанского интрузивного комплекса с крупным титаномагнетитильменитовым оруденением [15]. К западу от разлома находится Бердяушский массив гранитов-рапакиви с дайками нефелиновых сиенитов. В более позднее время в зоне разлома происходили неоднократные тектонические подвижки, сопровождающиеся метаморфизмом и гидротермально-метасоматическими преобразованиями пород и омоложением изотопно-возрастных данных. Самые молодые датировки в этой зоне, по данным авторов, имеют кварц-слюдяные жилы с сульфидной минерализацией и поздние слюдяные пегматиты с возрастом 288-297 млн лет (К-Аг метод по слюде, анал. А.И. Степанов), что уже свидетельствует о связи поздних этапов его активизации с коллизионными событиями, завершающими формирование Уральского орогена.

Возраст пород месторождения «Сибирка», определённый по валовым пробам [3, (метод не назван)], 387-420 млн. лет. По мнению автора [3], он соответствует раннепалеозойской трахибазальтовой формации западного склона Урала.

Пробы для возрастного датирования месторождения «Сибирка» отбирались нами на вершине горы, непосредственно над разведочной штольней, где обнаружены коренные выходы крупнозернистых, белых, слабообохренных эгирин-кварц-калишпатовых метасоматитов с высоким гамма-излучением до 350-500мкр/ч. Химическим анализом в них определены высокие содержания Zr около 1,2 мас.% и Th около 0,12 мас.%. Как было отмечено ранее всеми исследователями, размерность рудных минералов на месторождении крайне мала. В обогащенных Zr рудах выделить чистый материал (фракцию циркона) для анализа по распространённым методикам (ID- TIMS, SIMS (SRIMP)) практически невозможно, поскольку цирконы образуют тончайшие срастания (рис. 1) микроскопических зёрен (порядка 0,5-2мкм), с монацитом, апатитом и кварцем,



Рис 1. Морфология циркона из эгирин-кварц-калишпатовых метасоматитов месторождения «Сибирка».

Фото в обратно-рассеянных электронах выполнены на: А, Б - САМЕСА SX-100, B-E - JEOL JSM-6390LV (аналитики В.В Хиллер и С.П. Главатских).

				meerop	ождон		npra.			
точка	ZrO2	HfO2	Y2O3	SiO2	CaO	U2O3	Yb2O3	Ce2O3	La2O3	сумма
Zr-2	65.28	0.82	0.05	32.97	0.13	0.09	0.01	Н.О.	Н.О.	99.35
Zr-5	63.71	0.72	0.14	35.91	0.07	0.00	0.00	Н.О.	Н.О.	100.55
Zr-7	62.98	0.69	0.15	34.74	0.07	0.04	0.03	Н.О.	Н.О.	98.7
Zr-19	61.18	0.59	0.19	38.10	0.07	0.10	0.00	0.10	0.00	100.33
Zr-21	62.76	0.57	0.17	35.92	0.07	0.11	0.19	0.20	0.16	100.15

Таблица 1. Состав циркона из эгирин-кварц-калишпатовых метасоматитов месторождения «Сибирка».

последние три минерала образуют относительно более крупные выделения. Цирконы в исследованной пробе образуются как фаза, в результате замещения неустановленного первичного минерала, предположительно цирконосиликата игольчатого или пластинчатого облика (рис. 1а, б, г). Это может быть катаплеит, отмеченный в работе Е.М. Еськовой (1976), обычно встречающийся в виде радиально-лучистых и шестоватых агрегатов пластинчатых кристаллов. Кристаллики циркона обладают как собственными гранями, так и индукционными поверхностями (рис. 1в). В отраженных электронах видна зональность (рис. 1е) с тёмным идиоморфным ядром и яркими краями. На рис. 1д видно, что монацит образовался позже кристалликов циркона. По составу цирконы данного типа метасоматитов близки цирконам щелочных метасоматитов щелочных комплексов и карбонатитов [16].

В связи с выше сказанным, предпочтительными для датирования в данном случае являются методики, использующие валовый состав проб или крайне локальные методы, например, микрозондовый анализ с использованием микроанализатора CAMECA SX-100 с соответствующим программным обеспечением (анал. Хиллер В.В.). Методика измерения и расчётов описана в [1].



Рис. 2. Морфология монацита месторождения «Сибирка».

Монацит имеет ксеноморфные зёрна (рис. 2 а, б), сильно варьирующие по размеру от первых микрон до 0,5 мм. Отмечаются сростки индивидов, близких к идиоморфным (рис. 2 в, г). Минерал относится к цериевой разновидности. Содержания радиоактивных компонентов невелики (ThO₂ до 4 мас.%, UO₂ до 0,1) (табл. 2). В обратно-рассеянных электронах в зернах проявляется слабая пятнистая зональность, связанная с вариациями содержания тория.

Изохронный возраст по монацитам составил 478±95млн. лет, средне-взвешанный возраст по всем замерам 474±29млн. лет (рис. 3). При возрастных вариациях отдельных точек анализа от 530±85 до 401±86млн. лет (табл.2) можно выделить несколько возрастных кластеров: «древний» со средне-взвешанным возрастом 510±50 млн лет, «основной» - 470±44млн лет и «молодой» 427±61млн лет. Статистически края монацитов имеют более древние датировки, чем центральные части. Это возможно связано с метасоматической природой монацитов месторождения, с ростом зерен от краев к центру или перераспределением элементов Th, U, Pb при кристаллизации.



Рис. 3. ThO₂ - PbO данные с изохронной (А), вариации значений точечного Th-U-Pb возраста и их средне-взвешанная величина (Б) для монацитов месторождения «Сибирка».

Обсуждение данных. Выводы.

Полученные цифры возраста монацитовой минерализации в одном из минеральных типов рудоносных метасоматитов месторождения «Сибирка» свидетельствуют, что это месторождение, как и предполагалось ранее [3], связано с этапом раннепалеозойского субщелочного трахибазальтового магматизма по восточной периферии Восточно-Европейской платформы, предшествующего раскрытию Уральского палеоокеана. Полученные данные позволяют уточнить возраст формирования этого месторождения, который, по-видимому, растянут во времени и составляет для монацитовой минерализации 478±95 млн лет (граница кембрия и ордовика).

Формирование монацитовой минерализации в связи с субщелочным магматизмом в структуре Юрюзано-Зюраткульского разлома коррелируются с возрастами некоторых этапов субщелочного магматизма на восточной окраине Восточно-Европейского палеоконтинента (западном склоне Урала).

Субщелочные вулканиты и интрузивные комплексы на западном склоне Северного Урала проявлены в районе Кваркушско-Каменногорского антиклинория (щегровитский, кваркушский, гранит-риолитовый, шпалорезовский, дворецкий, благодатский, кусьинский, троицкий, вильвинский и журавликский комплексы). Их возраст 680-550 млн лет [8, 11]. Возраст пород благодатского комплекса не имеет надежного изотопногеохронологического обоснования. К-Аг датировка 422±12 млн лет [8], полученная по трахибазальтам, отвечает, по мнению Г.А. Петрова с соавторами [11], одному из этапов тектонических деформаций. Монцогаббро-сиенит-порфировый верхне-серебрянский комплекс, развитый в восточной части Кваркушского антиклинория на границе с

	d1, MJH Jer	102	109	62	90	106	94	73	81	75	83	69	71	86	86	71	82	82	93	80	81	113	93	66	79	86	81	89	86	111	85	59	107
E	I , МЛН ЛЕТ	462	451	463	462	495	432	421	428	437	434	468	475	468	401	466	524	480	523	481	493	451	504	509	521	486	488	513	436	458	530	494	518
ζ	Cymma	100.36	99.13	99.15	99.54	99.15	96.20	98.21	99.60	98.83	98.33	99.41	99.82	99.50	69.66	101.19	101.01	99.74	100.00	99.62	100.16	99.24	96.96	100.52	100.81	101.34	100.44	99.60	97.79	100.56	99.38	99.70	99.26
	CaU	0.06	0.08	0.32	0.14	0.13	0.25	0.28	0.15	0.20	0.15	0.21	0.24	0.15	0.16	0.21	0.09	0.09	0.13	0.11	0.13	0.09	0.14	0.09	0.10	0.13	0.11	0.14	0.13	0.09	0.12	0.48	0.75
0.5	SIU 2	0.20	0.11	0.14	0.17	0.09	1.25	0.39	0.23	0.27	0.80	0.17	0.15	0.13	0.21	0.32	0.26	0.29	0.24	0.40	0.25	0.08	0.20	0.20	0.37	0.19	0.36	0.26	0.55	0.14	0.18	1.85	0.07
011	UU2	0.0000	0.0064	0.0044	0.0134	0.0134	0.0178	0.0193	0.0085	0.0124	0.0155	0.0169	0.0136	0.0103	0.0104	0.0162	0.0156	0.0190	0.0090	0.0132	0.0028	0.0013	0.0213	0.0043	0.0097	0.0074	0.0164	0.0040	0.0155	0.0035	0.0189	0.1321	0.0126
	PbO	0.0419	0.0404	0.0562	0.0498	0.0471	0.0436	0.0559	0.0500	0.0567	0.0500	0.0677	0.0661	0.0529	0.0439	0.0649	0.0637	0.0573	0.0546	0.0590	0.0592	0.0382	0.0537	0.0490	0.0656	0.0547	0.0601	0.0581	0.0505	0.0384	0.0628	0.0883	0.0469
¢ E	I nU ₂	2.14	2.09	2.84	2.49	2.20	2.32	3.07	2.73	3.02	2.67	3.35	3.23	2.63	2.54	3.22	2.81	2.75	2.42	2.84	2.82	1.99	2.43	2.25	2.93	2.62	2.84	2.65	2.68	1.96	2.72	3.77	2.09
	Y ₂ U ₃	0.02	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.06	0.08	0.07	0.01	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.07	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.04	0.05	0.02	0.05
	Gd2U3	0.13	0.20	0.20	0.22	0.22	0.15	0.19	0.27	0.14	0.26	0.23	0.36	0.19	0.28	0.19	0.24	0.29	0.27	0.21	0.33	0.27	0.31	0.26	0.20	0.21	0.24	0.32	0.16	0.32	0.16	0.14	0.25
0	Sm ₂ O ₃	0.54	0.62	09.0	0.52	0.55	0.50	0.56	0.52	0.56	0.57	0.58	0.60	0.50	0.59	0.69	0.65	0.54	0.66	0.53	0.57	0.60	0.53	0.65	0.70	0.47	0.68	0.63	0.65	0.54	0.58	0.52	0.44
	Nd ₂ U ₃	11.02	10.81	10.89	11.05	11.17	10.46	10.77	10.64	10.79	10.84	10.56	10.95	11.05	11.24	11.20	11.33	11.12	11.02	11.08	11.06	11.30	10.60	11.31	11.83	11.00	11.55	10.90	10.85	11.66	11.36	10.50	12.55
4	Fr₂U ₃	4.23	4.53	4.18	4.40	4.35	4.12	4.28	4.31	4.29	4.27	4.14	4.20	4.14	4.41	4.56	4.40	4.46	4.19	4.21	4.29	4.28	4.17	4.45	4.46	4.43	4.56	4.34	4.16	4.56	4.36	4.06	4.08
	Ce ₂ U ₃	38.89	38.32	37.45	38.40	38.06	36.80	37.42	38.10	37.38	37.23	37.23	37.41	37.93	37.90	38.30	38.39	38.32	38.32	38.16	38.01	38.38	38.22	38.82	38.12	38.79	37.79	38.24	37.26	38.28	37.85	36.37	34.93
	La ₂ O ₃	13.10	12.32	12.53	12.31	12.40	11.75	11.75	12.78	12.39	11.99	12.67	12.26	12.37	12.26	12.29	12.37	12.09	12.51	12.26	12.38	12.42	12.65	11.95	11.75	13.00	11.77	12.21	12.00	12.49	12.30	12.33	14.37
	P2U5	29.99	29.97	29.88	29.73	29.88	28.51	29.41	29.78	29.69	29.43	30.09	30.26	30.34	29.99	30.08	30.35	29.68	30.13	29.72	30.21	29.73	30.60	30.46	30.22	30.39	30.39	29.80	29.26	30.44	29.62	29.43	29.63
	ЧКа	3 44	-4_9	5_{-10}	5_11	-5_6	5_12	5_14	5_19	5_20	5_21	5_23	5_24	5_25	5_26	5_28	5_30	5_31	5 32	5_34	5_39	-5_5	5_33	5_36	5_37	5_38	5 40	-5_7	-5_8	5_45ц	5_46к	7_47	8 48
E	10	Mnz-	Mnz-	Mnz	Mnz	Mnz-	Mnz-	Mnz-	Mnz-	Mnz-	Mnz-	Mnz	Mnz	Mnz	Mnz	Mnz-	Mnz	Mnz-6	Mnz-6	Mnz-	Mnz-												

aHHbIM.
д мите о
читанный п
зраст, расс
ирка» и во
ия «Сиби
иесторожден
монацитов
. Состав
Таблица 2

полосой палеозойских шельфовых толщ, имеет возраст 447 ± 8 млн лет (цирконы, U-Pb SHRIMP) [10]. Несколько севернее расположен трахибазальт-трахириолитовый малиновский комплекс, датированный по цирконам 476,2±2,7 млн. лет (12, 13). Цитированные выше авторы считают, что все эти комплексы связаны с рифтогенными процессами.

На Среднем Урале такие породы обнаружены в Билимбаевской (Хомутовский и Гладкинский массивы и др.) и Нязепетровской структурах и на западной периферии Уфалейского антиклинория. Возраст лейкогранитов и фенитов, развитых около сиенитов в западной части уфалейского антиклинория по К-Аг методу 437-373 млн. лет [7].

Этот венд-кембрийско-ордовикский этап имел значительную интенсивность. В пределах Кусинско-Копанской интрузии проявлен возрастной этап преобразований в диапазоне 550 -440 млн. лет. В выделенных из анортозита расслоенной серии цирконах Медведевского месторождения обнаружен поздний их тип с возрастом $510,4 \pm 5,9$ млн лет. Кроме того, нижнее пересечение конкордии с дискордией по всем трём типам цирконов этого месторождения соответствует возрасту 551 ± 59 млн. лет [15]. Некоторые метаморфогенные новообразования, заместившие магнезиальные и известковые скарны Кусинского месторождения, имеют U-Pb возраст по перовскитам 440-536 млн. лет [6].

Также в изначально более древних протерозойских магматических породах Башкирского антиклинория датированием по единичным зёрнам циркона были обнаружены статистически значимые кластеры в узком раннепалеозойском диапазоне [14]. Статистически обработанные конкордантные датировки цирконов в магматических породах, залегающих в айской свите, дали уровни 441.8 ± 8.2 млн. лет и 437 ± 11 млн. лет; среди машакской свиты: на р. Кузьелга — 434,8 ± 6,7 млн. лет, на хр. Бол. Шатак — 447 ± 3,6 млн. лет; в поле аршинской серии на р. Арше, на широте горы Игонин Камень — 454,5 ± 5,8 млн. лет, к северу от пос. Тирлян, на руч. Половинный — 437 ± 7,2 млн. лет. Такой же кластер образуют U-Pb определения цирконов (455 ± 5,6 млн. лет) из метаморфизованных долеритов с реликтами миндалекаменной структуры на хр. Маярдак, где выделяется белетарская свита рифея. Все датировки укладываются в узкий интервал 435-455 млн. лет (конец ордовика - лландовери, т.е. вблизи границы ордовика и силура). В.Н. Пучков с соавторами [14] предполагают, что в пределах полей развития древних вулканитов имеются и нераспознанные (вследствие плохой обнаженности) дайки и силлы более молодых пород, датируемых примерно на границе ордовика и силура.

Необходимо также отметить, что монацитовая минерализация с сингенетичными ториевыми и урановыми минералами на территории Башкирского мегантиклинория распространена также в его восточном борту в терригенных породах суранской, юшинской, машакской и зигазино-комаровской свит нижнего и среднего рифея, имеющих рифтогенную природу. Возраст минерализации, рассчитанный по содержанию свинца в уранините, составляет около 600–610 млн. лет [9]. Содержания Рb и расчёты возраста в данной работе не приведены. Авторы предполагают как метаморфогенную, так и магматогенно-метасоматическую природу этой минерализации.

Авторы выражают благодарность В.А. Попову и В.И. Поповой за помощь в организации полевых работ на месторождении, В.В Хиллер и С.П. Главатских за выполненные анализы и расчеты возраста. Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН проект 12-П-5-2015.

Литература

1. Вотяков С.Л., Хиллер В.В., Щапова Ю.В., Поротников А.В. Химическое электроннозондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: методические аспекты // Литосфера, 2010, № 4, С. 94–115.

2. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. -Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ ГУПР по Свердловской области, ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ. 2004. 336с.

3. Еськова Е.М. Щелочные редкометальные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 292с.

4. *Еськова Е.М., Ефимов А.Ф.* Геология и геохимическая специализация Щелочных метасоматитов Западного склона Урала// Редкие элементы в формациях изверженных пород. М.: Недра, 1975. С. 58-75.

5. *Ефимов А.Ф., Еськова Е.М.* Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 90-128.

6. *Гекимянц В.М.* Минералогия титана и циркония в скарнах, родингитах и родингитоподобных образованиях западного Урала / Дис. канд. геол.-мин. наук. Москва, МГУ. 2000. 21с.

7. Грабежев А.И., Карагодин С.С., Чащухина В.А., Парфенов В.В. Геохимия метасоматитов щелочных и субщелочных интрузивных комплексов западного склона Среднего Урала / Припринт. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1982. 58 с.

8. *Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З.* Петрология щелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480-503.

9. Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О. Монацитовая минерализация Западного склона Южного Урала // Геологический сборник, № 8, Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. 2009. С. 138-144.

10. Петров Г.А. Геология и минералогия зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. – Екатеринбург: Изд-во УрГГУ, 2006. 195 с.

11. Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера, 2005, № 4, С. 42-69.

12. *Петров Г.А.* Условия формирования комплексов зоны Главного уральского разлома на Северном Урале / Под ред. В.Н. Огородникова -Екатеринбург: Изд. Уральского государственного горного университета, 2007 181 с.

13. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В.* Новые данные о возрасте субщелочного магматизма на восточной окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и оценка скорости продольного раскрытия раннепалеозойского рифта // ДАН. Т. 414, № 4. 2007. С. 513-517.

14. *Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А.* Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник, № 9. 2011. С. 36-43.

15. *Холоднов В.В., Шагалов Е.С.* Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti–Fe–V) интрузий Кусинско-Копанского комплекса на Южном Урале: U–Pb - датирование цирконов Медведевского месторождения // Доклады академии наук, 2012, Т. 446, № 4, С. 432–437.

16. *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S. Y., Fisher N.I.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol., 2002, V. 143. P. 602–622.

ЭКСПРЕССНАЯ ПОЛУКОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЦВЕТОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МИНЕРАЛОВ И ДРУГИХ МАТЕРИАЛОВ (НА ПРИМЕРЕ МАЛАХИТА)

Шуйский А.В.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург

Введение

Со словом малахит всегда ассоциируется зелёный цвет и широта его оттенков. Несмотря на то, что для подавляющего большинства людей практически любой зелёный камень или имитация является малахитом, для малахита не всякий оттенок зелёного является характерным. При достаточно долгой работе с камнем глаз адаптируется к большому количеству оттенков зелёного, и малейшие изменения цвета становятся заметны. Это же относится и различению и фиксации цвета других материалов. Однако, количественные оценки вариаций цвета как правило отсутствуют, и поэтому они остаются не только качественными, но и в существенной степени субъективными.

В настоящее время количественные оценки цвета в геологии производится преимущественно при диагностике рудных минералов. Измерения производятся при помощи различных спектрофотометров, в результате чего снимается спектр отражения образца [2-4].

Не всегда есть возможность провести десятки и сотни анализов на дорогостоящем аналитическом оборудовании. В то же время, информации о каких-либо действующих недорогих экспресс-методах количественной оценки цветовых характеристик в литературе и Интернете не было обнаружено.

В работе предлагается общедоступный метод экспрессного полуколичественного определения цветовых характеристик полированных образцов минералов и других материалов с целью изучения связи цвета с химическим составом и диагностики. Метод реализуется с помощью планшетного сканера.

Предлагаемый метод имеет ограничение: использование планшетного сканера не позволяет сопоставить данные, полученные на конкретном сканере с получеными на других сканирующих устройствах. Однако данные, получаемые на одном и том же сканере, могут быть использованы для сопоставления с другими данными, полученными на сканерах того же модельного ряда, так как такие сканеры имеют достаточно высокую воспроизводимость. Поэтому метод, при использовании эталона, может быть использован в качестве средства диагностики минералов и обнаружения их отличия от минералов из других месторождений, или их имитаций. В частности, таким объектом является малахит, находящийся в обращении в трех видах: природный, выращенный и в виде имитаций.

Метод измерения цветовых характеристик

Метод использует цветовую модель HSB (или HSV). Координатами цвета в этой модели являются:

• Ние – цветовой тон (оттенок). Варьирует в пределах 0-360°, однако иногда приводится к диапазону 0-100 или 0-1.

• Saturation – насыщенность. Измеряется в пределах 0-100 (или 0-1). Этот параметр иногда называют чистотой цвета, так как чем он больше, тем цвет «чище», а чем он меньше, тем ближе цвет к нейтральному серому.

• Brightness или Value – яркость (светлота, значение цвета, тон). Также задаётся в пределах 0-100 (или 0-1).

Цветовая модель HSB использует цилиндрическую систему координат, где координата Н определяется полярным углом, S – радиус-вектором, а B – Z-координатой. То есть, цветовой тон изменяется при движении вдоль окружности цилиндра, насыщенность – вдоль радиуса, а яркость – вдоль высоты. Несмотря на «математическую» точность, у такой модели есть существенный недостаток: на практике количество различимых глазом уровней насыщенности и оттенков уменьшается при приближении яркости (В) к нулю (то есть, на оттенках, близких к чёрному) [1].

Для проведения работ необходимы: планшетный сканер, программа для сканирования и графический редактор. Также нужны базовые знания по работе в графических редакторах. Все работы по сканированию должны производиться на одном приборе и с одной программой сканирования.

В работе была использована стандартная программа сканирования OC Windows 7.

Определение цветовых характеристик производится в три этапа:

- 1. Сканирование изображения.
- 2. Обработка полученного изображения.
- 3. Съём цветовых характеристик.

Начиная со второго пункта необходим графический редактор. Предлагается использовать программу Adobe Photoshop, как наиболее известную и удобную.

Перед тем, как снимать цветовые параметры с отсканированного изображения, нужно произвести размытие изображения, чтобы усреднить цветовые значения зон для более точного определения цветовых характеристик. Для этого используется фильтр «Размытие по Гауссу»: Filter>Blur>Gaussian Blur. Рекомендуемое значение 1.

Цветовые параметры снимаются при помощи стандартного инструмента, имеющегося в любой графической программе - Color Picker (пипетка, Eyedropper Tool). При помощи этого инструмента снимается ряд значений, результат которых усредняется. Для малахита, как зонального материала, следует это делать для нескольких наиболее широких полос образца, как тёмных, так и светлых. Необходимо учитывать, что при яркости менее 15-18, значение цветового тона очень часто не соответствует действительности, поэтому кроме показателей яркости можно ничего не фиксировать. Это связано с недостатком модели HSB, о котором говорилось ранее: количество различимых уровней насыщенности и цветовых тонов уменьшается при приближении яркости к нулю (то есть, на оттенках, близких к чёрному).

Опробовано десять сканеров различных моделей Epson, HP, Canon, Brother, среди которых по воспроизводимости и качеству цветопередачи оказались, пусть не намного, но более качественными сканеры Epson.

При определении цветовых характеристик методом сканирования, установленные погрешности измерения составляют: H – 1-3%, S – 5-8, B – 2-5.

Экспериментальная часть и результаты

Сканирование производилось на сканере EPSON Perfection 1670. В качестве материала для исследования были взяты 15 образцов природного африканского малахита, 16 образцов выращенного малахита, а также 3 образца широко представленной в настоящее время имитации малахита китайского производства, производящейся на основе гидроокиси алюминия.

Самой показательной характеристикой явился цветовой тон (Hue). Для природного малахита цветовой тон варьировал от 135 до 150, а в выращенном – от 145 до 165. То есть, цветовой тон выращенного малахита смещён в синюю область. Это связано с тем, что малахит выращивается в аммиачных растворах, имеющих интенсивный синий цвет. Раствор и после просушивания задерживается между игольчатыми кристаллами, которые и являются строительными единицами агрегата массивного малахита. Область совпадения цветового тона у выращенного и природного малахита довольно мала, поэтому определение цветовых характеристик в большинстве случаев может дать ответ на вопрос о происхождении малахита. В нескольких образцах природного малахита были встречены включения псевдомалахита, и для них также были сняты цветовые характеристики. Их цветовой тон варьировал в интервале от 145 до 165. При этом цветовой тон самого малахита достигал отметок 150. Это можно объяснить тем, что фосфатные растворы влияют на цвет и самого малахита в областях, где происходило замещение псевдомалахитом.



Рис. Соотнесение цветовых тонов для природного малахита, выращенного малахита, и имитации.

Для упомянутой имитации малахита характерно следующее. В пределах одной пластины встречаются зоны только трёх оттенков. Самая светлая из них (яркость от 60 до 80) обладает параметром цветового тона от 126 до 132. Средняя по яркости (яркость от 27 до 34) обладает цветовыми тонами от 132 до 146. Самая тёмная (яркость от 12 до 18) характеризуется двумя интервалами – от 120 до 124 и от 145 до 155.

Суммарные данные можно видеть на рисунке, где показано соотнесение цветовых тонов для природного и выращенного малахита, а также китайской имитации.

Заключение

Показано, что предложенным методом в большинстве случаев можно по цвету различать малахит природный и выращенный по используемой технологии, а также отличать их от имитации на основе гидроокиси алюминия в тех случаях, когда цветовой тон материала находится вне зоны совпадения с цветовым тоном других материалов. Метод сканирования также может быть использован для работы с большим количеством образцов одного объекта исследования. В настоящее время ведутся исследования цветовых характеристик марганцовых минералов. По предварительным данным наблюдается прямая зависимость насыщенности окраски пироксмангита от содержания в нём марганца.

Литература

1. Агостон Ж. Теория цвета и её применение в искусстве и дизайне. М.: Мир, 1982. 182 с.

2. Болдырева М.М., Киселев Д.А., Романовский И.В. Компьютерная информационная система для идентификации рудных минералов и расчёта их цветовых характеристик. СПб: Изд. СПбГУ, 2009. 40 с.

3. *Atkin B.P., Harvey P.K.* The use of quantitative color values for opaque-mineral identification // Canadian Mineralogist, 1979. V. 17. P. 639-647.

4. *Hall A.J., Mohammad H.A.* Measurement of Quantitative Colour Values of Ore Minerals Using a Filter-Photocell Method // Iraqi National Journal of Earth Sciences, 2012. V. 12, № 1. P. 23-38

МАЛАХИТ ПРИРОДНЫЙ И ПРОМЫШЛЕННЫЙ. ИСТОРИЯ, СПОСОБ, РЕЗУЛЬТАТ

Шуйский А.В., Петров Т.Г.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург

Попытки получения ювелирно-поделочного малахита предпринимались неоднократно на протяжении полутора веков. В 19 веке этими вопросами занимались Пруст [19, 20], Беккерель [18] и Шультен [12], а в первой половине 20 века – Салов [4]. Все эти попытки не привели к получению материала, сходного с природным [15].

В начале 70-х в НИИ Земной Коры Ленинградского Государственного Университета Т. Г. Петровым, А. Э. Гликиным, С. В. Мошкиным были получены первые в мире образцы ювелирно-поделочного малахита, в 1975 г. была подана заявка на авторское свидетельство (№102486). Вскоре, при участии А.В. Нардова, метод был внедрён на свердловском заводе «Уральские самоцветы», где малахит получали в течение нескольких лет [6, 11, 15]. Позже малахит стала производить фирма "Север" в Санкт-Петербурге, которая просуществовала до середины девяностых. После этого метод был внедрён на фирме «Женави», где малахит, практически не отличающийся от природного, производится до сих пор. В настоящее время ведутся постоянные работы по совершенствованию аппаратуры для синтеза, по повышению качества продукта и воспроизводимости технологического процесса.

Позднее, в 1981 г., малахит несколько иным способом был получен во ВНИИ СИМСе и в ИЭМ АН СССР под руководством В.С. Балицкого. Было показано, что он также соответствует природному [5]. Однако в настоящее время кроме малахита, получаемого «Женави» по методу НИИЗК ЛГУ, выращенный малахит на рынке не фигурирует, что позволяет считать, что этот метод не нашел применения в промышленности.

Информации о получении ювелирно-поделочного малахита за пределами России авторами не было обнаружено.

Метод, разработанный в НИИЗК ЛГУ, использует водно-аммиачные растворы. Трехкамерный кристаллизатор работает по принципу рециркуляции с переносом растворителя в газовой фазе. Рабочий раствор находится в нижней камере, под дном которой находится нагреватель. Кристаллизация в ней идёт за счёт испарения растворителя и разложения медно-аммиачных комплексов. Материал нарастает под слоем раствора: на стенках, на дне кристаллизационной камеры и на подложках различной формы, вводимых для обогащения рисунка. Средняя камера – растворительная, в ней находится исходное вещество (порошкообразный реактив CuCO₃Cu(OH)₂ и отходы производства). Верхняя камера является конденсационной. При нагреве нижней камеры, пары поднимаются по осевой трубе в конденсационную [8, 9], откуда конденсат стекает в растворительную, где насыщается и стекает в кристаллизационную. Температура в кристаллизационной камере поддерживается на уровне 65-80 °C. Технологический цикл выращивания – 2 месяца. За это время материал приобретает толщину около 10 мм.

Для выращенного малахита характерна, как и для природного, почковидная поверхность (рис. 1). Это результат неодинакового развития сферолитов. При разрезании или раскалывании таких образцов ярко проявляется плисовость. Кристаллы имеют игольчатую форму, часто встречаются двойники, о чем свидетельствуют контуры в виде ласточкиного хвоста на микрофотографиях сколов, параллельных направлению роста (рис. 2). Поверхность фронта нарастания материала микробугристая. Бугорки – головки отдельных кристаллов, образовавшиеся на последней стадии роста при малых пересыщениях Видно, что кристаллы уплощены (рис. 3). При нарастании на нить возникают цилиндриты, имеющие концентрически-зональную структуру.



Рис. 1. Выращенный малахит. Фото В. В. Удовиченко.



Рис. 2. Тонкоигольчатый выращенный малахит в сколе, параллельном направлению роста.



Рис. 3. Поверхность нарастания малахита. Видны головки кристаллов.

Процесс формирования малахита весьма чувствителен к изменениям температурного режима, что используется для варьирования цвета и получения полосчатости, параллельной поверхности нарастания. При нарастании на плоскую поверхность образуется слой с квазипараллельным расположением кристаллов игольчатой формы. При превышении нормальной скорости кристаллизации на донной поверхности образуются пузырьки газа, дающие начало образованию трубочек – амфор, что снижает выход продукции [13].

Извлекаемый из кристаллизатора материал имеет голубоватый оттенок, что связано с присутствием остаточного раствора в пространстве между кристаллами. Кроме того, прочность материала понижена, поскольку всегда существующая конкуренция за пространство между растущими кристаллами вызывает в материале напряжения. При некоторых формах подложки эти напряжения приводят к образованию трещин и браку материала. Поэтому после извлечения материал просушивается; температура постоянная, ок. 35-40°C. Зависимость потери веса от времени показана на рис. 4. За время сушки происходит перекристаллизация материала, а также испарение растворителя и кристаллизация из оставшегося между кристаллами агрегата раствора. Это способствует повышению прочности и существенно ослабляет голубизну. Потеря массы при сушке составляет 0,5- 1% массы.



Рис. 4. Потери массы при высушивании

В результате исследования выращенного малахита было установлено, что по своим физико-химическим характеристикам он полностью соответствует природному. Показано, что цвет малахита (обычно зеленый), изменяется от почти белого до практически черного, в зависимости от толщины зерна. Чем больше поперечник индивидов, тем темнее материал. Образующийся в свободных условиях и выросший из одного центра агрегат кристаллов малахита имеет шарообразную форму – сферолит. Общее условие их формирования – большие относительные пересыщения, в результате чего происходит расщепление кристаллов с последующим геометрическим отбором [10], который и приводит к радиальному расположению кристаллов. Колебания пересыщения влекут изменение скорости роста и, соответственно, изменение цвета нарастающего слоя. С уменьшением пересыщения и замедлением процесса расщепления, толщина кристаллов увеличивается, цвет становится темнее.



Рис. 5. Изделия с использованием выращенного малахита. Брелок (латунь, позолота). Подставка под авторучку (бронза, меднение). Знак зодиака, Рак (бронза, позолота).

Для минерала характерен групповой рост сферолитов, поэтому основная форма выделения малахита – это слои и массы с натёчной поверхностью, в которых, при рас-

калывании или разрезании, проявляется радиально-лучистое или концентрически-зональное строение.

Среди особенностей малахита выделяется плисовость, характеризующаяся изменением интенсивности цвета при изменении ориентации образца относительно источника света и глаза. Микросферолитовый малахит, образующийся при высоких пересыщениях и являющийся всегда светлым, плисовостью не обладает и, соответственно, не изменяет своего цвета в зависимости от направления среза.

Сочетание перечисленных факторов с вариациями формы поверхности нарастания обуславливают неопределённо большое разнообразие рисунка минерала.

Природный малахит является эталоном и некоторого рода ориентиром для выращиваемого малахита. В природе и в лабораторных условиях растворы, из которых возникает малахит, имеют различный состав, однако "законы", по которым формируется агрегат малахита, остаются теми же, что позволяет получать кристаллическую фазу, отвечающую природной. С другой стороны, установленная связь между цветом материала, толщиной зерна и пересыщением раствора позволяет высказать гипотезу о причинах часто встречающейся ритмичности изменения цвета в природном малахите. Обычно малахит является продуктом близповерхностных химических реакций медьсодержащих растворов зоны окисления медносульфидных месторождений со вмещающими карбонатными породами. Поэтому естественно считать ритмические изменения интенсивности цвета результатом сезонных колебаний интенсивности процессов окисления сульфидов меди.

Идентичность промышленного малахита природному проверялась неоднократно при помощи различных методов [1-3, 5, 7, 14-16]. Твёрдо установлено, что их физикохимические свойства одинаковы, то есть это одно и то же вещество. Отличается выращенный малахит повышенными значениями износостойкости и полируемости, что объясняется его более высокой чистотой по сравнению с природным.

При производстве изделий на фирме «Женави» малахит разрезается на пластины толщиной 1,5-5 мм. Материал, выросший на боковой поверхности кристаллизационной камеры, имеет более разнообразный рисунок, чем донный. Его сохранение при очередной перезагрузке и снятии донного материала позволяет последовательно наращивать боковой слой до 40-50 см. В этом материале хорошо проявляется плисовость.

Для выявления рисунка весьма важна ориентация плоскости реза к поверхности пластины. Наиболее четкий рисунок, с максимальным контрастом, выявляется при параллельности разреза направлению роста. При увеличении отклонения реза от нормального к поверхности контраст ослабляется и при параллельности плоскости нарастания материал - имеет практически черный цвет.

Рисунок выращиваемого малахита при использовании подложек и вариациях условий кристаллизации весьма разнообразен, что позволяет использовать его при изготовлении любых видов изделий, традиционных для природного малахита.

В 2008 году были проведены работы, показавшие, что выращенный малахит может использоваться для реставрации исторических памятников архитектуры. На примере малахитового убранства главного иконостаса Исаакиевского собора в Санкт-Петербурге было наглядно показано, как фрагменты выращенного малахита могут восполнить утраты облицовки, и при этом целостность рисунка и его цветовая гамма не будет нарушена [16, 17].

Рисунок малахита стараются передать в имитациях, которых на рынке представлено довольно много. В настоящее время рынок цветного камня заполонила одна из них, поставляемая из Китая и представляющая собой гидроокись алюминия. Отличить её в мелких изделиях бывает довольно трудно, однако в крупных этого не составляет труда. Во-первых, зоны одного цвета резко изменяются по толщине, а их положение относительно друг друга хаотично. Во-вторых, в рисунках встречается только три оттенка зелёного. В-третьих, отсутствует плисовость, что вообще характерно для всех имитаций.

Метод получения малахита, неотличимого от природного, выигрывает по сравнению с добычей материала в природе. При должной организации производства процесс синтеза малахита является существенно менее трудоёмким, безотходным и безопасным. При этом есть возможность планирования получаемого объёма материала, а также моделировать будущий рисунок. Всё это делает себестоимость получаемого малахита существенно ниже природного.

Следует констатировать, что пока не удаётся устойчиво получать светлый неплисовый малахит. Недостатком получаемого малахита также можно считать наличие пусть и слабого голубоватого оттенка в некоторых разновидностях, хотя, впрочем, такой оттенок встречается и в природном.

Имея в виду общеизвестные сложности горно-добывающих производств, таких как опасность для жизни шахтёров, вредность подземных работ, а также проблема общего истощения запасов невоспроизводимых природных ресурсов, к которым относится и малахит, изобретение способа получения материала для изделий не выходящих из моды, следует считать достижением не только научно-техническим, но и общекультурным.

Литература

1. *Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Тимохина И.В.* Синтез и основные свойства ювелирно-поделочного малахита // Синтез минералов, Т. 1. Александров: ВНИИСИМС, 2000. С. 502-532

2. Домнина М.И., Филатов С.К. Термические деформации и псевдослоистость малахита. // Неорганические материалы. 1986. Т. 22. № 6. С. 984-989.

3. Каминская Т.Н. Заключение по результатам исследования образцов природного и синтетического малахита. 1999.

4. *Куликов Б.Ф.* Словарь-справочник камней-самоцветов. М.: Издательский дом МСП, 2000. С. 128-130.

5. *Мельников Е.П., Черненко Т.В.* Свойства и диагностика природного и синтетического малахита // Вестник геммологии. 2003. № 8-9. С. 11-26 (№8), С. 31-35 (№9).

6. *Петров Т.Г.* Кристаллогенетическое моделирование процессов минералообразования: дис. док. г.-мин. наук. Ленинград, 1987. С. 304-352.

7. *Петров Т.Г., Мошкин С.В., Жоголева В.Ю.* Сравнительное изучение морфологических и физико-химических характеристик синтетического и природного малахита. // Труды ленинградского общества естествоиспытателей. 1986. Т. 79, Вып. 2. С. 142-151.

8. Петров Т.Г., Трейвус Е.Б., Пунин Ю.О., Касаткин А.П. Выращивание кристаллов из растворов. Ленинград: Изд. Недра, 1983. 200 с.

9. Протопопов Е.Н., Протопопова В.С., Соколов В.В., Петров Т.Г., Мошкин С.В., Нардов А.В. Синтетический ювелирно-поделочный малахит и способ его получения // Патент Российской Федерации RU2159214. 2000.

10. *Пунин Ю.О., Штукенберг А.Г.* Автодеформационные дефекты кристаллов. С-Пб: Изд. СПбГУ, 2008. 318 с.

11. *Филатов С.К.* Первый выращенный малахит // Санкт-Петербургский Университет 2006. № 22 (3745). С. 51-54.

12. *Чирвинский П.Н.* Искусственное получение минералов в XIX столетии. Киев: Типография Императорского Университета, 1903-1906. 406 с. 13. Шуйский А.В. Генезис трубчатых образований в естественном и выращенном малахите. // Тезисы ко II Международной конференции «Кристаллогенезис и минералогия» (Санкт-Петербург, 1-5 сен. 2007 г.). Санкт-Петербург, 2007. С. 145-148.

14. *Шуйский А.В., Зорина М.Л.* Инфракрасные спектры природного и выращенного малахита. // Журнал прикладной спектроскопии. 2013. Т. 80, №4. В печати

15. Шуйский А.В., Петров Т.Г. История получения малахита // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 14. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского (Пермь, 1-2 фев. 2011 г.). Пермь, 2011. С. 64-71.

16. Шуйский А.В., Петров Т.Г. Малахит в убранстве Исаакиевского собора и выращиваемый малахит как материал для реставрации. // Кафедра IV. Материалы научнопрактической конференции «Исаакиевский собор между прошлым и будущим» (Санкт-Петербург, 5 дек. 2008 г.). Санкт-Петербург, 2008. С. 268-286.

17. Шуйский А.В., Петров Т.Г. Малахитовое убранство Исаакиевского собора и оценка его состояния. // Государственный музей-памятник «Исаакиевский собор». Исторические чтения. (Санкт-Петербург, 27 дек. 2009 г.). – URL:http://www.isaac.spb.ru/reading/y2009/shuisky (дата обращения: 26.05.2013)

18. *Becquerel M.C.* Sur les moyens de produire a l'aide de forces electriques tres faibles, de la malachite sembable a celle que l'on trouve dans la nature. // Comptesrendus hebdo-madaires des séances de l'acédemie des siences, T. I. Paris, Bachelier, Imprimeur-libraire, 1835, P. 19.

19. Leicester H.M., Klickstein H.S. A Source Book of Chemistry 1400–1900. New York, McGraw-Hill, 1952. P. 202.

20. Proust J. L. Ann. Chim. 32. 1799. P. 26-54.

ЮБИЛЕЙ ИЗВЕСТНОГО УРАЛЬСКОГО УЧЕНОГО Г.Б. ФЕРШТАТЕРА

29 сентября с.г. исполняется 80 лет Герману Борисовичу Ферштатеру, известному ученому, главному научному сотруднику лаборатории петрологии магматических формаций Института геологии и геохимии УрО РАН, зам. главного редактора журнала «Литосфера», профессору, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки России.



Рис. Г.Б. Ферштатер отвечает на вопросы участников «Уральской минералогической школы» 2011г.

Выпускник Свердловского горного института им. В.В.Вахрушева Г.Б. Ферштатер в 1957 - 1963 гг работал геологом- съемщиком, а затем главным геологом Магнитогорской ГРП Мингео СССР. Под его руководством и при непосредственном участии были открыты разрабатывающиеся сейчас медно-колчеданное месторождение Александринское и месторождение силикатного никеля Сахара, составлена детальная геологическая карта масштаба 1:10000 Магнитогорского рудного поля площадью более 300 кв. км.

После он поступил в аспирантуру при Институте геологии и геохимии УФАН СССР к профессору Д.С. Штейнбергу, курс лекций которого по петрографии в Горном институте навсегда привязал Германа Борисовича к этой фундаментальной для геологии науке. Их плодотворное сотрудничество продолжалось не один десяток лет.

В 1966 г. Г.Б. Ферштатер закончил работу над кандидатской диссертацией, результатом которой была монография, посвященная геологии и петрографии Магнитогорской габбро-гранитной интрузии, а в 1972 - над докторской диссертацией по петрологии уральских гранитоидов. Вскоре он стал заведующим лаборатории петрологии гранитоидов. В этот период им выполнено формационно-фациальное расчленение уральских магматических пород, основанное на генетических принципах: давлении и флюидном режиме магмообразования, закономерностях строения и эволюции магматических серий: габбро-гранитоидных и гранитоидных. Постепенно в круг научных интересов Г.Б. Ферштатера и его коллег вошли практически все важнейшие типы магматических пород Урала, и в 1984 г. его лаборатория была преобразована в лабораторию петрологии магматических формаций, существующую по сей день. Он был ее руководителем до 2003 г.

С конца 80-х годов Г.Б. Ферштатер активно сотрудничает с учеными из Испании, Италии, Израиля, Германии, Великобритании, Норвегии. Их совместные работы привлекли внимание зарубежных коллег к магматизму Урала и способствовали высокому международному престижу уральской петрологической школы. Никогда не занимаясь профессиональной преподавательской деятельностью, Герман Борисович прочел лекции студентам в ряде городов из этих стран, а также в столицах республик бывшего Советского Союза - Алма-Ате и Ташкенте.

В 1994-1998 гг. Г.Б. Ферштатером выявлена поперечная геохимическая зональность ультрамафит-мафитового магматизма Урала, свидетельствующая о росте деплетирования мантии под Уралом в восточном направлении, и количественно охарактеризована противоположная по тренду зональность гранитоидного магматизма, обусловленная ростом в этом же направлении мощности континентальной коры и ее сиалического слоя. Эти закономерности имеют фундаментальное значение для понимания геологической истории и современного строения Урала, так как эта зональность - определяющая черта уральского палеоокеанического орогена.

В результате многолетних исследований были установлены основные особенности эволюции уральского палеозойского магматизма, главная из которых заключается в смене мантийного магматизма (460 – 380 млн. лет) мантийно-коровым (370–310 млн. лет), а последнего – коровым гранитным магматизмом пермского возраста (290–250 млн. лет).

В последние годы Г.Б. Ферштатером разработана генетическая модель многоэтапного надсубдукционного анатексиса - главного петрогенетического процесса, ответственного за гранитоидный магматизм Урала. Так, становление полиформационных габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных массивов включает следующие этапы: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) кристаллизацию роговообманковых габбро и диоритов, обогащение остаточного расплава водой; 3) самопроизвольное частичное плавление габбро и диоритов с образованием тоналит–гранодиоритового расплава (автомигматизация); 4) мигматизацию тоналитов и гранодиоритов; формирование гранитной части массивов; 5) гидротермальную деятельность и связанное с ней золотое и редкометальное оруденение.

Указанные научные достижения Г.Б. Ферштатера вносят значительный вклад в решение проблем магмообразования и в понимание физико-химической природы процессов петро- и рудогенеза. Результаты последних 15 лет обобщены им в монографии «Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала», которая выходит в свет в этом году.

Всего Г.Б.Ферштатером опубликовано свыше 400 работ, среди которых 8 монографий, более 80 статей в российских реферируемых журналах и 40 статей в зарубежных изданиях.

Г.Б. Ферштатер проводит большую работу по подготовке кадров. Под его научным руководством подготовлено и защищено 13 кандидатских диссертаций. Такие его ученики, как Е.В. Пушкарев, Т.А. Осипова, Г.Ю. Шардакова, Е.А. Зинькова, С.В. Прибавкин, Е.С. Шагалов и др. ведут успешную самостоятельную работу, и с ними связано будущее уральской петрологии. Под их руководством подрастает следующее поколение петрологов.

Организационный комитет «Уральской минералогической школы», коллеги и ученики желают Герману Борисовичу оставаться бодрым, полным идей и замыслов, и иметь крепкое здоровье для их осуществления!

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Α	Кориневский В.Г. 77	С
Абрамов С.С. 6	Кориневский Е.В. 77	Сивков М.Н. 141
Азовскова О.Б. 12	Краснокутская А.В. 39	Степанов С.Ю. 144
Алексеев А.В. 19	Л	Стрелецкая М.В. 150
Алексеев В.И. 144	Лазарева И.И. 94	Суставов О.А. 154
Альмухаметов Р.Ф. 92	Левашова Е.В.81	Суставов С.Г. 156
Б	Лобастов Б. М. 59	Τ
Бажин Е.А. 21	Μ	Терехова А.В. 100
Белогуб Е.В. 39	Малахов Ф.А. 28	Томилина А.В. 165
Берзин С.В. 23	Малюгин А.А. 12	Φ
Бидный А.С. 118	Морозова А.В. 85	Федюк Р.С. 171
В	Мочалов А.В. 171	Χ
Вазиров К.В. 28	Мустафин С.К. 92	Холоднов В.В. 71, 187
Γ	Н	Храмов А.А. 174
Грознова Е.О. 6	Налобина С.С. 105	Ц
Главатских С.П. 156	Никанорова Ю.Е. 94	Цыганков А.О. 179
Д	Новоселов К.А. 39	Ч
Денисова Ю.В. 34	0	Чайковский И.И. 49
3	Огородников В.Н. 156	Чащухин И.С. 181
Заботина М.В. 39	Онуфриенок В. В. 100	Червяцова О.Я. 124
Зайцева М.В. 150	П	Чукреева М.В. 19
Зворыгина А.А. 44	Паленова Е.Е. 39	Ш
Зинькова Е.А. 133	Перфилова О.Ю. 68, 105	Шагалов Е.С. 156, 187
И	Петров Т.Г. 197	Шнюков С.Е. 94
Ильинский Ю.Ю. 171	Пономарева Г.А. 110	Шуйский А.В. 194, 197
К	Попов В.А. 112	
Кадебская О.И. 49, 56	Попов М.П. 118	
Калинина Т.А. 56	Потапов С.С. 124	
Карнаухова О.М. 59	Прибавкин С.В. 133	
Киселева Д.В. 150	Пушкарев Е.В. 85	
Кисин А.Ю. 62, 141	Р	
Клейменов В.В. 68	Рахимов И.Р. 137	
Коновалова Е.В. 71	Ровнушкин М.Ю. 12	

Научное издание

XIX Всероссийская научная конференция

Уральская минералогическая школа - 2013

посвященная

минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов

Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля.

> Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геологии и геохимии Уральского отделения РАН ИД № 03004 от 13.10.2000 г.

Редактор: канд. геол.-мин. наук Е.С. Шагалов Компьютерная верстка: канд. геол.-мин. наук Д.В. Киселева

№ НИСО 41(13)

Отпечатано в службе оперативной полиграфии УрО РАН 620990, г. Екатеринбург, ул. Первомайская, 91, тел.: (343) 362-32-98 Формат – А4. Обложка – цветная. 207 стр. Из них 206 черно-белые и 2 (1 и 3 стр.) цветные.120 экз.