Российская академия наук Уральское отделение

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральский государственный горный университет Российское минералогическое общество Уральский региональный петрографический совет



УРАЛЬСКАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА - 2015

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

Екатеринбург 2015 УДК 549.1

XXI Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2015», посвященная 70-летию Победы в Великой Отечественной Войне. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 139с.

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

Издан при финансовой поддержке Уральского отделения Российской академии наук.

Содержание

	Стр
Алексеев А.В., Сорока Е.И. Институт Геологии и Геохимии в годы Великой Оте-	
чественной Войны	5
Бажин Е.А., Савельев Д.Е. «Имидж-анализ» при изучение и опробование место-	
рождений хромитов	13
Берзин С.В., Иванов К.С., Зайцева М.В. Пермотриасовые базальты, вскрытые	
сверхглубокой скважиной Ен-Яхинская СГ-7 в фундаменте Западно-Сибирского	
бассейна	16
Бестемьянова К.В. Минералогия барит - полиметаллических месторождений	
Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай)	20
Вахрушев С.В., Понарядов А.В. Технологические свойства титановых руд Сред-	
него Тиммана	25
Волчек Е.Н., Червяковский В.С. Минералогический состав и геохимические осо-	
бенности андезитов Алапаевско-Теченской зоны Урала	27
Зворыгина А.А. Лавсонит в мафит-ультрамафитовой единице Максютовского	
комплекса	31
Калинина Т.А., Чайковский И.И. К минералогии коры выветривания по карбона-	
там Казаковской горы (Пермский край)	34
Кисин А.Ю. Имитации ювелирных камней в прошлом и настоящем	38
Кисин А.Ю., Баранова Е.А., Ростова А.В., Евдокимова К.В., Притчин М.Е. Новые	
находки розового топаза в Кочкарском антиклинории (Южный Урал)	41
Кориневский В.Г. Псевдофауна («граптолит») из силурийских кварцитов Южного	
Урала	45
Мачевариани М.М. Комплексная характеристика типоморфных особенностей	
циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива	49
Молошаг В.П. Радиоактивная минерализация в рудах колчеданных месторожде-	
ний Урала	52
Перфилова О.Ю., Клейменов В.В., Лобастов Б.М., Савчик Д.М. Современные ими-	
тации некоторых ювелирно-поделочных камней	56
Перфилова О.Ю., Лобастов Б.М., Карнаухов Е.М. Использование интерактивных	
игр при изучении кристаллографии и минералогии	62
Попов М.П., Фомина М.А., Веретенникова Т.Ю. Гранатовая минерализация с ме-	
сторождения жадеита Пусьерка (ЯНАО)	67
Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В. Леонова Л.В., Ляхницкий Ю.С. Раз-	
витие сульфатной (гипс и барит) минерализации как минералогический признак	
сернокислотного спелеогенеза в пещере Шульган-Таш (Башкортостан)	70
Прибавкин С.В., Замятина М.Д. Минералы висмута Баженовского Bi-Mo-W ме-	
сторождения (Средний Урал)	77
Размыслов И.Н. Минералогические особенности бокситов Среднего Тиммана	84
Сенотрусов В.А. Трещины скола в офиолитах Северной Норвегии: состав запол-	
нения, кинематика и реконструкция полей напряжения	85
Сильянов С.А, Некрасова Н.А. Типоморфизм арсенопирита золоторудных место-	
рождений Северо-Енисейского рудного района	89
Степанов С.Ю., Кетров А.А., Антонов А.В., Федоров П.Е. Воронцовское месторо-	
ждение золота, как пример флюидогенных рудных объектов Уральской складча-	
той области	94
Суставов С.Г., Ханин Д.А., Шагалов Е.С. О находке крокоита в поздних золото-	
носных кварц-карбонатных жилах Березовского месторождения	99
Федюк Р.С., Мочалов А.В., Тимохин А.М., Муталибов З.А. Полезные ископаемые	
Приморского края с позиций строительного материаловедения	106

месторождения (Средний Урал)
генов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (но-
вые данные), как признак раннего проявления гетерогенизации (жидкостной не-
смесимости) рудообразующих хлоридно-сульфатных флюидов
Черепков А.А., Степанов С.Ю., Антонов А.В., Паламарчук Р.С. Сравнительная
характеристика золото-сульфидного оруденения Ильинской и Андреевской даен
Берёзовского рудного поля (Средний Урал)
Шмакова А.М., Шевчук С.С., Голубева И.И. Ильменитовое россыпепроявление и
песчаниках верхнего триаса (Приполярный Урал)
Юричев А.Н. Петролого-структурные аспекты хромитоносности геологических
объектов
Авторский указатель

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ В ГОДЫ ВЕЛИКОЙ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ВОЙНЫ

А.В. Алексеев, Е. И. Сорока ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Институт геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого является преемником Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР, который был образован в г. Свердловске в 1939 г. для обеспечения сырьем быстро развивающейся уральской промышленности. Начальный период становления института пришелся на тяжелые военные годы. Великая Отечественная Война и последовавшая эвакуация на Урал промышленных предприятий из центральных районов страны поставила задачу быстрой интенсификации поисков полезных ископаемых. Под руководством первого директора института академика Л.Д. Шевякова (1939-1944 г.г.) все силы сотрудников были брошены на выполнение этой задачи. Лев Дмитриевич Шевяков, академик, Лауреат Государственной премии, был основоположником научной школы теории проектирования шахт и автор классификации систем поземной разработки месторождений. За трудовую и научную деятельность, в том числе, и в годы Великой Отечественной Войны, был награжден двумя орденами Ленина и другими орденами и медалями [1, 4].

В военное время в институте было три сектора: геологический (впоследствии Институт геологии и геохимии имени акад. А.Н. Заварицкого), геофизический (впоследствии Институт геофизики имени чл-корр. Ю.П. Булашевича) и горный (впоследствии Институт горного дела). Нужно отметить, что к началу войны в геофизическом секторе было всего 3 сотрудника, в горном секторе -11, а в геологическом -10.

Практически в первые дни войны на базе института была развернута комиссия по мобилизации ресурсов Урала на нужды обороны, которую возглавил президент АН СССР академик В.Л. Комаров, на правах вице-председателей в нее вошли академики А.Е. Ферсман и И.П. Бардин. В работе комиссии участвовали 60 научно-исследовательских учреждений, а в числе членов комиссии были академики: А.А. Байков, С.Г. Струмилин, В.А. Обручев, А.А. Скочинский, В.Н. Образцов, П.И. Степанов, Л.Д. Шевяков и др. Был произведен учет и переоценка всех известных месторождений и проявлений полезных ископаемых, развернуты работы по расширению базы стратегического сырья, внедрению накопленных в мирное время результатов исследований в промышленную практику, чтобы в короткий срок удвоить выпуск промышленной продукции по сравнению с уровнем 1941 г.

В работе комиссии было несколько приоритетных направлений, которые курировались учеными института. В 1941 г. перед геофизическим сектором были поставлены задачи, способствующие решению проблемы энергетического обеспечения Урала, для чего было изучено Буланаш-Елкинское месторождение, и решению проблемы получения нержавеющей стали, для чего изучалось Вишневогорское месторождение редкометальных пегматитов. Эти работы послужили началом развития на Урале электрометрической и радиометрической тем. С 1942 г. геофизический сектор возглавил *Ю.П. Булашевич*, первый директор Института геофизики (1958-1976 г.г.). Большая работа по изысканию резервов роста добычи важнейших полезных ископаемых на шахтах и карьерах Урала, Алтая, Горной Шории и Казахстана была выполнена учеными-горняками – Л.Д. Шевяковым, А.А. Скочинским, Л.Н. Быковым, К.М. Чарквиани, М.И. Агошковым, И.Н. Сидоровым и др.

Острая нехватка алюминия для авиастроения принудила к активной разработке бокситовых месторождений севера Урала. Изучением уральских месторождений бокситов занимался профессор, доктор геолого-минералогических наук Андрей Карпович Гладковский. Он был организатором и первым заведующим лабораторией экзогенной металлогении, которая занималась изучением условий образования и нахождения бокситовых месторождений не только на Урале, но и в других регионах страны. Еще в довоенное время при непосредственном участии ученых было открыто крупнейшее Северо-Уральское бокситовое ме-

сторождение, а также медноколчеданные Сибайское, Каменск-Уральское, Алапаевско-Режевские месторождения.

Нехватка меди для снарядов вызвала мощный толчок к поискам и разведке новых и доразведке уже известных месторождений. К этой работе были привлечены сотрудники Горно-геологического института, в частности, Святослав Нестерович Иванов, будущий директор Института геологии и геохимии (1968-1975 г.г.). Он был прикомандирован к Сибайской геолого-разведочной партии и возглавил разведку Сибайского месторождения на Южном Урале. В самом начале Великой Отечественной Войны Святослав Нестерович ушел добровольцем на фронт, но его как специалиста по поискам и разведке колчеданных месторождений вернули с фронта в Сибай. Он был награжден медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945», «50 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945». Он является лауреатом Государственной премии СССР 1949 г.

С осени 1941 г. на Урал были эвакуированы сотрудники Геологического института АН СССР. По согласованию с Народным комиссаром цветной металлургии П.Я. Антроповым, который в это время находился в Свердловске, почти все эвакуированные научные сотрудники были направлены в различные рудные районы Урала. В течение 1941-1944 г.г. на Северном Урале работали А.В. Пейве, В.П. Логинов, А.А. Филимонова. На Среднем – Т.Н. Шадлун, А.В. Пэк, Л.И. Лукин, В.С. Коптев-Дворников. С.И. Набоко - на Карабашском м-ние.

Ещё до начала Великой Отечественной Войны по инициативе академика А.Н. Заварицкого, который с 1939 г. был директором Геологического института АН СССР, была создана Уральская экспедиция СОПСа (Совета по изучению производительных сил) АН СССР, научным руководителем которой он являлся. В её работе активное участие принимал его сын Владимир Александрович. 22 июня 1941 г., еще не зная о начале войны, А.Н. Заварицкий вместе с семьей выехал на Урал в Ильменский минералогический заповедник. В заповеднике А.Н. Заварицкий жил и работал до июля 1943 г. К осени в эвакуацию на Южный и Средний Урал приехала и часть сотрудников ГИНа. Под руководством Александра Николаевича ряд старших научных сотрудников должны были вести исследования медных месторождений Урала. Они были прикомандированы к местным геологическим партиям, где заменяли геологов, ушедших на фронт. Совместно с московскими геологами, учеными Горно-геологического Института и геологами геолого-разведочных партий при непосредственном участии и научном руководстве А.Н. Заварицкого проводились работы на Южном Урале в районе недавно открытого Учалинского колчеданного месторождения. Таким образом, научно-исследовательская работа совмещалась с практической производственной работой. Зимой большинство сотрудников возвращалось в Свердловск, где выполняли камеральные работы в здании Горно-геологического института в Почтовом переулке. За годы войны Уральская экспедиция СОПСа сильно разрослась, были созданы отряды А.В. Пейве, С.И. Набоко и др. В нее входил и С.Н. Иванов, но впоследствии он, так же, как и сам А.Н. Заварицкий, В.П. Логинов, А.В. Пэк были прикомандированы к «Уралцветметразведке».

В мае 1942 г. геологи, работавшие на колчеданных месторождениях Урала, и сотрудники Уральской экспедиции собрались на совещании в Свердловске для научного отчета. После совещания они вместе с А.Н. Заварицким совершили поездку по железной дороге на Кабанское колчеданное месторождение к В.П. Логинову. С целью помощи геологическим производственным организациям Урала с 1941 по 1943 г.г. были организованы две экспедиции: одна на Северный и Средний Урал – по железной дороге, и другая на Южный Урал на автомашинах. Летом 1944 г. А.Н. Заварицкий, уже после его возвращения в Москву, организовал совместную поездку геологов по рудным месторождениям Урала и Кустанайской области. Результаты столь широко поставленных научно-исследовательских работ были изложены в книге «Колчеданные месторождения Урала» под ре



дакцией А.Н. Заварицкого. Эта книга была отмечена премией Всесоюзного минералогического общества.

Важнейшим стратегическим сырьем во время войны стал иридий, необходимый для улучшения механических и физико-химических свойств металлов. С самого начала войны сотрудниками Горно-геологического института активно велись работы по поискам месторождений осмистого иридия, а также ниобия, ртути, циркония и др. В ней участвовали А.А. Иванов, который возглавил Институт в 1944 г., Н.А. Ярош, А.П. Переляев, А.Н. Игумнов, М.А. Карасик. Член-корреспондент АН СССР Аркадий Александрович Иванов являлся крупнейшим специалистом в области изучения золота, платины и благородных металлов. Ему было поручено планирование, организация и проведение геолого-разведочных работ по поискам руд иридия на Урале. Это задача была решена в кратчайшие сроки, россыпные месторождения осмистого иридия Верх-Нейвинского массива сразу же были введены в эксплуатацию. Материалы по изучению ниобия в Вишневых горах были переданы тресту

«Уралредмет» для проведения пробной эксплуатации. На основе данного институтом прогноза была начата разработка месторождений осмистого иридия и циркония на Среднем Урале. В это же время были начаты работы по поискам ртути на Урале, были обследованы Аятское, Исовское и Егоршинское месторождения, трест «Уралзолото» начал опробование этих месторождений. Многие уральские железомедные и железорудные месторождения были обследованы учеными Института на кобальт. Сроки выполнения этих тем были сокращены до предела.

Кроме того, А.А. Иванов с сотрудниками работали над вопросами комплексного использования платиноносных дунитов. Ими было показано, что попутно извлекаемые хромшпинелиды могут быть использованы для производства хромовых химикатов, а сами дуниты — для получения огнеупоров, удобрений и извлечения никеля, кобальта, металлического магния. А.А. Иванов награжден двумя орденами «Трудового Красного Знамени» и медалями.

Во время войны научная деятельность института была тесно связана с работой геолого-разведочных предприятий, с рудниками и трестами. Сотрудниками оказывалась постоянная консультативная помощь комбинату «Свердловскуголь», трестам «Богословскуголь» и «Копейскуголь», рудникам, разведочным экспедициям и партиям, заводам и институтам.

Многие сотрудники Института геологии и геохимии в годы войны работали в геологических организациях и награждены ордена и медалями за доблестный труд и званием «Ветеран тыла» [2, 3]. Баклаев Яков Петрович был главным инженером Турьинской стационарной геолого-разведочной партии, награжден медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945 гг.», «40 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945», «50 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945». Буданов Николай Дмитриевич во время войны был главным инженером Уральской гидрогеологической экспедиции, занимался инженерно-геологической работой для нужд фронта и гидрогеологическими исследованиями на строительстве новых шахт на марганцевых и железных рудниках. Награжден орденами «Знак Почета», «Трудового Красного Знамени». Папулов Георгий Николаевич во время войны был начальником Каслинской и Верхне-Сергинской геолого-съемочных партий. Награжден медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945 г.г.», «50 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945 г.г.». Тужикова Валентина Ивановна работала в тресте Свердловскуглеразведка, Егоршинской геолого-разведочной партии в должностях участкового, районного и старшего геолога. Награждена медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945 гг.», «За трудовое отличие», «30 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945», «40 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945». Бернер Лидия Антоновна работала в Горно-геологическом институте с 1943 г. по 1982 г. в должности лаборанта и старшего лаборанта лабораторий теоретической геологии и рудных месторождений. Награждена медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945 гг.», «40 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945».

Большая работа во время войны велась и по популяризации научных знаний путем чтений лекций, выступлений по радио, в газетах. В этой работе особенно деятельное участие принимал академик Л.Д. Шевяков. Несмотря на крайне трудные условия труда, необеспеченность помещениями и кадрами, институт сполна внес свой вклад в победу в Великой Отечественной Войне.

Академик А.Е. Ферсман на выездной сессии АН СССР в г. Свердловске в 1942 году отметил, что Горно-геологический институт как самостоятельная единица УФАН СССР занял вполне определенную правильную линию в разрешении задач народного хозяйства и установлении тесных связей с промышленностью. А.Е.Ферсман горячо одобрил издание 2-х томов книги «Минералогия Урала». Он говорил, что настоящая научная минералогия родилась на Урале.

В 1958 г. из состава Горно-геологического института выделился Институт геофизики. В 1962 г. Горно-геологический институт был разделен на Институт геологии и Ин-

ститут горного дела, а в 1966 г. Институт геологии был переименован в Институт геологии и геохимии УФАН СССР. В 1970 г. Институту было присвоено имя академика А.Н. Заварицкого.

Большое число сотрудников, в разные годы работавших в Институте геологии и геохимии, героически воевали на фронтах Великой Отечественной Войны. Наш долг помнить всех участников и ветеранов войны и тыла и отдать дань уважения их заслугам.

Директор Института с 1956 по 1966 г.г. член-корреспондент АН СССР *Лев Нико- паевич Овчинников*, крупнейший исследователь контактово-метасоматических месторождений Урала, в 1941 г. был призван в Красную Армию и до 1945 г. находился в ее рядах. Он участник боев в Восточной Пруссии. Награжден Орденом Трудового Красного Знамени, Орденом Знак Почета, медалями.

Директор Института с 1978 по 1985 г.г. член-корреспондент АН СССР Александр Михайлович Дымкин, крупный специалист в области рудогенеза, петрологии и геохимии железорудных месторождений. В июле-октябре 1942 г. он был курсантом школы подводного плавания Балтийского флота; с октября 1942 г. состоял в составе действующей 260-й отдельной десантной бригады морской пехоты Балтийского флота (Кронштадт). С декабря 1942 г. принимал участие в оборонительных боях под Петергофом в составе отдельного истребительного противотанкового дивизиона той же бригады. Летом 1944 г. участвовал в десантных операциях на островах Кобвистского архипелага (Финляндия). Участвовал во взятии г. Таллин. Войну закончил в звании старшины 1-й статьи, комендора палубного 1-го класса.

Грозных Аркадий Иванович работал в Институте с 1974 по 1979 г.г. в должности заместителя директора по общим вопросам. В феврале 1943 г. был мобилизован в ряды Советской армии. С сентября 1942 по май 1944 обучался в Свердловском пехотном училище, которое окончил на «отлично». Ему было присвоено звание младшего лейтенанта I разряда. После этого Аркадий Иванович был направлен на II-ой Белорусский фронт, в 120 гвардейскую дивизию. В октябре 1944 года воевал на территории Польши.13.10.1944 г. был тяжело ранен в руку, эвакуирован в Казань, где находился на излечении до февраля 1945 г., когда он был уволен в запас. Награжден боевыми орденами и медалями.

Ярош Петр Яковлевич работал в лаборатории геологии рудных месторождений с 1962 по 1985 г.г. в должности заведующего лабораторией, первого заместителя директора и старшего научного сотрудника. Участник Великой Отечественной Войны с июля 1941 по декабрь 1945 гг. С августа по сентябрь 1945 г. в составе войск Забайкальского фронта воевал с японскими империалистами в Манчжурии. В 1945 г. был ранен в голову под г. Хайларом. Демобилизован в звании капитана.

Прокин Василий Александрович с 1986 по 1988 г.г. был заведующим лабораторией геологии рудных месторождений. Участвовал в Великой Отечественной Войне с 1942 по 1945 г.г. При отступлении Советских войск с Керченского полуострова попал в немецкий плен, находился в лагерях для военнопленных в г. Кривой Рог и пос. Марганец, откуда ему удалось бежать в сентябре 1942 г. В феврале 1943 г. ему удалось достичь своих войск в станице Привольной. Принял участие в боях в составе 904 гаубичного полка, 256 запасного стрелкового полка Северокавказского фронта. С мая 1943 г. Прокин В.А. служил в 239 артполку, в составе которого воевал на IV Украинском, I и II Прибалтийских и Ленинградском фронтах. Василий Александрович занимал должности командира топовычислительного отделения, разведотделения и командира топовзвода. С осени 1943г. был комсоргом дивизиона. Награжден многими правительственными наградами. В настоящее время проживает в г. Уфа.

Покровский Павел Владимирович работал в ИГГ с 1957 по 1973 г.г. в должности заведующего лабораторией геохимии редких элементов, с 1973 по 1979 гг. в должности старшего научного сотрудника. В 1939 г. по призыву в РККА служил в Монгольской Народной республике. Также служил в Манчжурии. Участвовал в войне с японскими импе-

риалистами в 1945 г. Уволился в запас лейтенантом в 1946 г. Награжден медалью «За победу над Японией».

Ершов Владимир Михайлович обучался в аспирантуре УФАН с 1955 по 1958 г.г. Работал в Институте в группе геохимии изотопов, лабораториях региональной гидрогеологии и геоэкологии, радиогеологии в должности старшего научного сотрудника. Был призван в действующую армию в 1943 г. С августа по сентябрь 1944 г. воевал в Румынии, с сентября по декабрь 1944 г. – в Венгрии. С декабря 1944 г. по июнь 1945 г. участвовал в боевых действиях в Чехословакии, а с июня по ноябрь 1945 г. – в Монголии и Китае.

Коленко Лидия Ивановна работала в Институте с 1955 по 1984 г.г. в должности младшего научного сотрудника группы спектрального метода анализа. Награждена орденом «Отечественная война» II степени.

Панков Юрий Дмитриевич работал в лаборатории эндогенной металлогении с 1976 по 1994 г.г. в должности старшего научного сотрудника. С ноября 1944 по ноябрь 1951 г.г. служил в Советской армии в г. Владивостоке. Занимал должность командира отделения связи и старшины взвода связи. С 09.08. по 03.09.1945 г. участвовал в войне с Японией. В настоящее время проживает в г. Екатеринбурге.

Плошкина Екатерина Яковлевна работала в лаборатории эндогенной металлогении в должности младшего научного сотрудника с 1949 по 1987 г.г. Работала медсестрой Военного госпиталя № 354 г. Свердловска с февраля 1942 по октябрь 1944 гг. Имела звание сержанта.

Смирнов Георгий Алексеевич работал в лаборатории теоретической геологии с 1983 по 1985 гг. старшим научным сотрудником. 6 августа 1941 г. Г. А. Смирнов был мобилизован в РККА. Участвовал в боях юго-восточнее Тулы в должности командира радиовзвода стрелкового полка, затем - в боях по окружению и уничтожению сталинградской группировки немцев - уже в должности командира роты связи. Затем принимал участие в форсировании р. Днепр южнее Киева и разгроме Корсунь-Шевченковской группировки противника. Он участвовал в боях под Москвой, в Сталинградском сражении, в освобождении Румынии. В 1943-1944 г.г. служил в должности помощника начальника связи корпуса. Осенью 1944 г. был направлен в Свердловский горвоенкомат. Был демобилизован из армии в феврале 1945 г. (в звании капитана).

Юников Борис Александрович работал в лаборатории геохимии полезных ископаемых, геохимии редких элементов, геохимии и минералогии с 1953 по 1977 г.г. Занимал должности младшего и старшего научного сотрудника. Был призван на военную службу в июле 1941 г. По окончании краткосрочных курсов при Артиллерийской Академии им. Дзержинского был направлен в действующую армию на Карельский фронт, где был ранен в ноябре 1942 г. Борис Александрович служил в войсках Сталинградского и III Украинского фронтов в должности арттехника в минометных артиллерийских частях. Служил в 66 Морской бригаде в должности офицера связи. В 1943 – 1945 г.г. воевал в Румынии и Венгрии. В конце 1945 г. был демобилизован.

Червяковский Геннадий Фомич работал в Горно-геологическом Институте УФАН СССР, в лабораториях рудных месторождений, петрографии и вулканизма 1946 по 1983 г.г. в должностях старшего научного сотрудника и заведующего лабораторией палеовулканизма. В конце 1939 г. был призван на военную службу и отправлен на границу с Маньчжурией, откуда демобилизовался в марте 1946 г. в звании старший лейтенант. Награжден медалью «За победу над Японией» — 1945 г.

Ветеранами войны были не только заведующие лабораториями и научные сотрудники, но также работники вспомогательных служб: Веременников Юрий Иванович работал в ИГГ с 1993 по 1997 гг. в должности сторожа. Участник Великой Отечественной Войны. Награжден орденом «Отечественная война» II степени — 1985 г., медалью «50 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945». Димитров Иван Алексеевич работал в ИГГ в должности завхоза. Участник Великой Отечественной Войны с 1941 по 1945 г.г. Демобилизован в должности капитана. Инвалид войны 2-ой группы: был тяжело ранен и

контужен. В бою под Курском, будучи командиров взвода, взял на себя командование ротой, когда ее командир погиб; участник штурма г. Ржев. Марсудинов Шамсутдин Марсутдинович работал в ИГГ с 1945 по 1987 г.г. в должностях вахтера, рабочего и сторожа. Участник Великой Отечественной Войны с октября 1941 по ноябрь 1943 гг. Демобилизован в должности старшины. Инвалид войны. Момот Юрий Ефимович работал в ИГГ с 1984 по 1991 г.г. в должности сторожа. Участник Великой Отечественной Войны. Награжден медалями и орденом Славы II степени. Порунов Михаил Егорович работал в лаборатории геологии и административно-хозяйственном отделе с 1981 по 1993 г.г. в должностях вахтера и сторожа. Участник Великой Отечественной Войны. Преженников Григорий Агафонович работал в ИГГ с 1983 по 1985 гг. в должности подсобного рабочего. Участник Великой Отечественной Войны. Русских Евгений Георгиевич работал в ИГГ 1974 по 1977 г.г. в должности столяра. Участник Великой Отечественной Войны с 22.06.1941 по декабрь 1945 гг. Рядовой. Чистяков Герман Александрович работал в ИГГ с 1981 по 1996 г.г. в должности подсобного рабочего. Участник Великой Отечественной Войны с 22.06.1941 по 09.09.1945 гг. VII флот ТОФ развед-отдел старшей группы. Участвовал в освобождении Южного Сахалина г. Эсутору, Маока и др. Был контужен. Младший лейтенант внутренней службы. Шувалов Виктор Тимофеевич работал в лаборатории геологии с 1974 по 1978 гг. в должностях слесаря-ремонтника, старшего инженера и слесаря-электромонтажника. Участник Великой Отечественной Войны с 16.08.1943 по 09.05.1945 гг. Воевал на II Украинском фронте, в составе Кубанского казачьего кавалерийского корпуса. Был радистом малой мощности. Участвовал в овладении г. Орадс-Марс, Дебрецена (Венгрия), Братиславы (Словакия) и Брно (Чехия).

Ветеранами тыла были: Штейнберг Дмитрий Сергеевич преподавал с октября 1941 по ноябрь 1945 гг. в Черкасском пехотном училище г. Свердловска. Старший лейтенант, профессор, доктор наук. Награжден медалью «За победу над Германией». Иванова Тамара Леонидовна работала в ИГГ с 01.11.1983 по 01.09.1987 гг. в должностях лаборанта, старшего библиотекаря и подсобного рабочего. Награждена медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945 гг.», «40 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945». Максенков Василий Георгиевич работал в лаборатории рудных месторождений и петрографии, геологии рудных месторождений и радиогеологии с 05.09.1946 по 14.05.1982 гг. в должности младшего научного сотрудника, а после выхода на пенсию подсобного рабочего. Во время Великой Отечественной Войны с октября 1941 г. по май 1945 г. работал в сопровождении воинских грузов в г. Ижевск. Награжден медалью «За Победу над Германией». Прахова Евгения Валентиновна работала в Институте геологии и геохимии. Награждена медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945 гг.», «40 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945». Пронин Леонид Васильевич работал в ИГГ с 23.02.1977 по 30.04.1987 гг. в должности токаря. Награжден медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945 гг.», «За трудовые успехи», «30 лет Победы над Германией», «40 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945». Романова Татьяна Ивановна работала в ИГГ, в административно-хозяйственном отделе и лаборатории геотектоники с 06.05.1981 по 09.10.1987 гг. в должностях подсобного рабочего и старшего лаборанта. Награждена медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной Войне 1941-1945 гг.», «40 лет Победы в Великой Отечественной Войне 1941-1945».

- 1. Буторина Л.А. Заварицкий А.Н.: жизнь и деятельность. Миасс: Геотур. 2006. 253 с.
- 2. Вестник Уральского отделения РАН. №1. 2014. С. 3-18.
- 3. Воспоминания об ученых Института геологии и геохимии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. 232 с.

4. Горно-геологический институт Уральского филиала Академии наук СССР. Очерки истории. Научное издание к 60-летию Горно-геологического института Уральского филиала Академии наук СССР Под ред. В.А.Коротеева. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1999. 130 с.

«ИМИДЖ-АНАЛИЗ» ПРИ ИЗУЧЕНИЕ И ОПРОБОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИТОВ

Е.А. Бажин, Д.Е. Савельев

Институт Геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия

Потребность в хромитовом сырье в России на протяжении последних 20 лет покрывается в основном за счет импорта [3, 6] и поэтому, несмотря на постановку на баланс нескольких новых месторождений на северо-западе страны, поиск новых источников хромовых руд является актуальным. Для мировой практики в целом характерно снижение кондиций хромовых руд, которое связано с истощением богатых месторождений, а также с переходом к извлечению запасов с больших глубин. В связи с этой тенденцией, большое значение приобретают исследования по обогащению хромовых руд, увеличению извлекаемости полезных компонентов из хвостов обогащения и отвалов, а также по комплексному их использованию [8].

Сравнительно недавно появился рентгено-радиометрический метод обогащения руд различных полезных ископаемых [7]. Среди основных преимуществ данного метода следует отметить: возможность сухой сепарации фракции -50 мм; более низкую себестоимость сухого обогащения (отсутствие таких энергоемких процессов, как процессы обезвоживания); сухие технологии обогащения требуют меньших капитальных затрат [1, 2]

Опытно-промышленные испытания установки рентгено-радиометрической сепарации СРФ-2-100/10 проводились в пределах Апшакской и Северо-Апшакской площадей массива Южный Крака силами ООО «ГДК Хром». Крупнокусковая рентгено-радиометричская сепарация фракции -50 мм позволила получать крупнокусковой концентрат (>30% $\rm Cr_2O_3$) и/или промежуточный продукт (10-30% $\rm Cr_2O_3$) в зависимости от содержания на выходе оксида хрома (Меньшикова Т.Ф., устное сообщение). Принципиально важным результатом этих работ следует считать возможность проводить сортировку добытой горной массы с предельно низкими порогами содержания оксида хрома, вплоть до 7% $\rm Cr_2O_3$, При этом практически все минерализованные куски остаются в промпродукте, а среднее содержание оксида хрома в нем достигает 10-15% (Меньшикова Т.Ф., устное сообщение).

Базируясь на этих результатах, мы поставили задачу смоделировать состав крупнокусковых концентратов, которые могут быть получены из редковкрапленных руд Саксей-Ключевской площади. Для этого были выбраны несколько участков, где ранее были пройдены канавы или технологические выемки. Из одного и того же искусственного обнажения отбирались бороздовые пробы длиной не менее 2 м и серия минерализованных обломков (30-50 штук) с размером сечения не менее 50 мм. В дальнейшем все штуфы разрезались поперек полосчатости на примерно равные части. Одна часть оставлялась для изучения текстурно-структурных и минералогических особенностей, из второй части образца после измельчение отбиралась навеска для определения химического состава [4].

Содержание оксида хрома определялось рентгено-флуоресцентным методом на спектрометре VRA-30 (Германия) в ИГ УНЦ РАН, (аналитики Мичурин С.В., Мусина А.М., Валиева Ф.Р.). Условия измерения: напряжение на аноде 30 kv, ток 30 mA, материал анода - хром. Измерение проводили в вакууме с использованием кристалла LiF 220, на аналитической линии хрома Ka1. Предел обнаружения при измерении Cr_2O_3 составлял 0,1%. Анализируемые пробы (5 г) предварительно истирали со связующим (ПВС-8) и прессовали при давлении 25-27 т на подложке из борной кислоты.

Одновременно в целях сопоставления результатов и оперативного определения содержания оксида хрома в рудах в полевых условиях нами был апробирован экспресс-метод «имидж-анализа» срезов образцов хромовых руд. Суть его заключается в том, что из срезов образцов получались сканированные или фото – изображения, которые затем обрабатывались в программах анализа изображений (например, Adobe Photoshop, Image Tool,

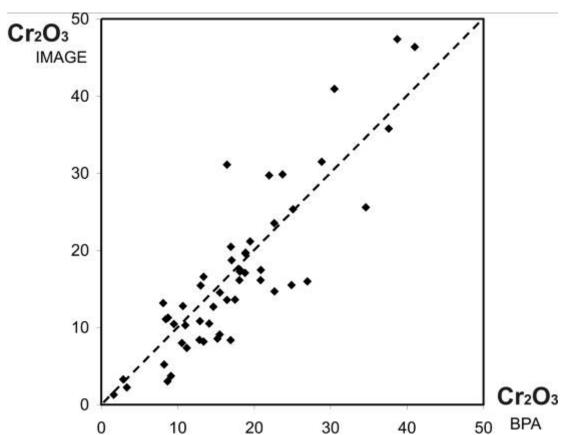


Рис. 1. Сопоставление содержаний оксида хрома в предполагаемом кусковом концентрате Саксей-Ключевской площади, определенных рентгено-флюоресцентным методом анализа, и полученного посредством анализа изображений срезов.

ImageJ и др.). По изображению подсчитывалась площадь, занимаемая пикселами рудных минералов, по отношению к общей площади изображения.

Расчет содержания оксида хрома в образце проводился по соответсвующим формулам, которые связывают 1) объемное и массовое количества хромшпинелидов в ассоциации с оливином и серпентином и 2) содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах с их массовой долей в руде. Состав хромшпинелидов на изученных месторождениях и рудопроявлениях изучен нами ранее [5], установлено, что вариации химического состава рудообразующего хромшпинелида незначительны и составляют 52-56%.

Сопоставление расчитанных содержаний Cr_2O_3 в программах анализа изображения срезов образцов с данными рентгено-флюоресцентного анализа приведено на рис. 1. В целом наблюдается удовлетворительная сходимость результатов для большинства образцов. Наиболее значительные расхождения отмечаются для текстур с крайне неравномерным распределением хромшпинелидов, как в области высоких, так и низких содержаний оксида хрома. Проведенное исследование показало также, что экспрессный «имидж-анализ» предпочтителен для руд приповерхностного уровня месторождений и поэтому более приемлем для новых перспективных территорий, оценка которых проводится по данным изучения обнажений и поверхностных горных выработок. Более широко данный метод может быть применен при анализе гранулометрического состава руд, при использовании микрофотографий аншлифов.

Вкрапленные руды изученной площади характеризуются достаточно высокой контрастностью, что позволяет предположить эффективное выделение на стадии кусковой рентгено-спектральной сепарации промежуточного продукта со средним содержанием 15% с дальнейшим измельчением его до размерности -0,5 мм и глубоким гравитационным обогащением на винтовых сепараторах..

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ «р поволжье а №14-05-97001».

- 1. Ентальцев Е.В., Цыпин Е.Ф., Федоров А.Ю. О предпосылках рентгено-радиометрнического обогащения хромитовых руд / Материалы Уральской горно-промышленной декады. Екатеринбург, 2006б. с. 134-135.
- 2. Ентальцев Е.В., Шемякин В.С. Рентгено-радиометрическая обогатимость хромовой руды Курмановского месторождения / Рентгено-радиометрическая сепарация минерального сырья и техногенных отходов. Материалы III Международной научно-технической конференции. Екатеринбург, 2007. с. 8-12.
- 3. Машковцев Г.А. Современное состояние минерально-сырьевой базы отечественной металлургии // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2007, № 5. с. 16-25.
- 4. Савельев Д.Е., Илалтдинов И.Я., Бажин Е.А. Перспективы освоения вкрапленных хромовых руд Саксейского участка (массив Средний Крака, Южный Урал) / Геологический сборник №11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. с. 215 224.
- 5. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2008. 320 с.
- 6. Карпузов А.Ф., Лебедев А.В., Житников В.А., Коровкин В.А. Минерально-сырьевая база твердых полезных ископаемых // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2008, № 4. с. 66-80.
- 7. Федоров Ю.О., Коренев О.В., Короткевич В.А., Цой В.П., Федоров М.Ю., Ковалев П.И. Проблемы и перспективы рентгено-радиометрической сепарации (PPC) / Рентгено-радиометрическая сепарация минерального сырья и техногенных отходов. Материалы III Международной научно-технической конференции. Екатеринбург, 2007. с. 8-12.
- 8. Murthy Y.R., Tripathy S.K., Kumar C.R. Chrome ore beneficiation challenges and opportunities A review // Minerals Engineering, 2011, V. 24. P. 375-380.

ПЕРМОТРИАСОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ, ВСКРЫТЫЕ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНОЙ ЕН-ЯХИНСКАЯ СГ-7 В ФУНДАМЕНТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА

С.В.Берзин, К.С.Иванов, М.В. Зайцева

ФГБУН Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН

Проведены минералогические, геохимические и изотопные исследования пермотриасовых базальтов из керна Ен-Яхинской сверхглубокой скважины СГ-7, пройденной до 8250 м, с глубин 7673 м, 8009 м и 8250 м. Скважина Ен-Яхинская СГ-7 находится в пределах Уренгойского НГР в 150 км к северу от города Новый Уренгой. Скважина пробурена на северном склоне Ен-Яхинского мегавала [5].

Исследуемые образцы представлены метаморфизованным миндалекаменными мелкопорфировыми базальтом с вкрапленниками плагиоклаза. Плагиоклаз, как во вкрапленниках, так и в базисе замещен альбитом, местами альбитом-олигоклазом и заметно соссюритизирован. В образце 7673 м плагиоклаз в порфировых вкрапленниках практически полностью замещен пренитом. Фемические минералы и вулканическое стекло повсеместно замещены хлоритом и эпидотом. Хлорит по составу занимает промежуточное положение между клинохлором и шамозитом (f - 0.42-0.52), в нем отмечены примеси Cr_2O_3 , варьирующие от околофоновых до 7,6 %. Пренит близок к идеальному стехиометрическому составу, в нем отмечена примесь железа ($FeO_{\text{сумм}}$ до 5,5%), замещающего алюминий в октаэдрической позиции. Во всех образцах наблюдаются минадалины, выполненные пренитом, халцедоном, реже хлоритом и кальцитом.

Температура образования хлорита в базисе породы, рассчитанная по термометрам [8, 10, 12], варьирует для каждого из образцов в незначительных пределах и составляет для обр. 8250 м - 229-256 °C, для обр. 8009 м - 218-265 °C, для обр. 7673 м - 268-287 °C. Таким образом, базальтов претерпели значительные зеленокаменные изменения в условиях зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций метаморфизма. В.С. Бочкаревым и соавторами [3] отмечается, что залегающие выше по разрезу триасовые известково-щелочные базальты и риолиты не несут следов значительных зеленокаменных преобразований. По мнению И.М. Симановича и В.И. Горбачева зеленокаменный метаморфизм пермотриасовых базальтов, вскрытых скважиной СГ-7, так же как и в случае траппов Тунгусской синеклизы, связан с прогревом и дегидратацией нижележащих толщ пород [7]. Так же стоит отметить, что затруднительным представляется определение температуры образования халцедона и кальцита, встречающихся в центральных частях некоторых миндалин. Учитывая, что эти минералы могут формироваться в достаточно широком диапазоне температур и давлений, а так же то, что в забое на глубине 8250 м пластовая температура составила 210 °C и пластовое давление 1,6 кБар [6], не исключена кристаллизация этих минералов в относительно недавнем промежутке времени.

Исследованные пробы вулканитов относятся к толеитовым базальтам нормальной щелочности низкокалиевой (обр. 7673 м, 8250 м) и умереннокалиевой (обр. 8009 м) серий. Они характеризуются умеренными содержаниями TiO₂ 0,9-1,3% и невысокой железистостью f 0,38-0,51. Для базальтов характерны наклонные тренды распределения P39 (La_n/Yb_n 2,9-3,9), а так же дефицит Cs, Rb, Nb, Sr и слегка повышенные содержания U. В целом исследованные базальты, вскрытые скважиной Ен-Яхинская СГ-7 по геохимическим характеристикам близки к другим пермотриасовым базальтам, вскрытым глубокими скважинами в фундаменте Западносибирского бассейна [4, 2]. При сравнении с трапповыми базальтами Сибирской платформы изученные пробы по распределению микроэлементов проявляют большее сходство с базальтами рифтогенного, чем с базальтами покровного этапа развития этой провинции по данным [1].

Измерение изотопных отношений проводилось методом Tl_N MC ICP-MS на много-коллекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Neptune Plus. Проце-

дура подготовки образцов для анализа: кислотное вскрытие (HF+HNO₃) при $120\,^{\circ}$ C в закрытых сосудах PFA Savillex® с последующей обработкой HCl; хроматографическое выделение свинца на анионообменной смоле Bio Rad AG 1x8 по стандартной HBr-HCl схеме [11].

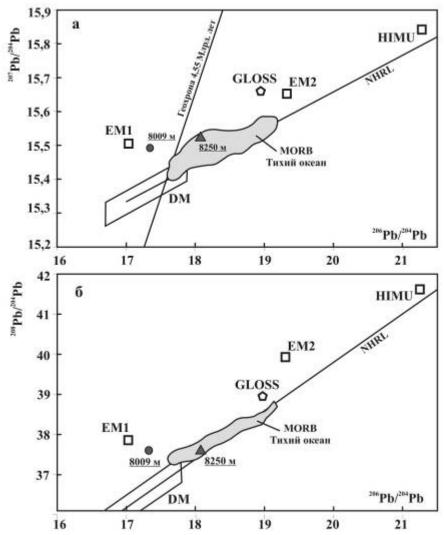


Рис. 1. Диаграммы 206 Pb/ 204 Pb - 207 Pb/ 204 Pb (a) и 206 Pb/ 204 Pb - 208 Pb/ 204 Pb (б) для базальтов из скважины EH-Яхинская СГ-7 (8009 и 8250 м). DM, EM1, EM2, HIMU — по [15]; NHRL — Northern hemisphere reference line, MORB Тихого океана — по [13]; GLOSS — global subducted sediments по [14]. Изотопные соотношения Pb скорректированы на возраст 250 млн. лет.

Параметры измерения на MC ICP-MS Neptune Plus: ионные пучки изотопов свинца измерялись в статическом режиме на семи коллекторах Фарадея - 202 Hg (коллектор L3-F), 203 Tl (L2-F), 204 Pb (L1-F), 205 Tl (C-F), 206 Pb (H1-F), 207 Pb (H2-F) и 208 Pb (H3-F); общее время измерения — около 7 мин; мощность радиочастотного генератора — до 950 Вт; расход плазмообразующего газа Ar — 15 л/мин; расход вспомогательного газа Ar — 0.9 л/мин; расход транспортирующего газа Ar — до 1 л/мин. Параметры масс-спектрометра оптимизировались на ежедневной основе для достижения максимальной интенсивности сигнала свинца по стандарту NIST SRM 981. Полученные результаты изотопных отношений свинца нормировались по эталонному значению 203 Tl/ 205 Tl = 0,418922 по экспоненциальному закону (талийсодержащая метка вводилась в раствор образца перед измерением); к изотопным отношениям свинца 204 Pb/ 206 Pb, 204 Pb/ 207 Pb, 204 Pb/ 208 Pb применялась коррекция интерференций по отношению 202 Hg/ 204 Hg = 4,350370. Правильность и воспроизводимость

измерений изотопного состава свинца контролировалась повторными измерениями стандарта NIST SRM 981: 204 Pb/ 206 Pb=0,059061±2, 208 Pb/ 206 Pb=2.16799±3, 207 Pb/ 206 Pb=0,914514±9 (2 $\sigma_{\rm ex}$ по 21 измерению).

Расстановка коллекторов Фарадея.

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

В двух пробах базальтов из скважины Ен-Яхинская СГ-7 (8009 м и 8250 м) наблюдается заметная разница в величине отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb. На диаграммах (рис. 1) фигуративные точки обеих проб после корректировки на возраст 250 млн лет ложатся внутри т.н. мантийного тетраэдра: проба 8250 м попадает в область составов МОRВ Тихого Океана по [13], проба 8009 м на обеих диаграммах занимает промежуточное положение между составами МОRВ и резервуаром ЕМ1. Стоит отметить, что резервуар ЕМ1 традиционно рассматривается как результат рециклинга терригенных осадков, в данном случае попавших под Сибирский кратон через зоны субдукции Урало-Монгольского складчатого пояса, или же, как вклад нижней континентальной литосферы [9]. Вовлечение последней в магмогенез в данном случае вероятно связано с утонением континентальной литосферы Западно-Сибирской плиты в результате рассеянного рифтогенеза на границе перми и триаса.

Исследования проводятся в рамках Программы Президиума РАН "Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны РФ" (проект «Фундамент северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна: геодинамическая история, оценка перспектив нефтегазоносности»).

- 1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермо-триасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология, 2004. Т. 12. № 4. С. 339-353.
- 2. Батурина Т.П., Сараев С.В., Травин А.В. Каменноугольные и пермотриасовые вулканиты в зоне сочленения Урала и Западной Сибири // Геология и геофизика, 2005. Т. 46, №5. С. 504—516.
- 3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Иванов К.С. Основные результаты сверхглубокого бурения скважин (СГ-6 Тюменской и СГ-7 Ен-Яхинской) в Западной Сибири // Горные ведомости, 2013. № 12. С. 6-30.
- 4. Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 86-100.
- 5. Мясникова Г.П., Оксенойд Е.Е. Некоторые геологические результаты сверхглубокого бурения в Западной Сибири // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ, 2012. № 3. С. 13-19.
- 6. СГ-7 (Ен-Яхинская параметрическая скважина) достигла глубины в 8250 м. ОАО НПЦ «Недра». Новости компании. http://nedra.ru/rus/company/news.php?id=1
- 7. Симанович И.М., Горбачев В.И. Катагенез и метаморфизм погружения терригенных и вулканогенных толщ (разрез, вскрытый параметрической скв. СГ-7, Ен-Яхинской) // Литология и полезные ископаемые, 2011. № 1. С. 94–106.
- 8. Cathelineau M., Nieva D.A Chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1985. Vol. 91. № 3. P. 235-244.
- 9. Ivanov A.V. Deep-level geodynamics: boundaries of the process according to geochemic and petrologic data // Geodynamics & Tectonophysics, 2010. Vol. 1. № 1. P. 87–102.
- 10. Jowett E.C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer // GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991). Program with Abstracts 16. Toronto, 1991. A62.

- 11. Kamber B. S., Gladu A. H. Comparison of Pb Purification by Anion-Exchange Resin Methods and Assessment of Long-Term Reproducibility of Th/U/Pb Ratio Measurements by Quadrupole ICP-MS // Geostandards and Geoanalytical Research, 2009. Vol. 33, № 2. P. 169-181.
- 12. Kranidiotis P., MacLean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Economic Geology, 1987. Vol. 82. P. 1898-1911.
- 13. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology, 1998. Vol. 145. P. 325-394.
- 14. White W.M., Hofmann A.W., Puchelt H. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt // Journal of Geophysical Research, B: Solid Earth Planets, 1987. Vol. 92. P. 4881-4893.
- 15. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1986. Vol. 14. P. 493–571.

МИНЕРАЛОГИЯ БАРИТ - ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

К.В. Бестемьянова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

Минералогия руд и околорудных метасоматических пород барит — полиметаллических месторождений рудноалтайского типа были изучены на примере трех месторождений Змеиногорского рудного района — непосредственно Змеиногорского, Зареченского и Стрижковского.

Змеиногорский рудный район — старейший центр горнорудного производства в Сибири, где отработка полиметаллических — сначала окисленных, а затем и первичных сульфидных руд, осуществляется с первой половины XVIII столетия после открытия здесь крупнейшего в то время одноименного с районом Змеиногорского месторождения.

Большинство месторождений района, а также многочисленные его рудопроявления относятся к барит — полиметаллической подформации колчеданно — полиметаллической формации. Для исследователей район представляет большой интерес - в виду наличия здесь полиметаллических месторождений сразу двух подформаций - колчеданно — полиметаллической и барит — полиметаллической, среди которых по запасам преобладает первый подтип, а по содержанию благородных металлов (в первую очередь Au и Ag) и их минеральному разнообразию — второй подтип.

Соотношение главных элементов руд, а именно Cu : Pb : Zn составляет 1 : 4 : 7 [1]. Содержания золота и серебра колеблется в весьма широких пределах - от десятых долей до сотен грамм на тонну.

В структурном отношении Змеиногорский район расположен на северо – восточном крыле Алейского антиклинория – региональной структуры северо – западной части Алтая

Змеиногорское барит — полиметаллическое месторождение разрабатывалось и изучалось начиная с 1736 г. и до 60 гг XX века. Змеиногорское месторождение расположено на участке дополнительного изгиба Алейского антиклинория в плане.

Зареченское месторождение открыто в 1958 г. Корбалихинской партией Рудно – Алтайской экспедиции в процессе поисковых работ. В 1958-1961 гг. разведано буровыми скважинами до глубины 300 м.

Стрижковское месторождение входит в состав Карамышевской группы месторождений, включающей в себя Карамышевское I и II, ряд рудопроявлений и располагается на северных и восточных окраинах с. Карамышево Змеиногорского района северо — западной части Рудного Алтая. Открыто месторождение в 1781 году, разведывалось с большими перерывами в 1781-1791, в 1812-1817, 1830, а также 1945 - 1951 годах. На данный момент Стрижковское месторождение считается недоразведанным.

В строении месторождений района участвуют нижнепалеозойские метаморфические породы основания и трансгрессивно перекрывающих их вулканогенно — осадочные породы девона. Нижнепалеозойские породы представлены кварц — серицит — хлоритовыми сланцами, густо пронизанными ортогональной системой прожилков кварц — карбонатного, реже кварц — карбонат — гематитового состава. Данные породы интенсивно дислоцированы и смяты в напряженные разнопорядковые складки. Толщи данных зеленокаменных метаморфитов слагают сравнительно крупные по размерам горстообразные выступы. На них трансгрессивно с крупным несогласием и размывом залегают девонские образования, представленные отложениями эмс — раннеживетского возраста.

Рудовмещающей свитой для изучаемых месторождений является мельничная свита $(D_{1-2} \text{ mn})$, состоящая из двух подсвит — нижнемельничной $(D_{1-2} \text{ mn}_1)$ и верхнемельничной $(D_{1-2} \text{ mn}_2)$. Основная часть оруденения сосредоточена в нижнемельничной свите, где развито в основном прожилковое и вкрапленное оруденение приуроченное к нижнему туфо-

вому горизонту, а массивные и сплошные руды к верхнему туфовому горизонту, либо к теригенно — карбонатной пачке. В верхнемельничной подсвите объем оруденения существенно уменьшается и встречается в основном в ее нижней части, в виде вкрапленных руд. Небольшой объем оруденения (преимущественно вкрапленных медных руд) встречается и в нижнепалеозойской толще.

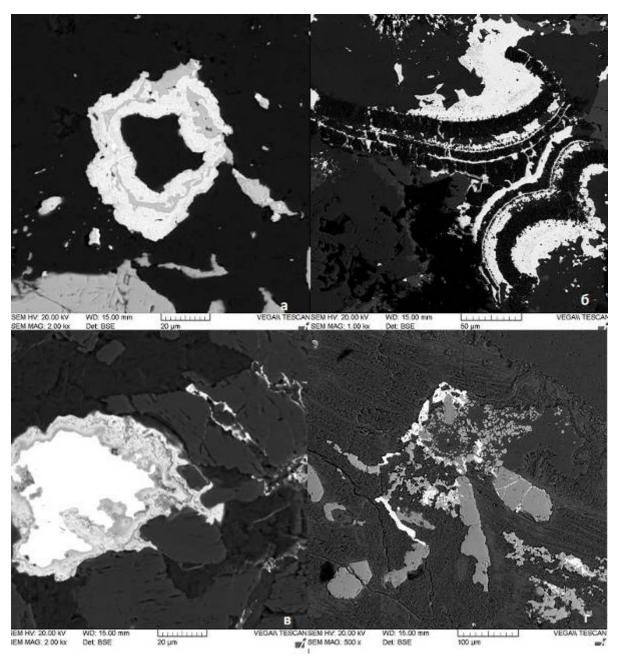


Рис. 1 а) зонально - кольцевой агрегат аргентита -акантита (светло серое), блеклой руды (серое), вкраплений самородного серебра и кварца (черное) (ув. 2000); б) фрагменты сложных по составу почек с чередованием марказита — пирита и галенита, где галенит — белые участки, марказит — пирит - темные (ув. 1000); в) галенит (белое) с оторочкой замещающего его англезита (светло — серое), основная масса кварц и хлорит (ув. 2000); г) редкоземельная минерализация (ксенотим и монацит - белое) в околорудноизменённых кварц — серицитовых породах (ув. 500).

Существенным отличием строения месторождений является полнота разреза и характер залегания девонских рудовмещающих толщ. На Стрижковском и Змеиногорском месторождениях отложения девона залегают практически субгоризонтально и имеют среднюю мощность 300 – 500 м, в то время как на Зареченском месторождении девонские

отложения деформированы и имеют практически субвертикальное залегание (мощность девонских толщ 900 – 1100 м). Они зажаты между двумя горстообразными выступами раннепалеозойских метаморфитов, образуя подобие «сплющенной» грабен – синклинали, дислоцированной тектоникой.

Основными типами руд являются полиметаллические, барит – полиметаллические, наименее распространены колчеданно – полиметаллические и существенно колчеданные.

Для рудных тел всех трех месторождений характерна четкая тектоническая приуроченность к разломным структурам, зонам дробления, трещинам скола и отрыва.

Главными рудными минералами являются – пирит, сфалерит, халькопирит; второстепенными – марказит, блеклые руды, борнит, халькозин, аргентит, самородное серебро (рис.1 а), электрум; редкие – арсенопирит, алтаит, гессит, вюрцит, бурнонит, самородный теллур, сильванит, полибазит, энаргит, стефанит, штромейерит, ленгенбахит, ялпаит, ферберит, магнетит. Средний состав минералов по данным химического анализа приведен в таблице 1.

Таблица 1. Средний состав основных рудных минералов барит – полиметаллических месторождений Зменногорского рудного района

месторождений Змеиногорского рудного района Минерал Элементы (массовые %) Сумма												
Минерал												
	Cu	Pb	Zn	Fe	S	As	Sb	Se	Te	Cd	Ag	
	Средний состав рудных минералов Змеиногорского месторождения											
Пирит	-	-	-	46,1	53,7	-	-	-	-	-	-	99,8
Сфалерит	-	-	64,3	0,3	35,0	-	-	-	-	-	-	99,6
Галенит	-	83,5	1,2	-	14,5	-	-	-	-	-	-	99,2
Х/пирит	34,0	-	-	29,6	36,3	-	-	-	-	-	-	99,9
Тетраэдрит	33,5	-	3,3	0,5	27,3	3,8	27,3	-	-	-	4,3	100
Борнит	62,3	-	-	10,7	26,0	-	-	-	-	-	1,1	100,1
Халькозин	61,0	-	-	0,7	37,0	-	-	-	-	-	1,2	99,9
Средний состав рудных минералов Зареченского месторождения												
Пирит	-	-	-	44,4	55,1	-	-	-		-	-	99,5
Сфалерит	-	-	64,3	0,4	34,5	-	-	-		0,7	-	99,9
Галенит	-	83,7	-	-	13,5	-	-	2,8		-	-	100
Х/пирит	33,8	-	-	30,5	35,8	-	-	-		-	-	100,1
Тетраэдрит	35,0	-	-	0,5	26,0	4,5	23,0	-		-	11,0	100
Теннантит	38,6		3,2		29,0	19,3	7,2				2,2	99,5
Борнит	62,0	-	-	10,8	25,0	-	-	-	-		2,0	99,8
Халькозин	78,0	-	-	-	20,0	-	-	-	-		1,7	99,7
Средний состав рудных минералов Стрижковского месторождения												
Пирит	-	_		45,2	54,6	-	-		-	-	-	99,8
Сфалерит	-	-	64,7	0,3	34,5	-	-		-	0,5	-	100
Галенит	-	85,2	-	-	13,9	-	-		0,9	-	-	99,9
Х/пирит	33,0	-	-	30,0	36,6	-	-	-	-	-	-	99,6
Тетраэдрит	37,5	-	-	1,0	27,9	2,4	28	-	-	-	2,9	99,7
Халькозин	78,0	-	-	-	19,8	-	-	-	-	-	2,3	100,1

Примечание: аналитические работы выполнены в «Аналитическом центре геохимии природных систем» НИ ТГУ: химический состав основных рудных минералов на растровом электронном микроскопе «VGA II LMU», совмещенным с энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy 350); ICP – MS на квадрупольном ICP – MS спектрометре серии Agilent 7500.

Нерудные минералы (основных и второстепенных околорудных пород и руд): главные – кварц, барит, кальцит; второстепенные – серицит, хлорит, доломит, рутил; редкие – анкерит, циркон, апатит, монацит, ксенотим [2] (рис. 1 г).

Барит - полиметаллические руды Змеиногорского рудного района содержат довольно широкий набор элементов – примесей, кроме уже установленных предшественни-ками Cd, As, Sb, Te, Se, Tl, по результатам исследования руд методом ICP – MS отмечаются такие элементы как – Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Hf, U.

Основные структуры руд (характерны для всх типов руд) – мелко-, средне- и крупнозернистая, аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, структура распада твердых растворов, эмульсионная, коллоидная, коррозионная, структуры раздробления и смятия. Текстуры – вкрапленная, гнездовая, прожилково – вкрапленная, массивная, крустификационная, трещиноватая, брекчиевая, кокардовая.

Пирит широко распространен как в рудах, так и в околорудноизменных породах. Для руд характерны кристаллы кубического габитуса, иногда отмечается в виде слипшихся фрамбоидов со следами давления, а также характерны сложные по составу почки с чередованием пиритовых, марказитовых и галенитовых зон (рис. 1 б). В околорудноизменных породах отмечаются хорошо образованные кристаллы кубического габитуса, реже встречаются кристаллы с формой пентагондодекаэдра или же комбинацией пентагондодекаэдра с кубом. Размер кристаллов от 0,001-21,0 мм. Для пиритов околорудноизменных пород Стрижковского месторождения отмечается примесь Ni от до 0,3%.

Халькопирит наибольшим распространением пользуется в колчеданных и колчеданно — полиметаллических рудах, в существенно полиметаллических разностях отмечается в виде единичных зерен. Размер выделений колеблется от 0,003 — 25,0мм. Иногда по краям зерен халькопирита (на всех трех месторождениях района) отмечаются мелкие дендриты самородного серебра. На более поздних стадиях халькопирит частично замещается борнитом.

Особенностью является наличие вкрапленников халькопирита в палеозойских породах цоколя.

Сфалерит, является одним самых распространенных минералов изучаемых месторождений, представлен зернами размером 0.1-0.4 до 2 мм, редко большим, которые обычно имеют хорошо выраженное двойниковое строение. Двойники неровные и изогнутые. Часто в зернах сфалерита отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Сфалерит Зареченского и Стрижковского месторождений содержит примесь Cd до 0.7%, в то время как для сфалерита Змеиногорского месторождения Cd, как характерная примесь на данный момент не зафиксирована.

Галенит хорошо фиксируется в аншлифах по характерным треугольникам выкрашивания, часто отмечаются следы давления в виде изогнутых полос. В подчинённом количестве отмечен в колчеданных рудах, наибольшее распространение характерно для полиметаллических разностей. Для всех месторождений для позднего галенита (галенит III) характерна примесь серебра до 1,8%. Для галенита II Зареченского месторождения характерна примесь Se до 2,8%, для галенита II Стрижковского месторождения примесь Те до 0,9%. Галенит Змеиногорского месторождения имеет более-менее выдержанный состав. Размер выделений галенита от 0,0002 (околорудноизмененные породы) до 17,00 мм (в рудах). Часто зерна галенита имеют оторочку замещающего его англезита (рис. 1 в).

Блеклые руды (теннантит и тетраэдрит) несколько разобщены по времени образования. Если тетраэдрит кристаллизовался почти одновременно с галенитом и сфалеритом начальных стадий (характерно тесное срастание с этими минералами), то теннантит характерен для более поздних стадий с борнитом и золотом. Для теннантита и тетраэдрита отмечается различное содержание серебра, в теннантите (до 2,2%), в то время как для отдельных зерен тетраэдрита доля серебра составляет до 20%. Размерность блеклых руд колеблется в пределах от 0,02-15,00 мм.

Борнит преимущественно отмечается в прожилках или вкрапленниках с теннантитом и халькопиритом. В свежем сколе характерен яркий медно — красный цвет. Отмечается примесь серебра до 2%. Размер выделений борнита от 0,01 — 10,00 мм. Данных по составу борнита Стрижковского месторождения на данный момент не получено.

Халькозин также характерен для более поздних стадий процесса рудообразования. Встречается в виде тонкозернистых масс, в тесном срастании с самородным серебром или с аргентитом (акантитом). Размер выделений не превышает 0,3 мм.

Не смотря на принадлежность к одному формационному подтипу, близость расположения, примерно одинаковый возраст формирования, в изучаемых месторождения все же есть существенные отличия в геологическом строении, а также некоторые отличия в минералогическом составе.

Таким образом барит – полиметаллические месторождения Змеиногорского рудного района представляют собой сложные многостадийные, и за частую несколько этапные богатые объекты, с интересным и весьма непростым минералогическим составом, который требует еще более детального изучения.

- 1. Горжевский Д.И., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 192с.
- 2. Бестемьянова К.В., Гринев О.М. Минеральный состав околорудных метасоматитов барит полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Четвертая Российская молодежная школа с международным участием "Новое в познании процессов рудообразования": Тез. докл. Москва: ИГЕМ РАН, 2014. С. 67 72.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТИТАНОВЫХ РУД СРЕДНЕГО ТИМАНА

С.В. Вахрушев, А.В. Понарядов

Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Титан широко используется в различных областях, включая авиационную промышленность, электронику, для производства красок и белил, при этом используется импортное сырье (в России в основном находятся неосвоенные месторождения, титановый концентрат из которых не производится). Для успешного освоения имеющихся месторождений необходимы эффективные технологии. Поэтому выявление вещественного состава и технологических свойств титановых руд представляется актуальной задачей для последующей разработки эффективных технологий комплексного освоения титанового сырья.

Объект исследования - титановая руда, Пижемское месторождение (Средний Тиман).

Для промышленного освоения Пижемского месторождения выделяют два основных вида сырья: титановые руды (лейкоксен, ильменит) и кварцевые песчаники. Установлено высокое содержание золота, алмазов, редких земель и редких металлов. Особенности минерального состава титановых песков определяют выбор методов первичной переработки и последующих способов разделения минералов. Результаты исследования минерального состава, морфоструктурных характеристик и степени измененности титановых минералов из россыпей, а также физических свойств минералов указывают на перспективность использования физических методов обогащения (гравитационной и магнитной сепарации, флотации) [1].

Ранее в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН проведены исследования обогатимости лейкоксеновых руд гравитационными методами с применением винтовых аппаратов. Определены критерии, определяющие пригодность руды для гравитационного обогащения (плотность разделяемых минералов, гранулометрическая характеристика, морфология, строение поверхности зерен) [2]. Разработана принципиальная схема гравитационного обогащения лейкоксенсодержащих песчаников Пижемского месторождения с применением винтовых сепараторов. Полученные данные позволяют сделать заключение о принципиальной возможности гравитационного разделения кварца и лейкоксена на основании различий в их плотности [3].

В продолжение указанных работ проводятся исследования обогатимости титановых руд флотационными методами: совершенствование режима, улучшение способов использования флотационных реагентов, варьирование кислотности среды рН для определения наиболее оптимальных условий для флотации титановых руд.

Изучены основные факторы, определяющие эффективность флотационного разделения компонентов титановой руды – дисперсность частиц, температура и рН среды. Установлено, что при использовании природных флотореагентов (талового масла) содержание диоксида титана в пенном продукте достигает 69 %. Показано, что при уменьшении рН среды в диффузном слое двойного диэлектрического слоя поверхности рутила концентрируются гидрофобные жирнокислотные остатки, что приводит к увеличению выхода пенного продукта (с 10 % при рН=7 до 80 % при рН=4). При повышении температуры суспензии за счет снижения вязкости водонерастворимых реагентов и повышения их адгезии на поверхности твердых частиц происходит увеличение содержания в пенном продукте диоксида титана. Увеличение содержания диоксида титана в пенном продукте по сравнению с исходным образцом достигнуто также за счет оптимизации степени измельчения частиц (преобладающая фракция руды 40-63 мкм), что обеспечивает повышение поверхности взаимодействия рутиловой фазы для флотореагентов.

- 1. Котова О. Б., Рубцова С.А., Рябков Ю.И., Понарядов А.В. Минералогические особенности титановых руд россыпных месторождений. Новые технологии переработки. Вестник Коми НЦ УрО РАН Сыктывкар, 2014.
- 2. Бурцев И.Н. Минералогические критерии технологической оценки лейкоксеновых руд: автореф. дис. Сыктывкар канд. геол. минерал наук, Коми НЦ УрО РАН Сыктывкар, 1995.
- 3. Игнатьев В.Д., Бурцев И.Н. Лейкоксен Тимана. Минералогия и проблемы технологии. СПб: Наука, 1997. 213 с.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНДЕЗИТОВ АЛАПАЕВСКО-ТЕЧЕНСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА

Е.Н. Волчек, В.С. Червяковский

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

В геологическом строении Алапаевско-Теченской зоны, расположенной на востоке Восточно-Уральской мегазоны [1], участвуют палеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы, а также карбонатные, карбонатно-терригенные и карбонатно-песчано-сланцевые толщи с линзами угленосных пород [1, 4-7]. В пределах зоны андезиты встречаются в качестве промежуточных членов в составе сложно построенных комплексов палеозойского возраста - от силурийского до раннекаменноугольного [7]. Наибольшее распространение они получили в составе эйфельско-раннеживетского базальт-андезит-дацитового и визейского бекленищевского базальт-андезит-дацитриолитового комплексов.

Базальт-андезит-дацитовый комплекс среднего девона представлен сложной ассоциацией лав базальтов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, дацитов, риодацитов. Широким распространением пользуются также туфы различного состава, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туффиты, содержащие прослои конгломератов, песчаников, алевролитов, алевропелитов, кремнистых и глинисто-кремнистых пород, известняков. Вулканиты комплекса слагают блоки и пакеты тектонических пластин, а также отдельные залежи разной конфигурации. Протяженность полей развития этих пород местами достигает 50 км при максимальной ширине 10 км [7]. В объеме комплекса андезиты составляют около 40-60 %. Они встречаются в разрезах по р. Пышме, где слагают лавовые потоки с признаками подушечного строения. Лавы и туфы андезитового состава развиты также в береговых обнажениях р. Реж. Туфы в основном мелкообломочные, местами включают вулканические бомбы размером 5-10 см. Для них характерно наличие слоистости.

Андезиты лав являются порфировыми породами с 25-30% вкрапленников плагиоклаза, представленного зональным андезином неравномерно пренитизированным и сосюритизированным. Темноцветные минералы представлены пироксеном, частично хлоритизированным. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, хлорита, соссюрита.

Бекленищевский базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс раннекаменноугольного возраста (C_1bk) сложен андезибазальтами, андезитами, базальтами. В его состав включены туфы и туффиты различного, в том числе, смешанного состава, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоалевропелиты. Субвулканические образования комплекса представлены дайками и субвулканическими телами долеритов и габбродоллеритов.

Самые крупные и лучшие выходы пород комплекса располагаются в бассейне реки Исеть, где они представлены в основном лавовыми фациями андезибазальтов и андезитов, и незначительным количеством порфировых базальтовых эффузивов. Лавы андезитов протягиваются в направлении с юго-запада на северо-восток полосой, ширина которой у д. Бекленищево – д. Перебор составляет порядка 3 км, а к северо-востоку между д. М. Белоносово и пос. Покровский достигает 6 км. Для поверхностей некоторых залежей характерно наличие брекчированной корки, состоящей из комков и обломков пористой лавы. Лавовые потоки обладают параллелепипедальной, местами кубической и пластовой отдельностью. Их детальное описание приводится в ряде работ [4-6]. Ограниченным распространением пользуются мелкообломочные туфы.

В южноуральской части зоны преобладают лавы андезитового и андезидацитового составов, сопровождающиеся туфами. Они встречаются в виде глыбовых выходов и развалов, образуют скалы и залегают в карбонатно-терригенных толщах, возраст которых

определяется верхнедевонской фауной [5]. В состав этих отложений входят глинистые сланцы, песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, известняки.

По составу вкрапленников андезиты являются пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми. Вкрапленники плагиоклаза представлены зональным андезином, пироксен – авгитом.

Как показали проведённые исследования, в андезитах среднедевонского комплекса сумма щелочных металлов не превышает 4,6% при содержаниях K_2O - 1,3–1,7%. Судя по имеющимся анализам это низкотитанистые (0,4-0,6 % TiO_2) породы, с содержанием Al_2O_3 от 14 до 18 %, что отвечает уровню известково-щелочных островодужных магматитов. Андезиты характеризуются надсубдукционными геохимическими признаками. Для них типично преобладание легких лантаноидов над тяжелыми редкими землями и выраженный дефицит европия (рис. 1).

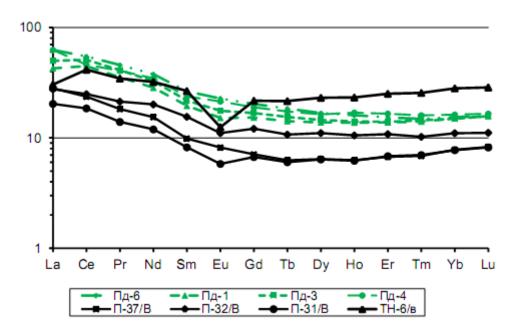


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в андезитах Алапаевско-Теченской зоны. Содержания нормированы по хондриту [9]. Базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс: Пд-1, Пд-3, Пд-4 Пд-6. Базальт-андезит-дацитовый комплекс: П-31/В, П-32/В, П-37/В, ТН-6в – дацит.

Содержание K_2O в базальтах раннекаменноугольного комплекса составляет 1,4%, в кремнекислых вулканитах - 4,5%. В андезитах из южной части сегмента содержание K_2O составляет 4,6 % [5]. Изученные нами андезиты по общей щелочности являются нормальнощелочными ($Na_2O+K_2O-4,4-5,9$), содержание K_2O в отдельных образцах достигает 2,1%. Для них характерна умеренная титанистость, низкие содержания CaO, MgO, коэффициент глиноземистости аl составляет 1,05-2,18, что позволяет относить их к высокоглиноземистой группе. Геохимические параметры характеризуют их как образования окраинно-континентальных поясов [3]. Породы обогащены Sr, Ba, Zr. Для них типично преобладание легких лантаноидов над тяжелыми редкими землями. Содержание РЗЭ в них более высокое по сравнению с андезитами среднего девона (рис.1).

Для андезитов обоих комплексов характерен Та и Nb минимум на нормализованных многокомпонентных диаграммах, более выраженный в породах среднего девона (рис. 2).

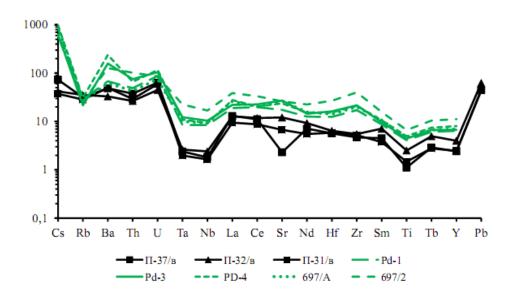


Рис. 2. Спайдерграммы для андезитов Алапаевско-Теченской зоны. Содержания нормированы по примитивной мантии [8]. Базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс: Pd-1, Pd-3, Pd-4, 697/A, 697/2. Базальт-андезит-дацитовый комплекс: П-31/B, П-32/B, П-37/B.

Таким образом, геохимические данные свидетельствуют о том, что формирование пород среднедевонского базальт-андезит-дацитового комплекса происходило в островодужной обстановке, а вулканитов базальт-андезит-дацит-риолитового комплекса в обстановке активной континентальной окраины.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект № 15-18-5-20)

- 1. Анненкова М.Н., Рапопорт М.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000 Серия Среднеуральская. Лист 0-41-XXXII, 1985, 161 с.
- 2. *Е. Н. Волчек, В. С. Червяковский*. Геохимические особенности андезитов восточной зоны Среднего Урала// *Ежегодник-2011, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158, 2011, с. 86–90.*
- 3. Волчек Е.Н., Нечеухин В.М. Петрогеохимические особенности вулканогенных пород Сухоложской зоны (восточный сегмент Среднего Урала) и их значение для геодинамических реконструкций // Литосфера. 2012. № 3, С. 146-150.
- 4. Дианова Т.В.О некоторых фациях раннекаменноугольных вулканитов Восточной зоны // Палеовулканизм Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 99-107.
- 5. *Коротеев В.А.*, *Дианова Т.В.*, *Кабанова Л.Я*. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. Л.: Наука, 1979. 129 с.
- 6. Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Сазонов В.Н., Шевалев В.П., Слободчиков Е.А., Дубейковский С.Г. Геологические маршруты по Сухоложскому и Каменскому полигонам. Екатеринбург, 2002. 295 с.
- 7. Смирнов В.Н., Коровко А.В. Палеозойский вулканизм восточной зоны Среднего Урала// Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник научных трудов. Екатеринбург, 2007. С. 395-420.
- 8. *McDonough W.F.*, *Sun S.*, *Ringwood A.E.* K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth"s mantle // Geochim. Cosmochem. Acta. 1991. Roos Taylor Symposium volume.

9. Sun S.-s. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / in: A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds.) Magmatism in the Oceanic Basins. Blacrwell, Oxford, 1989, p. 313 - 345.

ЛАВСОНИТ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОЙ ЕДИНИЦЕ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

А.А. Зворыгина

Институт Геологии и Геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Лавсонитсодержащие породы встречаются в виде блоков, округлых включений - буддин размером до нескольких десятков метров среди антигоритовых серпентинитов меланжа. Эти породы непосредственно связанны с выходами гранат-пироксеновых пород, которые как предполагают [3], являются протолитами для лавсонитсодержащих пород. От контакта с гранат-пиросеновой породой выделяются гранат-лавсонит-клиноцоизитовая, лавсонит-хлоритовая и хлоритовая зоны. В некоторых телах такая зональность ассиметрична. За хлоритовой зоной, непосредственно примыкающей к антигоритовым серпентинитам, в разных участках могут быть развиты гранат-хлоритовые или гранат-лавсонитовые разновидности. Мощность хлоритовых зон достигает нескольких десятков сантиметров, мощность других зон в разных телах различна и изменяется от нескольких сантиметров до 10 м и более. Все выше перечисленные породные ассоциации слагают самостоятельную «мафит-ультрамафитовую» ІІІ структурно-вещественную единицу максютовского комплекса [1, 2, 3].

Czo

Grt

Chi (7)

Ms (8)

Grt

Grt

Grt

Grt

Czo (6)

Ms (7)

Grt

Czo (14)

Czo (14)

Czo (15)

Grt

Grt

Czo (15)

Рис. 1. Псевдоморфозы по лавсониту. Условные обозначения см. в примечании к Табл. 1.

Находки свежего лавсонита в породах комплекса единичны [4, 5], в большинстве случаев лавсонит встречается в виде псевдоморфоз, выполненных клиноцоизитом, кальцитом, гранатом, альбитом, белой слюдой и другими минералами, образующимися в результате поздних метасоматических преобразований.

Размеры псевдоморфоз по лавсониту могут колебаться в значительных пределах, наиболее крупные псевдоморфозы (до 5 см) характерны для гранат-хлоритовых пород, связанных с гранат-пироксеновыми. Наиболее мелкие (до 0,3 — 0,5 мм) встречаются в гранат-клиноцоизит-хлоритовых породах, для которых трудно оценить пространственнную связь с протолитом.

Ромбические и прямоугольные очертания псевдоморфоз типичны для лавсонита, что неоднократно отмечалось не только в отечественной, но и зарубежной литературе. Как отмечено выше, псевдоморфозы сложены поликристаллическими агрегатами.

Табл.1 Представительные микрозондовые анализы минералов.

	Основная масса						1*		2*						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Czo	Chl	Ms	G	tn	Czo	Chl	Ms	Ms	Ms	Ttn	Gtn		Czo	Czo
				c	r							с	r		
SiO2	37,44	25,66	46,15	37,21	38,03	39,21	27,54	46,83	46,35	46,77	30,11	36,48	37,57	38,87	38,99
TiO2	0,09	0,05	0,05	0,16	0,04	0,02		0,06	0,08	0,09	38,63	0,59	0,19	0,28	0,06
Al2O3	30,41	18,66	36,01	20,41	20,88	31,48	18,92	34,70	34,44	34,43	1,19	19,89	20,62	30,94	30,88
Cr2O3	0,07	0,02	0,03	0,07	0,02	0,01	0,06	0,16	0,02	0,00	0,00	0,04	0,03	0,05	0,06
FeO	1,10	18,17	0,58	18,18	19,94	1,29	17,50	0,87	0,70	0,61	0,19	3,72	11,42	1,94	2,28
MnO	0,33	0,84	0,05	8,57	1,52	0,18	0,75	0,01	0,01		0,07	25,81	15,12	0,64	0,88
MgO	0,03	19,27	0,83	0,20	0,78	0,01	19,87	1,35	1,33	1,24	0,02	0,04	0,10	0,03	0,02
CaO	23,81		0,01	14,58	18,59	24,46	0,02	0,01		0,04	27,96	11,48	14,30	23,92	23,63
Na2O			0,38	0,03	0,02	0,01		0,28	0,32	0,27	0,25			0,02	0,02
K2O			10,32		0,04			10,37	10,51	10,47	0,13	0,01	0,06	0,03	
Σ	93,28	82,69	94,49	99,40	99,86	96,7	84,7	94,6	93,8	93,9	98,6	98,1	99,4	96,7	96,8
						Ф	ормульные	единицы							
Si	2,99	2,78	3,06	2,98	2,99	3,02	2,91	3,10	3,10	3,13	0,98	2,99	3,01	3,00	3,01
Ti	0,01			0,01							0,96	0,04	0,01	0,02	
Al	2,87	2,38	2,82	1,93	1,93	2,86	2,35	2,71	2,72	2,71	0,04	1,92	1,95	2,82	2,81
Cr								0,01							
Fe	0,07	1,65	0,03	1,22	1,31	0,08	1,54	0,05	0,04	0,03	0,02	0,25	0,76	0,13	0,15
Mn	0,02	0,08		0,58	0,10	0,01	0,07					1,79	1,03	0,04	0,06
Mg		3,11	0,08	0,02	0,09		3,13	0,13	0,13	0,12	0,01		0,01		
Ca	2,04			1,25	1,57	2,02					1,00	1,01	1,23	1,98	1,96
Na			0,05					0,04	0,04	0,04					
K			0,95					0,96	0,96	0,96			0,01		

Примечание: 1*, 2* - псевдоморфозы по лавсониту, 1 - 15 - номера точек анализов; Grt – гранат, Czo – клиноцоизит, Lws – лавсонит, Ms – мусковит, Ttn – титанит, Chl – хлорит; с - центр, г - край. Формульные единицы рассчитывались катионным методом. Анализы выполнены на микроанализаторе Cameca SX 100 (ИГГ УрО РАН, аналитик Хиллер В.В.).

Расположение минералов в псевдоморфозах несистематично (Рис.1. 1-2), например, в одном случае границы бывшего лавсонита очерчиваются новообразованной слюдой, в другом - узнаются по присутствию клиноцоизит - эпидота. Процентное содержание минералов и минеральный состав псевдоморфоз сильно варьирует. Основная масса лавсонит-содержащих пород состоит из хлорита, клиноцоизит - эпидота, граната, титанита, мусковит - фенгита. Средние количественные соотношения минералов в породах: гранат 25 - 35%, хлорит 30 - 35%, эпидот - клиноцоизит 25 - 30%, слюда до 10 %, титанит до 3 %, альбит до 1 %.

Гранат - в лавсонитсодержащих породах представлен мелкими изометричными кристаллами размером от первых сотых мм до 0,2 мм, причем наиболее мелкие кристаллы встречаются в псевдоморфозах по лавсониту. По составу гранат основной массы отвечает следующей формуле: c - Sps $_{19,44}$ Gros $_{37,31}$ Alm $_{37,93}$, r - Sps $_{3,38}$ Alm $_{41,21}$ Gros $_{48,49}$; гранат из псевдоморфоз - c - Alm $_{7,92}$ Gros $_{23,47}$ Sps $_{55,78}$, r - Sps $_{29,46}$ Alm $_{30,17}$ Gros $_{35,22}$; c- Alm $_{6,52}$ Gros $_{28,93}$ Sps $_{59,72}$, r - Alm $_{24,17}$ Sps $_{34,34}$ Gros $_{38,38}$.

Минералы группы клиноцоизит - эпидота - бесцветные, встречаются как в основной массе, так и в составе псевдоморфоз по лавсониту, форма зерен от коротко- до длиннопризматической, размер зерен варьирует от первых сотых мм до 0,7 мм в длину. Минералы группы эпидота из псевдоморфоз и основной массы содержат небольшое количество TiO_2 (0,02 – 0,28 вес.%), MnO (0,18 – 0,88 вес.%), MgO (0,01 – 0,03 вес.%), железистость варьирует от 2,2 – 7,2 %. В качестве включений в гранате отмечен ортит.

Мусковит - фенгит преимущественно развивается в псевдоморфозах по лавсониту в виде пластинчатых выделений размером от первых сотых мм до 0,2 мм, гораздо реже - в матриксе. Он характеризуется незначительными колебаниями состава ($Si^{4+} = 3,06 - 3,14$ ф.к., Na = 0,03 - 0,05 ф.к.).

Хлорит преобладает в основной массе пород, гораздо реже отмечается в составе псевдоморфоз, оконтуривая последние. Представлен мелкочешуйчатыми агрегатами и отдельными пластинками размером 0.03-0.05 мм, окрашенными в грязно-зеленые и желтовато-зеленые цвета. По составу отвечает железистому клинохлору, характеризуется следующими колебаниями кремнезема ($\mathrm{Si}^{4+}=2.77-2.91~\mathrm{k}$. ф.) и железистости (20-36~%).

Титанит как вторичный минерал обладает собственной кристаллографической огранкой, небольшим размером зерен (менее 0,01 мм), в качестве включений отмечен в гранате, в псевдоморфозах по лавсониту, в виде прожилковатых скоплений в хлоритовой массе.

Замещение лавсонита клиноцоизит-эпидотом, мусковитом и др. минералами по имеющимся литературным данным [1] протекало при T=380-467 °C и P=7-11 кбар.

- 1. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013, № 4, С. 50–61.
- 2. Вализер П.М., Русин А.И., Краснобаев А.А., Лиханов И.И. Гранат-пироксеновые и лавсонитсодержащие породы максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1754-1772.
- 3. Зворыгина А.А., Русин А.И., Вализер П.М. Новые данные о составе граната «мафитультрамафитовой» единицы максютовского комплекса // Ежегодник 2012, Екатеринбург, 2013. С. 202 - 206.
- 4. Ленных В.И. Эклогит глаукофановый пояс Южного Урала. М.: "Наука".1977. 160 с.
- 5. Лодочников В.Н. Первый лавсонит в Союзе. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, вып. 1, С. 125-140.

К МИНЕРАЛОГИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО КАРБОНАТАМ КАЗАКОВСКОЙ ГОРЫ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

Т.А. Калинина, И.И. Чайковский

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Казаковская гора, расположенная в 1,5 км северо-западнее с. Орда, в междуречье Ирени и ее притока р. Кунгур, уже не раз привлекала внимание исследователей. Первый интерес к ней был проявлен в 1954 г., когда Ю.А. Нечаев выявил Ординское проявление флюорита. Во второй раз Казаковская гора привлекла внимание геологов и спелеологов открытием в ее недрах крупнейшей в мире подводной пещеры, расположенной в сульфатных породах [3].

Изучение выветрелых, кавернозных пород доломитового и кальцит-доломитового состава, которые покрывают всю поверхность Казаковской горы плащом мощностью от 10-15 до 60 м и более [6], позволило выявить их вторичную природу [9]. Авторами было показано, что гипергенные преобразования исходных пелитоморфных известковистых доломитов тюйской пачки проявились в виде выщелачивания (главным образом извести), перекристаллизации доломита, уплотнения образовавшихся каркасно-ящичных агрегатов и отложения инкрустационных доломита и кальцита, примазок гидроксидов марганца. Полученные данные позволили считать остаточные доломиты продуктами площадной коры выветривания. Изучение особенностей состава С и О вторичных карбонатов [2] позволило показать, что формирование коры выветривания по первично-осадочным доломитам нижнепермских эвапоритов происходило неоднократно при фильтрации атмосферных вод с низким содержанием легкого изотопа углерода. Это условие могло реализоваться в условиях семиаридного климата, когда присутствовали атмосферные осадки, но жизнедеятельность, а, следовательно, и количество растворенной биогенной углекислоты, была ограничена. Палеогеографические реконструкции показывают, что подобные обстановки существовали в Пермском Прикамье на рубеже казанского и уржумского веков пермского периода [8], а также в палеогене [7].

Объектом нашего изучения стала самая верхняя часть разреза (до 60 см), которая сложена преимущественно частицами дресвяно-песчаной размерности, то есть является современной корой выветривания по остаточным образованиям. Кроме обломков кавернозного доломита здесь отмечены кристаллы и нитевидные образования карбонатов, обломки терригенных минералов (полевые шпаты, кварц, глинистые) и сложные полиминеральные агрегаты.

В отличии от нижележащих остаточных доломитов львиная доля дезинтегрированной коры сложена кальцитом. Он представлен несколькими морфологическими типами. Первый представлен одиночными индивидами (150-500 мкм), их сростками, образованными гранями нормального и острого ромбоэдра с коррозионно-регенерационной поверхностью (рис. 1а). Второй – полыми трубковидными агрегатами (диаметр около 100 мкм) и минерализированными корнями растений (рис. 1б, в). Третий – нитевидными (волокнистыми) образованиями, в которых длина индивида (20-40 мкм) во много раз превышает поперечное сечение (менее 0,1 мкм) (рис. 1 г-е). Четвертый – корочками шестоватого строения с включениями терригенных минералов и кристаллов доломита (рис. 1ж, з). Все эти типы в нижележащем остаточном доломите не были зафиксированы.

Доломит представлены двумя типами кристаллов: первый – существенно пинакоидальные индивиды со следами регенерации (рис. 2a) – был отмечен и для остаточных доломитов, а второй – мелкие (до 20 мкм) кристаллы, образованные гранями двух ромбоэдров и пинакоида (рис. 2б) – встречен только здесь.

Микрозондовый анализ показал, что и кальцит, и доломит характеризуются отсутствием изоморфных примесей.

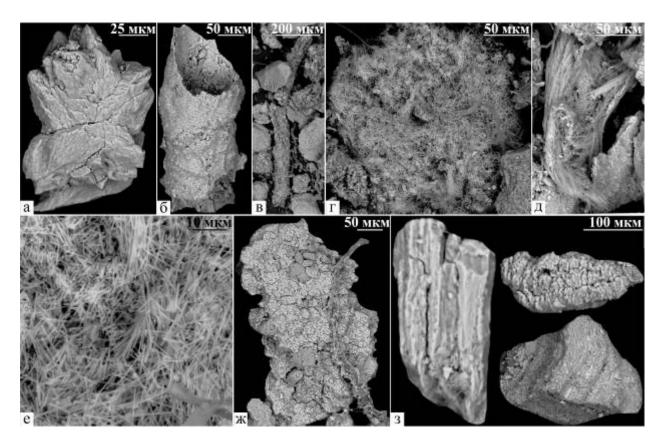


Рис. 1. Морфологические типы кальцита верхней части коры выветривания по карбонатам: а – агрегат ромбоэдрических кристаллов; б – полый трубковидный агрегат; в – минерализованный корень растения; г-е – нитевидные образования; ж, з – корочки шестоватого строения (ж – строение поверхности; з – поперечный скол)

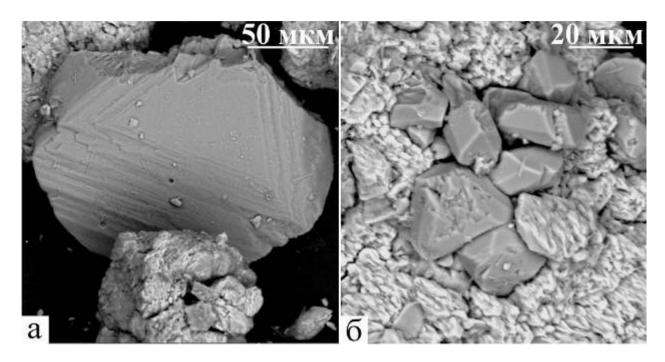


Рис. 2. Морфологические типы доломита верхней части коры выветривания по карбонатам: а — пинакоидальный индивид со следами регенерации; б — существенно ромбоэдрические (комбинация двух ромбоэдров и пинакоида) кристаллы доломита, сцементированные шестоватым кальцитом.

Присутствие идиоморфных кристаллов кальцита с коррозионно-регенерационной поверхностью может говорить о неравновесности условий минералообразования в верхней части коры выветривания этой зоны. Вероятно, это связано с периодами растворения и отложения вещества.

Образование трубчатых агрегатов кальцита и обызвествленного растительного детрита связывается с осаждением вещества, как на поверхности корней растений, так и внутри них.

Природа нитевидных образований (needle fibrous calcite) объясняется исследователями по-разному: одни связывают их с процессами жизнедеятельности грибов и бактерий [11, 12, 13], другие – с отложением из пересыщенных растворов, возникших при выветривании известняков и доломитов [11]. М.Н. Малеев [4] предполагал рост природных нитевидных кристаллов из растворов, поступающих под давлением из пористого субстрата, однако, для них характерна изогнутая форма, что не позволяет использовать предложенный данный механизм для нитевидных образований Казаковской горы. Отсутствие биоморфных структур позволяет предполагать абиогенную природу нитевидных образований и связывать их формирование в верхнем пересыщенном за счет испарения слое грунтовой воды, вероятно верховодки. Схожая природа предполагается и для корочек кальцита шестоватого строения, которые сопоставляются нами с пустынными калькретами [5].

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о нарушении общей зональности коры выветривания. Активное проявление процессов выщелачивания должно было бы приводить к накоплению лишь наименее растворимых продуктов (доломита). Существенное преобладание кальцита, регенерация и новообразование кристаллов доломита, образование специфических нитевидных, трубчатых и шестоватых агрегатов говорят о проявлении процессов минералообразования на испарительном барьере, а наличие коррозионно-регенерированных индивидов о нестабильности этих условий. Источником кальция может являться растворяющийся доломит. Редкая встречаемость новообразованного доломита в коре выветривания говорит о том, что соотношение магния к кальцию в минералообразующием растворе мало для осаждения доломита [1].

- 1. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
- 2. Калинина Т.А. Изотопный состав эвапоритов Пермского Прикамья и продуктов их выветривания // Виртуальные и реальные литологические модели: мат-лы Всерос. школы студ., асп-в и мол. уч. по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 67-69.
- 3. Максимович Н.Г., Максимович Е.Г., Лавров И.А. Ординская пещера. Длиннейшая подводная пещера России. Пермь: Книжный мир, 2006. 64 с.
- 4. Малеев М.Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М.: Наука, 1971. 240 с.
- Оллиер К. Выветривание / Пер. с англ. М.: Недра, 1987. 348 с.
- 6. Плюснин К.П. Карстовые явления в южной части Ординского района Молотовской области // Молотовская карстовая конф-я: тез. докл-в. Молотов, 1947.
- 7. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
- 8. Хасанов Р.Р., Балабанов Ю.П. Палеогеография Восточно-Европейской платформы на рубеже перми и триаса // Палеозой России. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 254-256.
- 9. Чайковский И.И., Кадебская О.И., Чиркова Е.П. О гипергенной природе флюоритового оруденения Казаковской горы // Природные ресурсы: Вестник недропользователя Пермского края. Пермь, 2010. № 2 (29). С. 83-91.
- 10. Cailleau G., Verrecchia E.P., Braissant O., Emmanuel L. The biogenic origin of needle fibre calcite // Sedimentology. Vol. 56, 2009. P. 1858-1875.

- 11. Hill C.A., Forti P. Cave Minerals of the World $\!\!/\!\!/$ Huntsville, National Speleological Society, 1997. 463 p.
- 12. Milliere L. et al. Stable carbon and oxygen isotope signatures of pedogenic needle fibre calcite // Geoderma № 161. 2011. P. 74-87.
- 13. Verrecchia, E.P., Verrecchia, K.E. Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification // Journal of Sedimentary Research A64, 1994. P. 650-664.

ИМИТАЦИИ ЮВЕЛИРНЫХ КАМНЕЙ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ

А.Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Гай Плиний старший в своем труде «Естественная история ископаемых тел» (I век н.э.) писал: «Нет в мире такого мошенничества или обмана, который принес бы больше выгоды, чем подделка драгоценных камней». Как видно из этой цитаты, «проблема стара как мир». Уже в те далекие времена драгоценные камни имитировали различными способами, но по современным меркам, крайне примитивными. Это были либо природные камни, внешне похожие на дорогостоящие ювелирные камни, либо искусственный продукт, полученный в результате научно-технического прогресса. В те времена это были, главным образом, цветное стекло, глазури и эмали. Археологические раскопки показали, что в Древнем Египте (3 тыс. лет до н. э.) уже использовали цветные стекла и глазури для имитации природных ювелирных камней при изготовлении украшений и амулетов. Возможно, что это были первые имитации драгоценных камней. Имитации драгоценных камней из стекла были широко распространены и в Древнем Риме. Хотя еще не было «геммологи», но уже были известны некоторые признаки стеклянных имитаций. В "Естественной истории ископаемых тел" Плиний Старший писал, что стеклянные имитации драгоценных камней "познаются по пленкам внутри и по тяжести, а иногда по пузырькам, светящимся подобно серебру". Под «пленками», вероятно, понимаются свили, характерные для стекол. Пузырьки воздуха в стеклах распределены неравномерно и возможен вариант, когда камень может оказаться без пузырьков. Пузырьки имеют высокий рельеф и гладкую зеркальную поверхность, что позволяло легко их обнаруживать даже невооруженным глазом. И хотя имитации из стекла были доведены до совершенства, тем не менее, они оставались дешевле натуральных камней.

Еще Плиний старший приводит описание триплетов, имитирующих трехслойный сардоникс. Их готовили в основном для изготовления камей (рельефной выпуклой резьбы по полосчатому многоцветному камню). Для этого три пластины цветного камня различной окраски тщательно шлифовались и склеивались между собой, имитируя сардоникс (плоскопараллельный грубо полосчатый агат). Позднее эта технология стала применяться и для прозрачных ювелирных камней. При этом чаще использовали дублеты, состоящие из двух различных камней: сверху дорогой камень, а снизу менее дорогой, например, горный хрусталь или стекло.

Драгоценные камни высокого качества и больших размеров встречаются исключительно редко. Все они в высшей степени индивидуальны и могут стоить целые состояния. Как дорогая эксклюзивная автомашина, большая яхта или шикарный загородный дом, драгоценные камни указывают на статус и место своих владельцев в обществе, служат символами власти и благополучия. Редкость нахождения и, в особенности, большая стоимость высококачественных ювелирных камней стимулирует поиски их альтернативной замены (имитации) другим, более доступным материалом. Мотивы тут могут быть совершенно разные: как с целью подражания, так и с целью обмана и наживы. Для создания имитаций эксплуатируют, главным образом, только внешнее сходство: цвет, прозрачность, оптические феномены и т.п. Кроме искусственных продуктов (стекло, глазурь, эмаль) и составных камней (дуплетов и триплетов), для имитации особенно дорогих камней широко использовались и более дешевые природные камни. Например, алмазы имитировались горным хрусталем, бесцветным цирконом, лейкосапфиром, бесцветным топазом и др. Для привлечения покупателя часто к дешевым имитациям применяли (и сейчас применяют) коммерческие названия, состоящие из словосочетания, включающее название имитируемого камня. Например, название «капский рубин» для покупателя более привлекательно, чем название «гранат» красного цвета, который имитирует рубин. Такое же значение имеют термины «восточный изумруд», «восточный топаз», «восточный аметист» и др. Здесь имеются признаки дезинформации покупателя малознакомого с рынком ювелирных камней. И в настоящее время этот прием используется достаточно широко.

Крупный прорыв в развитии имитаций был сделан в 1758 году, когда австрийский химик Иозеф Штрасс разработал способ изготовления стекла с относительно высоким по-казателем преломления (около 1.7). В его состав входят кремний, окись свинца, окись алюминия, известь и сода. Стекло прозрачное, бесцветное, легко гранится и шлифуется, обладает сильным блеском и в ограненном виде напоминает бриллианты. Это стекло под названием "страз" быстро распространилось на европейском и затем на мировом рынке ювелирных камней. Широко используются стразы и в настоящее время для изготовления дешевой бижутерии. Основной недостаток свинцового стекла — это низкая твердость (2-4 по шкале твердости Мооса), в результате чего камни очень быстро теряют внешний вид в процессе носки.

Благодаря научно-техническому прогрессу, с середины 19-ого века спектр имитаций природных драгоценных камней начал резко расширяться за счет синтетических камней и искусственных продуктов. Для справки: к синтетическим камням относят синтезированные камни, имеющие природные аналоги, а к искусственным камням — синтезированные камни, не имеющие природных аналогов. Список таких камней непрерывно пополняется. В настоящее время синтезировать могут практически любой ювелирный камень, была бы только экономическая целесообразность.

Первые синтетические рубины, выращенные методом Вернейля, появившиеся на рынке в начале 20-ого века, на какой-то период поколебали цены на рубины. Синтетические рубины превосходили по качеству и размерам природные камни, но они лишены одного, крайне важного свойства драгоценных камней – редкости и доступности. Однако геммологи довольно быстро нашли надежные признаки отличия синтетических рубинов Вернейля от природных камней и их «статус-кво» был восстановлен. К этим признакам относятся изогнутые зоны роста и приуроченные к ним скопления газовых пузырьков. Позднее эти синтетические камни производились уже практически без пузырьков. Появились и новые методы синтеза и новые синтетические камни, наводнившие рынок. Над рынком ювелирных камней нависла реальная угроза существования, что стимулировало бурное развитие геммологии. Мир не готов и не хотел потерять этот символ власти и благополучия. Необходимо было в спешном порядке искать способы диагностики камнейимитаций. К этому времени уже была создана Британская геммологическая ассоциация, а в 1934 году появилась Американская геммологическая ассоциация. В 1931 году был образован Геммологический Институт Америки (GIA). В 1935 году вышел первый номер журнала «Gems and Gemology», который стал информировать читателя обо всех новостях в области геммологии. В это время потрясения переживали рынки жемчуга (появление культивированного жемчуга), рынки алмаза (появление бесцветной синтетической шпинели), угроза появления на рынке синтетических изумрудов, выращенных новым методом и названные «игмеральдом». Но эти изумруды появились на рынке только в 1940 году. С 1963 года они идут под торговой маркой «изумруд Чэтема».

20-й век прошел в условиях лавинообразного появления на рынке синтетических имитаций практически всех драгоценных камней. Особенно много имитаций появилось у алмаза: кроме синтетической шпинели, о которой говорилось выше, появились синтетический рутил, титанат стронция, иттрий-алюминиевый гранат (YAG), галлий-гадолиневый гранат (GGG), фианит (CZ) и муассанит. Последние два камня признаны лучшими имитациями бриллианта. В конце 20-ого века сообщается и о появлении высокопреломляющего бесцветного стекла, с показателем преломления около 2.40 (твердость 5-7, плотность 2-4.5 г/см³). Многие из этих синтезируемых камней могут принимать окраску и имитировать различные цветные камни. Например, зеленый YAG прекрасно имитирует ярко-зеленый ванадиевый гроссуляр, известный под названием «цаворит» (в отечественной литературе часто пишут «тсаворит» – от «tsavorite», игнорируя написание буквы «ц» сочетанием

«ts»). Фианит может имитировать любые цветные прозрачные (рубин, сапфир, изумруд, аметист, цитрин и др.) и некоторые непрозрачные камни (черный бриллиант, лавандовый жадеит и др.).

Есть и другая угроза рынку ювелирных камней — это их имитация посредством облагораживания или изменения внешних признаков путем воздействия на камень тем или иным способом. Некоторые из этих методов были известны на протяжении многих веков, другие появились благодаря научно-техническому прогрессу. Все эти методы совершенствуются и пополняются новыми. К первым можно отнести:

- окрашивание (пропитка красителем) применяется для имитации непрозрачных цветных камней (нефрит, красный коралл, лазурит и др.) крашенным доломитовым мрамором или кварцитом; крашенным трещиноватым (растрескивание производится по специальной технологии) горным хрусталем (рубин, изумруд, сапфир, аметист и др.);
- покрытие поверхности специальными красками, полимерами, напыление металлами на поверхность ограненного стекла, горного хрусталя, топаза и других камней, включая синтетические, с целью имитации бриллиантов и различных цветных камней (например, «камни Своровского» кварцевое стекло с металлическим напылением);
- отжиг более сложный процесс, требующий иногда индивидуального подхода и имеющий множество вариаций.

Ко-вторым относятся радиоактивное облучение, диффузионное окрашивание, наращивание на ограненный природный камень синтетических слоев, заполнение трещин специальными пастами и стеклом.

Появление синтетических аналогов многих ювелирных камней не сказалось на их стоимости, поскольку геммологи нашли способы диагностики тех и других. Большую помощь при диагностике природных камней оказывают минеральные включения и дефекты, которых обычно лишены их синтетические аналоги. Но появились новые имитации: облагороженные синтетические камни с наведенными дефектами (растрескивание, с заполнением трещин каким-нибудь веществом, например, стеклом, выращивание кристаллов с примесью минерального вещества и др.).

Это занимательное повествование о защите геммологией рынка ювелирных камней от имитаций можно еще долго продолжать. Имитации все время мутируют, ставя перед геммологами все новые и новые задачи. Это противостояние становится все напряженнее, исход которого трудно прогнозируемый. Пока победу одерживает геммология. Но человеческая изобретательность не знает границ, и кто знает, за кем будет последнее слово.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума УрО РАН № 15-11-5-17.

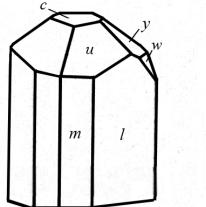
НОВЫЕ НАХОДКИ РОЗОВОГО ТОПАЗА В КОЧКАРСКОМ АНТИКЛИНОРИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.Ю. Кисин^{1, 2}, <u>Е.А. Баранова</u>², А.В. Ростова², К.В. Евдокимова², М.Е. Притчин¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург ² Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Кочкарский антиклинорий еще с 19-ого века получил широкую известность в мире благодаря находкам различных самоцветов: рубинов, сапфиров, аквамаринов, голубых и розовых топазов, хризобериллов, эвклазов, кианитов, горного хрусталя, аметистов, цитринов и других минералов. На основании такого разнообразия, академик Н.И. Кокшаров в 1958 году назвал эту площадь «Русской Бразилией», которое используется порой и в наше время (такое название, например, получила энциклопедия уральского камня [3]). Н.И. Кокшаров в 1953 году, вероятно, первый описал кристаллы розового топаза с данной площади. Когда говорят про розовые топазы Кочкарского антиклинория, то подразумевают обычно копь, расположенную на бывшем прииске Пророко-Ильинский. Она известна под разными названиями «Андрее-Юльевская», «Жуковская», «Топазовая», «Борисовские топазы» и др. Розовые топазы из этой копи имеются во многих минералогических музеях мира, изучались многими известными исследователями [1, 5, 6]. В 1981 году ПО «Уралкварцсамоцветы» проводили здесь ревизионные работы с бурением, проходкой подземных выработок и валовым опробованием, в которых принимал участие и один из авторов (А.Ю. Кисин). На этой копи и в настоящее время часто можно встретить любителей камня.

В 80-х годах прошлого столетия при проведении поисковых работ на рубины розовые топазы были встречены в районе д. Чукса и вблизи п. Радиомайка, также расположенных на площади Кочкарского антиклинория. Единичные находки топазов имели место в окрестностях б.д. Кучино и Ерёмкино. В 2014 году один кристалл розового топаза найден А.Ю. Кисиным при изучении мраморов Светлинского золоторудного карьера. Кристалл был найден случайно, в техногенных отложениях. Оставалось не ясным - местного он происхождения или привнесен водным потоком извне. В 2015 году авторы доклада предприняли попытку прояснить этот вопрос, которая оказалась достаточно удачной.

Розовые топазы были встречены на размытой поверхности глинистых карстовых отложений, на площади около 50x10 м. Всего было найдено около 100 кристаллов, их сростков и агрегатов. Размер кристаллов достигает 25 мм по длинной оси, при толщине 5-8 мм. Кристаллы длиннопризматического облика, хорошо оформленные, без признаков механического износа поверхности. Хорошо развиты грани ромбических призм — m (110), l (120) и ромбической дипирамиды u (111) (puc.1).



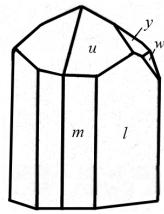


Рис.1. Кристаллы розового топаза со Светлинского карьера.

Часто встречаются расщепленные кристаллы, состоящие из нескольких индивидов и образующие подобие веера. Цвет топазов от почти бесцветных, слегка желтоватых, жел-

тых с оранжевым оттенком, оранжево-желтых, красновато-оранжевых, оранжево-красных, до насыщенного розового с фиолетовым оттенком (рис. 2). Большинство кристаллов прозрачные. В качестве включений в топазах, за исключением трещин и газово-жидких, отмечены сульфиды (пирит), горный хрусталь и красно-коричневый рутил.



Рис. 2. Типичная окраска топазов со Светлинского карьера. Фото А.Ю. Кисина.

Совместно с топазами на участке распространены кристаллы бесцветного и дымчатого горного хрусталя до 5 см длинной и 3 см толщиной. Имеются уплощенные кристаллы. По внешним признакам данный кварц совершенно не похож на сверкающий кварц Жуковской копи. Иногда в кристаллах кварца наблюдаются крупные включения фиолетового флюорита. Найден кристалл кварца с включениями флюорита и в срастании с желтоватым топазом (рис. 3), что указывает на их парагенетические связи. Другой топаз (точнее сросток расщепленных кристаллов) насыщенного розового цвета частично покрыт мелкозернистым агрегатом бесцветного кварца, похожего на «маршаллиты» Жуковской копи, в которых иногда встречаются розовые топазы. Встречены кристаллы топазов в тесном срастании с игольчатыми кристаллами красно-коричневого рутила.

Минеральные ассоциации розовых топазов в Светлинском карьере пока полностью не установлены. В шлиховых пробах глин, кроме топазов и горного хрусталя отмечается тальк бледно-розового цвета (широко распространен в мраморах Светлинского карьера), светлая слюда (типа флогопита), редко хромсодержащий мусковит (фуксит), флюорит, длиннопризматический рутил, пирит, пирротин, золото. В единичных случаях отмечаются



Рис. 3. Кристалл горного хрусталя в срастании с оранжевато-желтыми топазами и с включениями фиолетового флюорита, карбоната и сульфидов. Фото А.Ю. Кисина.

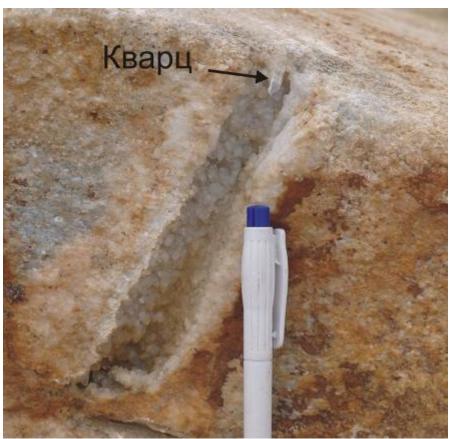


Рис. 4. Полость в доломитовых мраморах инкрустированная карбонатами и горным хрусталем. Фото А.Ю. Кисина.

очень мелкие игольчатые кристаллы зеленого турмалина. В ассоциации с розовыми топазами Жуковской копи обычен горный хрусталь, реже фуксит, рутил, зеленый турмалин, иногда флюорит [1, 3, наши данные]; топазы приурочены к трещинам и различным полостям в силифицированных органогенных известняках визейского возраста [1, 5, 6]. В Светлинском карьере подобных пород не обнаружено. Имеются окремнелые мраморы с кварцевыми жилами, но около них топазов не обнаружено. На участке нахождения топазов распространены ранние (дометаморфические) метасоматические мелкозернистые доломиты [2], в которых часто наблюдаются щелевидные или овальные полости, инкрустированные карбонатом. Иногда в этих полостях наблюдаются одиночные кристаллы горного хрусталя, по внешним признакам похожие на горный хрусталь из сростков с топазами (рис. 4). Они нарастают на карбонаты и являются более поздними. На Жуковской копи топазы также находятся в тесном срастании с горным хрусталем. По результатам исследований газово-жидких включений, розовые топазы этого проявления являются наиболее низкотемпературными, по сравнению с топазами пегматитов и грейзенов (250-200°C) [1, 4]. Есть предположение, что именно с такими полостями в доломитах и связаны розовые топазы Светлинского карьера. При дальнейших исследованиях данный вопрос будет уточняться.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума УрО РАН № 15-11-5-17.

- 1. Капитонов М.Д., Хакимов А.Х. О происхождении розовых топазов в районе р. Каменки (Южный Урал) // Жизнь Земли. 1975. № 11. С. 27-31.
- 2. Кисин А.Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90-108.
- 3. Колисниченко С.В., Попов В.А. «Русская Бразилия» на Южном Урале: Минералы долин рек Санарки, Каменки и Кабанки: Энциклопедия уральского камня. Челябинск: Изд-во «Санарка», 2008. 528 с.
- 4. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Иванова Γ .Ф., Владыкин Н.В. Генезис топазов по данным изучения микровключений // Геохимия. 1977. № 3. С. 323-331.
- 5. *Смирнов С.С.* Андреевский свинцово-цинковый рудник в Кочкарском золотоносном районе // Изв. Геол. Комитета. 1926. Т. 45. №8. С. 923 944.
- 6. Смолин А.П. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975. 240 с.

ПСЕВДОФАУНА («ГРАПТОЛИТ») ИЗ СИЛУРИЙСКИХ КВАРЦИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

В. Г. Кориневский

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс E-mail: vgkor@mineralogy.ru

К настоящему времени находки остатков ископаемой фауны и флоры в метаморфизованных осадочных породах достаточно многочисленны. Они охватывают интервал времени от протерозоя по триас включительно [8]. Были найдены псевдоморфозы метаморфических минералов по криноидеям, брахиоподам, пелециподам, трилобитам, кораллам, мшанкам, аммонитам, радиоляриям, фораминиферам, водорослям. Лишь в одном случае указывалась находка граптолитов в силурийских породах у г. Берген (Норвегия).

Хорошая сохранность форм и деталей строения фоссилий позволили высказать предположение [8, 3], что даже в наиболее измененных «ядрах» метаморфических комплексов возможно сохранение недеформированных фрагментов пород. При этом установлено, что в таких участках метасоматическая переработка исходных пород происходила без ламинарного течения вещества, разрывов и перемещения зернистых компонентов породы [3].

Одни из первых находок ископаемой фауны и флоры в метаморфических толщах Урала были сделаны Е. А. Кузнецовым [2]. В мусковит-гранатовых кварцитовых сланцах силура-девона на Среднем Урале им обнаружены прекрасно сохранившиеся остатки радиолярий, замещённые мелкозернистым гранатовым агрегатом, а также округлые споры растений. В талько-хлоритовых сланцах Миасского района были встречены многочисленные отпечатки брахиопод раннекаменноугольного возраста, полностью замещённые мелкозернистым агрегатом талька, хлорита и тремолита [9]. Сводку последующих находок остатков фауны в метаморфизованных породах Урала привела Н. П. Малахова [5]. К сожалению, этот список пока пополнился ещё лишь одним местонахождением нижнекаменноугольных кораллов в карьере Сыростанского месторождения талькомагнезита у г. Миасса [1].

Кроме уникальных случаев, когда остатки фауны замещались гранатом, пироксеном, амфиболом, цоизитом, эпидотом, шпинелью и т. п., наиболее обычными являются кварцевые псевдоморфозы по органическим остаткам [3].

Н. П. Малахова серией своих публикаций [4, 5, 6] привлекла внимание к поискам фауны в изверженных и метаморфических породах Урала. Она указала на возможность сохранности органических остатков в породах, претерпевших метаморфизм и метасоматоз, а также в наземных лавовых потоках. Тем самым открывались перспективы в датировке многих измененных вторичными процессами вулканических толщ, большей частью остающихся палеонтологически немыми. Тем не менее, ряд неудачных примеров и ошибок в книгах Н. П. Малаховой во многом повредили этому направлению. Автор имел возможность в присутствии Н. П. Малаховой в 1977 г. просмотреть фактические данные (образцы пород, шлифы), которые положены в основу ее статей [5, 6]. Выяснилось, что разнообразные фораминиферы, определенные в палеобазальтах, на самом деле представляют собой столь обычные в эффузивных породах миндалины разнообразной формы, выполненные коллоидальными агрегатами халцедона, хлорита в причудливых сочетаниях друг с другом, с кальцитом, кварцем и эпидотом. Во многих случаях обычным осадочным и туфогенно-осадочным породам необоснованно приписывалось метасоматическое происхождение или эффузивная природа, а затем из них – теперь считающихся уже эффузивами – описывались настоящие остатки фораминифер. Мною также было указано на ряд несомненных ошибок и неточностей при диагностике пород, содержащих остатки фауны. Так, среднезернистый вулканомиктовый песчаник с карбонатным цементом описывается как гранитизированная порода [6, с. 48], при отсутствии сколько-нибудь серьезных доказательств в пользу этого предположения. Граптолит находится не в подушечных лавах базальтов, а в кремнистой породе из межподушечного пространства [6, с. 49]. Наконец, образец базальта с остатками моллюсков, демонстрировавшийся Н. П. Малаховой в 1977 г., оказался неизмененным темно-серым алевролитом и т. п. В целом же нельзя не признать правильным призыв Н. П. Малаховой внимательнее изучать эффузивные породы с целью поисков в них фауны. Перспективно изучение шлаковых и миндалекаменных корок лавовых потоков, в поры которых часто проникает рыхлый ил с органическими остатками. В отдельных случаях происходит захват карбонатного осадка с микрофауной горячей лавой [7]. Возможность сохранения фауны в непосредственном контакте с изливающейся лавой доказывается тем фактом, что температура воды вблизи активных языков лавы Килауэа на дне моря повышалась всего на 2.5 °C [10].

Мне также пришлось столкнуться с находкой специфических образований в метаморфизованных кремнистых образованиях (кварцитов) нижнего силура, которые по морфологии я посчитал остатками граптолитов.

В западном обрамлении Ключевского гранитного массива (Чебаркульский район Челябинской области России) была обнаружена глыбка неравнозернистого буровато-серого кварцита, располагающейся среди поля выходов пород булатовской толщи нижнего силура. Координаты места находки: 54°43′35.5″с. ш., 60°28′1.4″ в. д. Из кварцитов был сделан петрографический шлиф. Его просмотр показал, что кварцит состоит из плотно соприкасающихся по зазубренным извилистым границам изометричных зёрен кварца поперечником от 0.1 мм до 1–3 мм (рис. 1). Между ними изредка встречаются пластинки биотита и мусковита, изометричные зёрна фторапатита, малиново-красного спессартин-альмандина. По составам сосуществующих в кварцитах этого участка биотита и граната температура возникновения этих минералов по геотермометру Л. Л. Перчука оценивается как несколько превышающая 420°С. Следовательно, правомерно считать описываемую породу достаточно высокометаморфизованным образованием.

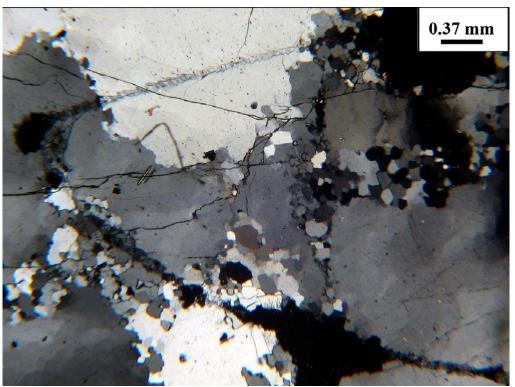


Рис.1. Изогнутая ветвь «граптолита», пересекающая контуры зерен кварца. Фото шлифа со скрещенными николями.

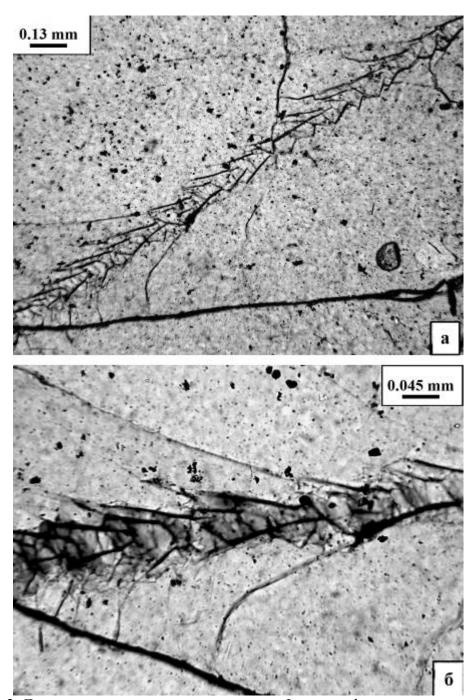


Рис. 2. Детали строения ветви «граптолита». Фото шлифа в проходящем свете. а — двурядное расположение ячеек, б — черные полоски, напоминающие внутреннюю структуру ячеек «граптолита».

В площади шлифа наблюдается тонкая (около 0.1 мм) плавно изогнутая полоска, в которой при значительном увеличении отчётливо видны прямоугольные ячейки, косо отходящие от центральной оси полоски по обе её стороны (рис. 2 а). Контуры ячеек и детали их строения на фоне светлых зёрен кварца подчеркиваются черными полосками (рис 2 б). В пределах всей длины полоски ячейки открываются в одну сторону. По морфологии ячеек, характеру их сочленения с центральной осью, по достаточно равномерному распределению их вдоль всей длины полоски (более 6 мм) я предположил, что это фоссилизированный остаток двурядного граптолита.

Известный палеонтолог профессор А.С. Алексеев (МГУ), ознакомившись с нашими материалами, пришел к выводу, что описываемая в кварцитах структура лишь внешне напоминает граптолит. Ширина «рабдосомы» «граптолита» не превышает 0.1 мм, тогда как

у известных граптолитов она составляет 1–3 мм. В таких маленьких ячейках полипоид не мог бы разместиться. Тот факт, что ветвь «граптолита» без смещений пересекает несколько зерен кварца свидетельствует о том, что эта полоска является более поздним, чем процесс окварцевания, образованием. По мнению ученых-геологов из Московского университета, описанная структура представляет собой систему эшелонированных микротрещин, в которых фиксируется, по крайней мере, два направления. Высказано предположение, что эти трещины возникли случайно при изготовлении шлифа (царапание зерном абразива поверхности зерен кварца).

К своему сожалению, я вынужден согласиться с заключением палеонтологов-профессионалов. Этот пример еще раз доказывает необходимость тщательного аргументирования природы артефактов, обнаруживаемых в изверженных и метаморфических породах, которым иногда необоснованно приписывается органическое происхождение.

- 1. Кориневский В.Г. Возраст надрудной толщи Сыростанского месторождения талькомагнезита на Южном Урале // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 4. С. 380—382.
- 2. Кузнецов Е.А. Радиолярии из кремнистых сланцев Уфалейской и Полевской дач на Урале // Вестн. Моск. Ун-та. 1947. № 12. С. 23-26.
- 3. Малахова Н.П. Фауна в метаморфических породах Урала. Свердловск: УфАН СССР, 1967. 145 с.
- 4. Малахова Н.П. Фауна в метаморфических породах кислого состава. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. 102 с.
- 5. Малахова Н.П. Органические остатки в эффузивовидных породах // Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 101–136.
- 6. Малахова Н.П., Язева Р.Г. Органические остатки, проблематические образования и петрография автохтонных метасоматических гранитоидов Южного Урала // Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 14–94.
- 7. Мандалян Р.А. О природе миндалевидных карбонатных включений в подушечных спнлитах верхней юры междуречья Ахум и Тавуш // Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1978. № 1. С. 79–84.
- 8. Павловский Е.В., Фролова Н. В. Органические остатки в метаморфических комплексах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954, № 6. С. 15–29.
- 9. Постоев К.И., Безруков Г.Н. Обнаружение остатков фауны брахиопод и криноидей в талько-хлоритовых породах на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961, № 5. С. 92–95.
- 10. Moore J.G., Phillips R L., Grigg R.W., Peterson D.W., Swanson D. A. Flow of lava into the sea. 1969–1971. Kilauea Volcano, Havaii // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. № 2. P. 537–546.

КОМПЛЕКСНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕУРМИЙСКОГО МАССИВА

М.М. Мачевариани

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»

Негативная тенденция выделения редкометалльных гранитов по геохимическим признакам, без учета их минералого-петрографических особенностей, приводит к чрезмерному расширению понятия «редкометалльный гранит» и ошибкам в геологическом картировании и прогнозно-поисковой практике.

Решению проблем корректного расчленения гранитоидов Приамурья, выявлению среди них редкометалльных гранитов, установлению условий их формирования должно способствовать всестороннее изучение современными методами акцессорной минерализации, в том числе циркона, являющегося важнейшим минералом-индикатором петрогенеза, эффективным геохронометром и геотермометром.

Результаты подобного исследования типоморфных особенностей акцессорного циркона из гранитов эталонного Верхнеурмийского массива широко освещены в ряде публикаций [1, 2, 3, 4, 5, 6] и должны способствовать совершенствованию научно-методической основы для установления среди пород гранитоидных плутонов региона редкометалльных гранитов литий-фтористого типа.

Несмотря на то, что утилитарность полученных результатов заключается именно в их комплексности, до настоящего момента публикации, посвященные морфолого-анотомическим, типохимическим и термометрическим характеристикам циркона верхнеурмийских гранитоидов были разрознены. Целью данного сообщения является обобщение всех данных об индикаторных свойствах циркона из биотитовых гранитов Баджальского комплекса и литий-фтористых гранитов Правоурмийского комплекса (табл. 1) с целью использования типоморфных признаков циркона в поисково-оценочной практике.

Морфология циркона способна надежно фиксировать генетическую информацию об изменениях параметров среды кристаллизации, что свидетельствует о целесообразности исследования морфологических и анатомических особенностей как микрокристаллов циркона. Адекватному приложению методики эволюционного кристалломорфологического анализа к циркону из гранитоидов Верхнеурмийского массива способствовало разделение выборок на так называемые коротко- и длиннопризматические «разновидности» по значениям коэффициента удлинения (КУ). В результате было получено два эволюционных тренда с пиком в точке, соответствующей циркону из гранит-порфира Баджальского комплекса Zrn-Prph и снижением при переходе к циркону из циннвальдитовых гранитов правоурмийского комплекса Zrn-Znw, но лежащие на различных температурных уровнях: условно высокотемпературный тренд (по Пюпену) длиннопризматической ранней разновидности и низкотемпературный тренд короткопризматической поздней разновидности. Морфологическая эволюция циркона определилась сменой высокотемпературных морфотипов – низкотемпературными, а анатомическое развитие выразилось в усложнении строения циркона - формировании редкометалльных оболочек, разрастании вторичных зон с дефектной структурой, минеральных включений, пор и трещин.

Изучение внутреннего строения зерен циркона методами электронной микроскопии подтвердило адекватность выделения коротко- и длиннопризматических разновидностей циркона во всех исследуемых гранитоидах, а двучленное строение зерен циркона предопределило разделение массива данных локального состава циркона на группы «центр» и «край». В результате чего, было получено, что при близости состава центральных зон зерен циркона из верхнеурмийских гранитов тренды изменения содержаний примесей от центральных зон к краевым в цирконе биотитовых и циннвальдитовых гранитов различны с максимальным уровнем накопления примесей в каймах циркона из циннвальдитовых гранитов.

	Баджальский		Правоурмийский комплекс				
	биотитовых ле		литий-фтористых гранитов				
	биотитовый гранит	порфировидный гранит	циннвальдитовый гранит				
	Zrn-Bt	Zrn-Prf	Zrn-Znw				
		Морфотипы по	Пюпену				
	P4	P5	P1/P3				
Морфология и анатомия							
[aT	осцилляторная		пятнисто-блоковая, затечная зональность				
Ган	вторичные изменения -		вторичные изменения - от 70 до 98%				
ИВ	включения: ксенотим, мона		площади сечения зерна включения: Th-U-REE минералы - торит,				
ОГИ	торит, апатит, альбит,		включения. ТП-О-КЕЕ минералы - торит, ксенотим, монацит, черновит				
0.10	Параллельные срастани		Параллельных срастаний не наблюдается				
фф	выбо		114pm1141211211				
Mo	уверенная корреляция интенсивности СL с Dy^{3+} , Er^{3+} , Yb^{3+} , Hf^{4+} , U^{4+} , <i>максимальные</i> межэлементных корреляции концентраций	общее снижение КК между нтенсивностью CL и содержанием элементови +инверсия профилей Dy ³⁺ и сонаправленных Hf ⁴⁺ U ⁴⁺ - профилей	<i>минимальные</i> коэффициенты корреляции. Практически полное отсутствие Hf ⁴⁺ - U ⁴⁺ - корреляции				
	ZrO ₂ /Hf		ZrO ₂ /HfO ₂ =19				
	Пентральные домен	<u>иы</u> : [медиан. конц.] _{Zrn-Znw} /	[медиан. конц.] $_{\rm Zm\text{-}Bt}$ >1 для F, Cs, Nb $ ightarrow$				
	<u> </u>	or [mognam nong.] Zin-ziw	→ слабо проявленная стартовая				
			специализация на F, Cs и Nb				
	<u>Централы</u>	<u>чые домены</u> : типичные «ма	гматические» спектры REE →				
			→ несколько пониженные содержания LREE и незначительное сглаживание Се-аномалии				
			Повышение интенсивности накопления				
Типохимизм	Накопление примесей	і́ в <i>краевых доменах</i>	примесей в <i>краевых доменах</i> относительно <i>Zrn-Bt</i> : для Ti - в 27 раз; Ca – 19; Ba – 9; F – 6; LREE – 5; Nb – 4; Sr, H ₂ O, Li – 3; Cs, HREE, U - 2				
	<u>Краевые домены</u> : дву содержан		<u>Краевые домены</u> : четырехкратное повышение содержания REE, выполаживание левой части спектра (снижение ΣΗREE/ΣLREE отношения), редуцирование Се-аномалии				
	сильные корреляционные элементов: Cs, S		сильные корреляционные связи между галогенами (F), крупноионными литофилами (Ba, Cs), LREE и H ₂ O				
	LuN/LaN	= 6126	Двукратное снижение степени фракционирования REE → <i>LuN/LaN</i> = 3573				
		$(Hf, Nb) \uparrow (REE, Y) \downarrow Th/U$					
грия	Термометрия нас	ыщения ≈ 760 °C	Термометрия насыщения ≈ 685°C				
Термометрия	T(«Ti-in-Zrn»	e)≈ 831 °C	$T(\text{``Ti-in-Zrn''}) \approx 710 ^{\circ}\text{C}$				

Кроме того, был определен факт активной дегазации и транспортирующей роли флюидов как причины вторичных изменений, охвативших циркон не только из редкометалльных гранитов, завершающих серию, но и из ранних биотитовых гранитов, приведших к накоплению широкого набора элементов-примесей (Са, Ті, Ва, F, Сs, Еu, La, Li, Pr, P, Nb, Lu, Yb, Nd, Hf) в измененных каймах циркона. Углубленное изучение микрогеохимических особенностей циркона позволило проследить основную тенденцию эволюции состава циркона, заключающуюся в прогрессивном накоплении летучих (H₂O, F), крупночонных литофильных (Сs, Sr), высокозарядных (Hf, Nb) и редкоземельных элементов. Особенности состава и строения исследуемого циркона циннвальдитовых гранитов сходны с аналогичными признаками циркона из литий-фтористых гранитов массива Северный (Чукотка), массива Моле (Австралия), Рудных гор (Германия, Чехия), что допускает возможность использования выявленного комплекса типоморфных признаков циркона для корректного расчленения различных гранитоидных серий с литий-фтористыми гранитами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/K на 2014-2016 гг.

- 1. В.И. Алексеев, Е.В. Полякова, М.М. Мачевариани, Ю.Б. Марин Эволюция циркона в посторогенных интрузивных сериях с литий-фтористыми гранитами Дальнего Востока // Записки Российского минералогического общества. 2013. № 3. ч. СХLII. С. 1 27.
- 2. М.М. Мачевариани, В.И. Алексеев Кристалломорфологическая и геохимическая термометрия цирконов из гранитов Приамурья // Записки Горного института. 2013. Т. 206. С. 40 44.
- 3. Мачевариани, М.М. Морфологические особенности монокристаллов и микросрастаний циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье) // Записки Российского минералогического общества. 2014. №6. С. 103 119.
- 4. Мачевариани, М.М. Особенности вторичных изменений циркона в интрузивных комплексах Верхнеурмийского плутона (Приамурье) // Металлогения современных океанов-2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс, 2013. С. 265 268.
- 5. М.М. Мачевариани, В.И. Алексеев Типоморфные особенности циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье) // Записки Горного института. 2012. Т. 196. С. 14 17.
- 6. Machevariani, M.M. Crystal morphological and geochemical thermometry of zircon from Amur region granites // Scientific Reports on Resource Issues. Freiberg, 2013. V. 1. № 1. P. 19 23.

РАДИОАКТИВНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

В.П. Молошаг

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Несколько десятилетий тому назад началось использование гамма-каротажа скважин наряду с другими методами геофизическими методами поиска и разведки колчеданных месторождений. Одним из перспективных направлений повышения эффективности этого метода является исследование минеральных форм нахождения радиоактивных элементов в рудах и околорудных метасоматитах. На данный момент приходится констатировать, что минералогия радиоактивных элементов в гипогенных рудах изучена пока недостаточно. Первым проявлением радиоактивности, на что обратили внимание предыдущие исследователи, было обнаружение радиоактивных двориков в сульфидных минералах, которые обусловлены воздействием альфа-частиц, образующихся при распаде радиоизотопов, заключенных в субмикро (возможно и нано-) частицах их минералов. Какой именно из минералов радиоактивных элементов является источником альфа-частиц пока не установлено. Радиоактивные дворики чаще всего отмечались в минералах борнитовых и других колчеданных руд с повышенными содержаниями благородных металлов. В качестве примеров можно назвать месторождения Гайское, Дзержинское, им. III Интернационала и других [Ярош, 1973].

Известные в литературе находки минералов радиоактивных элементов в гипогенных рудах колчеданных месторождений России и за рубежом представлены уранинитом. Данный минерал установлен на Пышминско-Ключевском месторождении [Мурзин и др., 2011], которое ряд исследователей рассматривает как колчеданное, хотя высказывается и другая точка зрения [Еремин, 1997; Викентьев и др., 2010]. Предлагаемое сообщение касается браннерита UTi₂O₆, впервые обнаруженного в рудах Тарньерского месторождения и пока неизвестного в рудах других колчеданных месторождений. В последнее время уранинит детально описан на зарубежных проявлениях колчеданных руд [Garuti, Zaccarini, 2005].

В зоне окисления колчеданных месторождений возможности минералогической «реализации» радиоактивных элементов, в первую очередь урана, благодаря его мобильности в кислотных растворах, формирующихся при окислении сульфидов практически не ограничены. Здесь очевидно требуются особые подходы, в связи с чем в предлагаемой статье эти вопросы не рассматриваются.

Тарньерское месторождение находится в Ивдельском рудном районе, расположенном на восточном склоне Серного Урала в западном крыле Тагильского погружения. Отличительной особенностью данного месторождения является его локализация в экзоконтактовой зоне Помурской диоритовой интрузии, под воздействием которой ранее отложенные руды и вмещающие породы были охвачены интенсивным контактовым метаморфизмом, который выражен в ороговиковании. Процесс ороговикования наложен на продукты более ранних метаморфических преобразований: оклорудного метасоматоза и зеленокаменного метаморфизма. По характеру минеральных ассоциаций роговики отвечают амфиболитовой и пироксен-роговиковой ступеням метаморфизма [Буслаев и др., 1988].

Колчеданные руды соответственно подверглись метаморфическим преобразованием, отвечающим высоким ступеням пирротиновой фации. В отличие от большей части колчеданных месторождений Урала Тарньерское месторождение характеризуется повышенными содержаниями золота, а также наличием самородного висмута, теллуридов и молибденита [Молошаг, 2011]. Особо следует отметить, установленное предыдущими исследователями, наличие радиоактивных двориков в зернах пирита, сопровождающих микровключения минералов радиоактивных элементов [Буслаев и др., 1988].

Браннерит обнаружен в сплошных сульфидных рудах (скважина 1120, глубина 31, 5 м, профиль 26). Состав руд пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит. Размер зерен браннерита составляет до 0, 25 мм. По структурным взаимоотношениям образование браннерита синхронно упомянутым сульфидам. Состав минерала исследован на микроанализаторе (установка Cameca SX 100, аналитик В.Г.Гмыра ИГГ УрО РАН; табл. 1). По нашим и литературным данным браннерит содержит примеси тория, кальция, редких земель и свинца, которые замещают уран [Saager and Stupp, 1983; Stacey et al., 1974]. Распределение содержаний основных элементов и примесей неравномерное, что предположительно связано с метамиктным состоянием кристаллической структуры минерала за счет тепловой энергии, выделяемой при радиоактивном распаде урана и тория. Марганец и железо замещают титан, в связи с чем, эмпирическая формула минерала близка (U,Th,Ca,Y,Pb)(Ti,Mn,Fe)₂O₆ [Szymański, 1982]. Вхождение тория и иттрия в состав браннерита подтверждается снимками выделения браннерита в характеристическом излучении данных элементов (рис. 1).

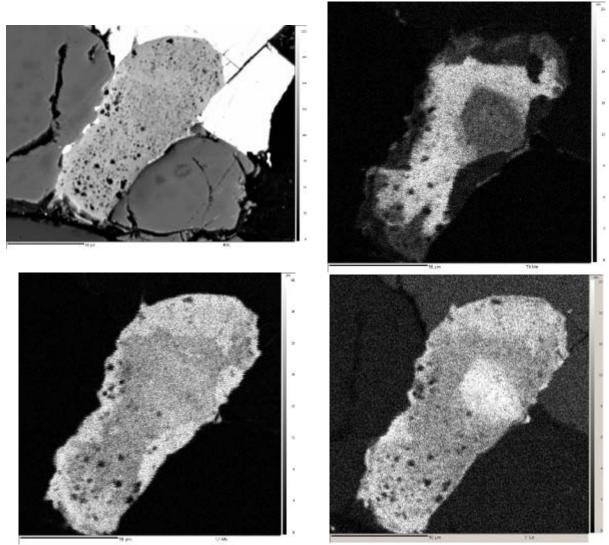


Рис. 1. Особенности рапределения радиоактивных элементов и иттрия в браннерите. A – браннерит в отраженных электронах: серое – браннерит, темно-серое – пирит, светлое – галенит. Б – браннерит в лучах тория. В – то же в лучах урана. Г – иттрия.

На большей части собственно урановых и золото-урановых месторождений браннерит всегда содержит примеси тория в количестве до первых процентов [Миронов и др., 2008; Saager, Stupp, 1983; Stacey et al.; Szymański, 1982]. В нашем случае концентрация примеси тория значительно выше (табл. 1). Не исключено, что высокие содержания тория в исследуемом образце связаны с реализацией в природе твердых растворов браннерит UTi_2O_6 - торутит $ThTi_2O_6$, тем более что торутит и браннерит изоструктурны [Run, Wadsley, 1966]. Состав рассматриваемого браннерита соответствует ранее выделенной высокотемпературной его разновидности [Мигута, 1997]. Полученные с помощью арсенопиритового и хлоритового значения температуры золотосодержащих руд Тарньерского месторождения составляют 440 – 455 °C, что соответствует геологической обстановке их формирования [Молошаг, 2011].

							`		
Анализы	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Y_2O_3	PbO	ThO ₂	U_2O_3	Сумма
1	4,80	35,64	0,52	0,91	2,79	1,87	4,65	46,91	98,08
2	4,77	33,27	0,60	1,20	1,79	1,82	16,78	39,44	99,67
3	5,51	36,06	0,44	1,52	1,92	1,29	16,19	37,79	100,73
4	5,40	33,48	0,48	1,26	1,91	1,17	16,39	39,90	100,00
5	5,07	34,71	0,48	1,36	2,05	1,92	16,35	37,11	99,04
6	5,34	32,64	0,43	1,70	1,95	2,07	14,96	39,70	98,79
7	5,32	34,68	0,40	1,39	1,94	2,65	17,65	34,23	98,27
8	3,82	34,10	0,58	1,64	3,28	1,96	1,26	52,02	98,67
9	5,12	33,37	0,37	1,02	1,77	1,05	18,30	38,39	99,41
Среднее	5,02	34,22	0,47	1,33	2,15	1,76	13,47	40,61	99,03

Таблица 1. Химический состав браннерита (масс. %)

Состав рассматриваемой находки браннерита отвечает его высокотемпературной разновидности, которая содержит повышенные концентрации примесей иттрия и тория. Подавляющая часть находок браннерита в золотосодержащих уран-ториевых рудах Эльконского рудного района относится к низкотемпературной разновидности, формировавшаяся при 200 – 230 °C [Наумов, Шумилин, 1994]. Вторая находка браннерита связана с россыпями, источником которых являются золотосодержащие руды Озернинского рудного узла, Бурятия [Миронов и др., 2008]. В данном случае браннерит также содержит незначительное количество примесей тория и редких земель, что может свидетельствовать о низкотемпературных условиях образования рассматриваемого минерала. Для нас важно то, что по условиям образования сульфидные месторождения Озернинского рудного узла, в том числе и золотоносных, соответствуют колчеданным месторождениям других регионов.

В последнее время описана новая находка уранинита в рудах Маукского медноколчеданного месторождения. Данное месторождение подверглось интенсивным тектоно-метаморфическим преобразованиям. Оно локализовано в зоне проявления глубинного метаморфизма, отвечающего условиям амфиболитовой фации [Медноколчеданные..., 1988]. Минеральный состав руд соответствует ранее выделенной пирротиновой фации метаморфизма. По набору сульфидов, наличию теллуридов и самородного золота Маукское месторождение практически соответствует Тарньерскому, отличаясь от него значительным количеством магнетита. Особого внимания заслуживает находка уранинита в рудах Маукского месторождения, которая подтверждает необходимость исследования минералогии радиоактивных элементов в колчеданных рудах [Сафина и др., 2015].

Находка браннерита в золотосодержащих рудах колчеданных месторождений свидетельствует о широком диапазоне проявлений минералов урана и тория в различных генетических типах сульфидных руд, что в перспективе представляется возможным их использования для изотопного датирования рудообразующих процессов. Особенно важно, что она подтверждает необходимость использования радиометрических методов поисков колчеданных руд и анализа результатов ранее выполненного гамма-каротажа поисковых и разведочных скважин с учетом возможностей современных методов исследований вещественного состава руд.

Автор искренне признателен В.Г. Гмыра за проведение анализов минералов. Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ проект 13-05-95036 и Президиума УрО РАН проект 13-5-024 НДР.

- 1. *Буслаев Ф.П., Ярош П.Я., Ершова В.Г., Семенова Н.Н.* Тарньерское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО РАН СССР, 1988. С. 171 182.
- 2. Викентьев И.В., Мурзин В.В., Прокофьев В.Ю., Дубинина Е.О., Еремин Н.И. РТ- условия минералообразования на Пышминско-Ключевском медно-кобальтовом месторождении (Средний Урал) // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 430. № 5. С. 671 674.
- 3. *Еремин Н.И., Сергеева Нат. Е., Шишаков В.Б.* О находке палладийсодержащего мелонита в медноколчеданных рудах Пышминско-Ключевского месторождения на Урале // ДАН. 1997. Т. 355. (6). 795 797.
- 4. *Миронов А.Г., Карманов Н.С., Миронов А.А., Ходырева Е.В.* Золото-браннеритовые самородки Озернинского рудного узла (Бурятия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 984 989.
- 5. *Мигута А.К.* Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38. № 4. С. 323-343.
- 6. *Медноколчеданные месторождения*. Условия формирования / Прокин В.А., Серавкин И.Б., Буслаев Ф.П., Масленников В.В., Зайков В.В. и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992.
- 7. *Молошаг В.П*. Теллуридная минерализация колчеданных месторождений Урала: новые данные // Литосфера. 2011. № 6. С. 91 102.
- 8. *Мурзин В.В., Варламов Д.А., Викентьев И.В.* Медно-кобальтовое оруденение Пышминско-Ключевского месторождения на Среднем Урале: минеральный состав руд и метасоматитов, стадийность и P-T условия образования // Литосфера. 2011. № 6. С. 103 122.
- 9. *Наумов С.С., Шумилин М.В.* Урановые месторождения Алдана // Отечественная геология. 1994. № 11-12. С. 20-23.
- 10. Сафина Н.П., Масленников В. В., Масленникова С. П., Котляров В. А., Данюшевский Л. В., Ларж Р. Р., Блинов И. А. Полосчатые сульфидно-магнетитовые руды Маукского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Геология рудных месторождений, 2015, том 57, № 3, С. 221–238.
- 11. Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 237 с.
- 12. *Garuti G., Zaccarini F.* Minerrals of Au, Ag and U in volcanic-rock-associated massive sulfide deposits of the Northern Apennine ophiolite, Italy // Canadian Mineralogist. 2005. 43. 935 950.
- 13. Run R., Wadsley A.D. The crystal structure of ThTi₂O₆ (brannerite) // Acta Crystallogr. 1966. V. 21. P. 974 978.
- 14. Saager R., Stupp H.D. U-Ti Phases from Precambrian Quartz-Pebble Conglomerates of the Elliot Lake Area, Canada, and the Pongola Basin, South Africa // Tschermaks Min. Petr. Mitt. 1983, 32, P. 83-102.
- 15. Stacey H.R., Plant A.G., Boyle R.W. Brannerite associated with native gold at the Richardson mine, Ontario. // Canadian Mineralogist. 1974. V. 12. P. 360 363.
- 16. *Szymański J.T.* A crystal structure refinement of synthetic brannerite, UTi₂O₆, and its bearing of alkaline-carbonate leaching of brannerite in ore // Canadian Mineralogist. 1982. V. 20. P. 271 279.

СОВРЕМЕННЫЕ ИМИТАЦИИ НЕКОТОРЫХ ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

О.Ю. Перфилова, В.В. Клейменов, Б.М. Лобастов, Д.М. Савчик

Сибирский Федеральный университет, Красноярск

Большая часть камнерезных изделий и недорогих ювелирных украшений, попадающих в последние годы на рынок России, изготавливается за рубежом. Основными странами поставщиками цветных камней являются Китай, Индия и Бразилия. Часто в этих странах для повышения конкурентоспособности товара в партию изделий из природных камней добавляют изделия из имитаций камней (стекла, керамики и др.). С каждым годом совершенствуются методы производства синтетических минералов. В последние годы появились многочисленные имитации камней из стекла и пластика, очень похожие на природные самоцветы. Резко увеличилось количество имитаций из прессованной каменной пыли на основе различных полимерных соединений. Иногда природное низкокачественное сырье «облагораживается» и «стабилизируется» путем высокотемпературного отжига, облучения, прокрашивания органическими и неорганическими красителями и пропитки пластификаторами или минеральными маслами [1-4]. Широко используются методы нанесения на горные породы и минералы тонких металлических пленок или покрытий из цветного лака, краски или даже печати рисунка на современных принтерах. Нередко даже специалистам-геммологам без специального оборудования сложно отличить природный камень от имитаций [1, 4]. Вероятно, скоро появятся имитации минералов и горных пород, изготовленные с помощью 3D принтеров.

Очень часто подделываются как сравнительно недавно обнаруженные высокодекоративные горные породы – аниолит, чаротиит, так и породы, известные человеку с древних времен – нефрит, жадеитит, ляпис-лазурь. Так как для всех этих пород характерны значительные вариации минерального состава, структур и текстур, то их имитации гораздо сложнее распознать, чем имитации минералов.

Аниолит сравнительно недавно обнаруженная горная порода, состоящая в основном из зелёного цоизита и красного корунда в ассоциации с темным амфиболом, (рис. 1 а, в). Необычное сочетание цветов и красивая текстура сделали этот материал очень популярным. Но спрос значительно превышает предложение, поэтому на рынке можно встретить огромное количество разнообразных имитаций. Наиболее высококачественные из них изготавливаются на основе окрашенных биотит-гранатовых гнейсов или интенсивно катаклазированных биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов и гранодиоритов. Они отлично пропитываются краской (особенно, полевые шпаты по трещинам спайности), макроскопически видна зернистость пород, подчеркиваемая тёмными включениями биотита, амфибола и рудного минерала (рис. 1 б, г, д), имитации обладают высокой теплопроводностью.

Менее качественные имитации выполняются на основе окрашенного кварцита или композитного материала, состоящего из спрессованной мелкой крошки поверхностно-окрашенного кварца и полевых шпатов. Отличить аниолит от имитаций можно с помощью ультрафиолетового фонарика: корунды обладают яркой красной люминесценцией. Кроме того, корунд отличается очень высокой твердостью [1, 3, 4]. Распознаются имитации и по значительно меньшей плотности и неустойчивой неравномерной окраске.

Чароит – чрезвычайно редкий минерал, единственное месторождение которого «Сиреневый камень» находится на границе республики Саха-Якутия, Иркутской области и Бурятии. Большую популярность чароититовые породы получили благодаря сочетанию сиреневого различных оттенков чароита, чёрного лучистого эгирина, золотисто-оранжевого тинаксита, кварца и и других минералов (рис. 2 а). Иногда в качестве имитаций использовались сугилит и стихтит. Но эти минералы тоже встречаются достаточно редко, гораздо чаще можно встретить неоднородно окрашенный фиолетово-сиреневый флюорит

(рис.2 б) и аметистовидный кварц или тонкочешуйчатые лепидолитовые породы, легко узнаваемые по присутствию мелких кристаллов рубеллита (рис. 2 г), а также фиолетовые неоднородно окрашенные «струйчатые» стёкла и пластмассы, выдаваемые за чароит. В последнее время можно встретить имитации довольно высокого качества, выполненные на основе окрашенного в различные оттенки сиреневого цвета халцедона (рис. 2 в).

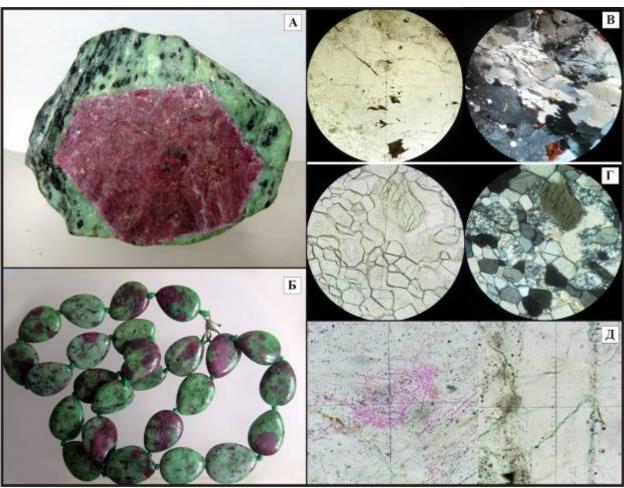


Рис. 1. Аниолит в образце (а) и шлифе (г) – слева без анализатора, справа – николи скрещены, ув. 100^x ; имитация аниолита – бусы (б) и шлиф (в) – слева без анализатора, справа – николи скрещены, ув. 100^x ; неравномерное прокрашивание розовым и зеленым красителями хорошо видно в шлифе (д) – без анализатора, ув. 400^x .

Но пока не существует ни одной имитации, которая бы смогла передать прекрасные шелковистые переливы чароититовых пород.

Лазурит – непрозрачный минерал от синего (так называемый ультрамарин) до голубовато-серого и белого цвета. Обычно в камнерезных изделиях и в качестве вставок в укращения используется лазуритовая порода (ляпис-лазурь), содержащая кроме лазурита пирит, иногда кальцит, флогопит, диопсид и скаполит [1, 3]. Лазурит легко диагностируется в шлифах по ярко-голубому цвету и изотропности (рис. 3 а). Имитировать лазурит эмалями, стеклом и окрашенными смолами начали уже в древности. Сейчас он подделывается в недорогих изделиях практически на 100%.

В лучшем случае, можно купить натуральный лазурит, но «облагороженный» - «тонированный» или «стабилизированный» путём пропитки анилиновыми красителями и различными цементирующими веществами, если исходное сырьё было трещиноватым.

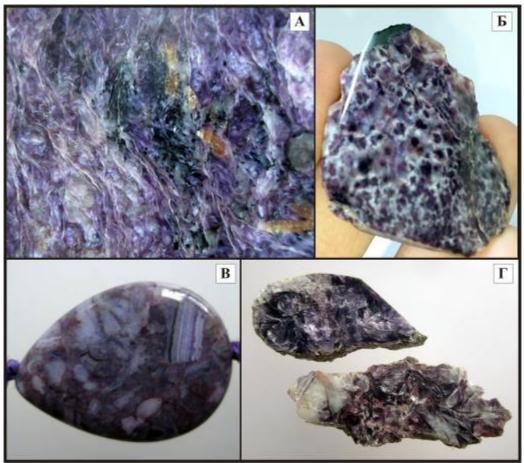


Рис. 2. Чароититовая порода и ее имитации: а – приполировка чароититовой породы; б – флюорит; в – имитация чароитита из тонированного халцедона; приполированные образцы породы, состоящей из тонкочешуйчатого агрегата лепидолита и мелких кристаллов рубеллита.

Нередко в изделиях используется лазуритовая крошка или пыль, сцементированная окрашенной в синий цвет эпоксидной смолой (которая выдаёт своё присутствие ярким свечением в ультрафиолете) или другими полимерами [2, 4]. Иногда за лазурит выдают другие минералы синего цвета – содалит, дьюмортерит, азурит или лазулит. Содалит похож на лазурит, но просвечивает в тонких сколах, из-за чего иногда кажется более серым. Азурит более мягок и реагирует как и малахит с кислотами и нашатырным спиртом. Чернеет при нагревании, в то время как окраска лазурита не меняется при нагреве. Дьюмортерит отличается более слабым блеском и иногда «струйчатостью» [2, 3]. Производится и синтетический лазурит, напоминающий природный по внешнему виду, но отличающийся по химическому составу. Он очень похож на афганский, но отличается от натурального более низкой твёрдостью и плотностью [2, 4]. Имитируются даже вкрапления пирита, столь характерные для дорогого лазурита из Бадахшана (Афганистан). Причем это может быть не только пиритовая крошка, но и с мелкие стальные опилки, притягивающиеся магнитом. Настоящий лазурит отличает способность медленно растворяться в соляной кислоте с появлением характерного запаха сероводорода [3]. Иногда наблюдается яркая люминесценция в длинноволновых ультрафиолетовых лучах в малиново-розовых и оранжевых тонах отдельных зерен кальцита и скаполита из лазуритовых пород Забайкалья. Но похожая фотолюминесценция наблюдается и у содалита [3]. Иногда в ультрафиолете более отчетливо выявляется и мелкообломочная структура прессованного лазурита. Менее качественные имитации лазуритовых пород выполняются из прокрашенных по трещинам синими анилиновыми красителями светлого мрамора, кварцита и даже катаклазированного мусковитового плагиогнейса (рис. 3 б, в) [2, 4]. Легче всего распознать имитации из пластмасс (низкая плотность, твердость и теплопроводность) и непрозрачных стекол.



Рис.3. Лазурит и его имитация, имитации нефрита: а — шлиф лазуритсодержащей породы, слева без анализатора, справа — николи скрещены, ув. 100^x ; б, в — имитация лазурита: шлиф (б) — слева без анализатора, справа — николи скрещены, ув. 100^x и бусы (в); г-е — имитации нефрита: г- синтетический материал, д — тонированный кварцит, е — пластик.

Нефрит и жадеитит – спутанноволокнистые агрегаты амфиболов тремолит-актинолитового состава или пироксенов (жадеит, хлормеланит, диопсиджадеит, эгиринжадеит), иногда в ассоциации с другими минералами – альбитом, серпентином, тальком, клинохлором, магнетитом, хромшпинелидами. Обычно имеют зелёную окраску, но встречаются белый, желтый, голубой, сиреневый и фиолетовый («лавандовый»), чёрный и даже красный жадеит и нефрит [1, 3]. Для улучшения цвета нередко подвергаются высокотемпературному отжигу и тонировке (иногда в автоклавах). Из-за достаточно высокой стоимости на сырьё, в изделиях очень часто встречаются имитации нефрита и жадеита. Самые качественные имитации выполнены из серпентинита (благородный офит, бовенит) [1 - 4]. Нередко в ювелирных магазинах встречаются подкрашенные в приглушенный зелёный цвет халцедоны или кварцит (рис. 3 д). Но в подавляющем большинстве случаев то, что выдается за нефрит - стеатит, стекло или пластик (рис. 3 е). В последнее время появились очень похожие на нефрит имитации из синтетических материалов, отличающихся наличием длинных тонких волокон амфибола, близкого к тремолиту, в полупрозрачной или просвечивающей скрытокристаллической основной массе. При микроскопическом изучении кроме длиннопризматических волокон тремолита устанавливается диопсид и, иногда - волластонит. Материал обладает пониженной прочностью по сравнению с натоящим

нефритом и изделия из него сравнительно легко раскалываются при падении (рис. 3 г). Иногда в шлифах обнаруживается брекчиевая структура нефрита и жадеитита, обусловленная наличием разноориентировнных «блоков». Вероятно, это материал, полученный спеканием или склеиванием небольших обломков нефрита или жадеита под давлением, хотя в природе в зонах разрывных нарушений тоже иногда обнаруживаются нефритовые и жадеитовые породы брекчиевой текстуры.

В последнее время появилось большое количество различных имитаций малахита, бирюзы и хризоколлы.

Малахит с каждым годом всё активнее вытесняется из изделий синтетическим малахитом, а еще чаще — имитациями [2]. Выполняются эти имитации, как правило, из стекла или из пластика. Имитации обычно не отличаются интересным рисунком, цветные слойки в них нередко имеют неровные, рваные границы, часто получаются не слои, а линзочки. Кроме того, пластиковые и даже стеклянные имитации заметно легче натурального малахита. Точный ответ на вопрос, натуральный ли малахит, позволит дать реакция с кислотой или нашатырным спиртом.

Бирюза уже давно практически полностью пропала с прилавков даже ювелирных магазинов, уступив место синтетике и многочисленным и недорогим имитациям. Хризоколла раньше часто использовалась для имитации более дорогой бирюзы, но сейчас сама нередко подделывается. Иногда в качестве имитации хризоколлы используется шаттукит. Наименее качественные имитации изготовлены из окрашенного в бирюзовый или зеленый цвет халцедона или яшмы (рис. 4 а), а также композитных материалов, состоящих из спрессованной крошки низкосортного грязно-желтого варисцита, светлого кальцита или кварца, рудных минералов и полимеров (рис. 4 б).



Рис. 4. Имитации хризоколлы (a, б): а — тонированный халцедон, б — прессованный композитный материал; в — тонированные трещиноватые кристаллы горного хрусталя; голубой агат (г) и его имитация из тонированного мраморного оникса (д); имитация щетки кварца (е) и щетка кварца с металлическим напылением (ж).

Очень активно в последнее время подделывается даже такой недорогой и очень распространенный в природе минерал, как кварц. Преимущественно это стеклянные и пластиковые имитации. Голубой агат в ювелирных изделиях нередко имитируется светлым, слегка подкрашенным тонкополосчатым или фестончато-полосчатым мраморным ониксом (рис. 4 г, д). Для повышения проницаемости кварца очень часто кристаллы горного хрусталя

или светлый халцедон подвергаются сильному нагреву и очень резкому охлаждению, в результате чего образуется густая сеть мелких трещин, по которым легко проникают красители (рис. 4 в). Иногда такие «тонированные» камни могут окрашивать кожу или пачкать одежду.

Одним из наиболее распространённых материалов для имитаций камня сейчас является пластика или полимерная глина. В последнее время появились имитации не только минералов и горных пород, но и пластиковые и стеклянные «копии» минеральных агрегатов — шеток, друз, жеод и т.д. (рис. 4 е).

- 1. Смит Г. Драгоценные камни. М.: Мир, 1984. 558 с.
- 2. Черный А.А., Черный В.А. Драгоценные и поделочные камни и способы получения искусственных камней: Учеб. пособие Пенза: Пенз. гос. ун-т, 2007. 53 с.
- 3. Шуман В. Драгоценные и полудрагоценные камни. М.: ЗАО "БММ", 2006. 312 с.
- 4. Элуэлл Д. Искусственные драгоценные камни. М.: Мир, 1981. 176 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНТЕРАКТИВНЫХ ИГР ПРИ ИЗУЧЕНИИ КРИСТАЛЛОГРАФИИ И МИНЕРАЛОГИИ

О.Ю. Перфилова, Б.М. Лобастов, Е.М. Карнаухов

Сибирский Федеральный университет, Красноярск

К сожалению, при изучении таких сложных дисциплин как кристаллография и минералогия многие студенты младших курсов геологических, горных и металлургических специальностей сталкиваются с серьезными трудностями. Ведь за очень короткий срок им предстоит не только разобраться в многообразии элементов симметрии и геометрических форм огранки кристаллов, но и запомнить не один десяток специальных терминов, диагностические признаки наиболее распространенных в природе или имеющих важное значение для человека минералов, выучить их названия и формулы [1]. Для многих студентов курсы этих дисциплин оказываются непреодолимым препятствием на пути к выбранной профессии. К сожалению, современные школьные программы не дают систематических знаний о минералах. Ситуация усугубляется и постоянным сокращением часов аудиторных занятий в ВУЗах, недостатком или отсутствием моделей кристаллических многогранников для самостоятельных занятий, а часто просто отсутствием желания у студентов тратить время на самостоятельную работу с учебными коллекциями. Авторы задумались о том, как сделать процесс изучения кристаллографии и минералогии более интересным, увлекательным и эффективным. И решили попробовать изготовить своими руками оригинальные учебные пособия и интерактивные игры. Ведь в процессе игры новые знания и навыки приобретаются значительно легче, чем во время скучной зубрёжки. О некоторых из этих разработок и пойдет речь далее. Для их изготовления не потребуется ни дорогостоящих материалов, ни сложных инструментов, ни больших затрат труда и времени. Их смогут самостоятельно изготовить даже первокурсники.

При изучении кристаллографии наибольшие трудности у студентов возникают при определении элементов симметрии и простых форм кристаллов, построении гномостереографических проекций и определении символов граней. Для закрепления учебного материала и самостоятельных занятий по разделу «Элементы симметрии в кристаллах» были изготовлены два пособия, состоящих из контурных фигурок ящериц, подвижно скрепленных между собой с помощью короткого винта с двумя шайбами и гайкой (рис. 1 А. Б). Фигурки вырезаны из плотного двустороннего разноцветного картона, «заламинированного» прозрачным скотчем (можно использовать тонкий пластик или фанеру). В первой модели перед соединением половина фигурок была перевернута «изнаночной» стороной вверх, а во второй модели все фигурки были ориентированы одинаково. При помощи первой модели можно показать действие зеркальной плоскости симметрии (рис. 1 А), а при помощи второй – продемонстрировать действие поворотных осей симметрии разных порядков, в том числе и невозможных в кристаллах – пятого, седьмого и восьмого (рис. 1 Б). Для самостоятельных занятий можно использовать игру, состоящую из игрушечных динозавриков, элементов пластмассовых или деревянных конструкторов для детей или разноцветных канцелярских магнитов разной формы (овал, прямоугольник, треугольник, ромб, квадрат и т.д.) и небольших картонных карточек с обозначениями осей симметрии и плоскостей симметрии на чертежах. К обратной стороне всех элементов игры приклеены кусочки магнитной ленты или небольшие магниты, позволяющие надежно крепить их к магнитной доске, дверце холодильника и даже кухонному противню. Играть можно в одиночку или устроить соревнование: в каждом горизонтальном ряду нужно разместить как можно больше фигурок с одинаковым набором элементов симметрии.

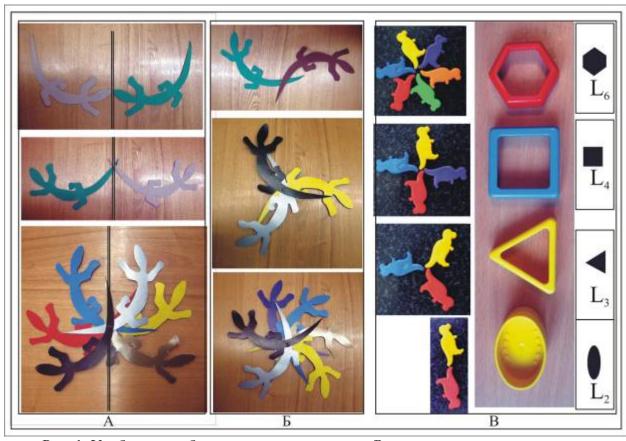


Рис. 1. Учебные пособия для изучения раздела «Элементы симметрии в кристаллах: A — модель действия плоскости симметрии: B - модель действия осей симметрии; B — игра «Элементы симметрии»

Не меньшие трудности вызывает и запоминание большого количества названий простых форм кристаллов. Коллекции деревянных моделей обычно недоступны студентам для самостоятельных занятий. Но можно всего за несколько минут изготовить простейший конструктор, с помощью которого легко запомнить многие простые формы, встречающиеся в кристаллах низшей и средней категорий сингоний. Для этого понадобится лист плотной бумаги или тонкого картона формата А4 (рис. 2), который нужно согнуть и разрезать пополам. Каждая из половинок листа может служить моделью моноэдра. Расположив половинки листа бумаги друг над другом параллельно, получаем модель пинакоида. На одной половине листа с помощью циркуля или круглого трафарета нужно нарисовать полукруг и вырезать его. Затем – согнуть полукруг и прямоугольник, получившийся из второй половины листа бумаги, сначала пополам (по радиусу полукруга и параллельно короткой стороне прямоугольника). При первом сгибании прямоугольника получаем модель диэдра. Каждую половинку полукруга и прямоугольника еще раз сгибаем пополам и каждую четвертинку – снова пополам. Все сгибы должны быть обращены выпуклостями в одну сторону. Полукруг оказался разделенным на 8 одинаковых треугольных секторов (рис 2 А), а прямогольник – на 8 маленьких прямоугольников (рис. 2 Б). Осталось добавить несколько канцелярских скрепок и самодельный «Конструктор простых форм» готов. С помощью бумажного прямоугольника можно легко моделировать разные призмы – тригональную, тетрагональную, ромбическую, гексагональную, дитригональную и дитетрагональную (а если добавить число сгибов - то и дигексагональную). С помощью полукруга – различные пирамиды (рис. 2 В - 3).

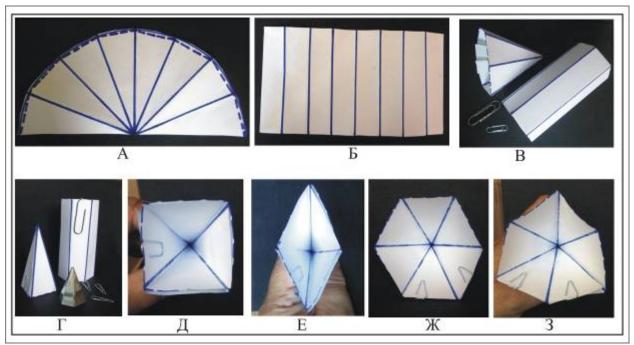


Рис. 2. «Конструктор простых форм» из листа бумаги: A – разделенный сгибами на 8 секторов полукруг; B – разделенный сгибами на 8 частей прямоугольник; B – основные элементы конструктора – полукруг, прямоугольник и канцелярские скрепки; Γ – готовые тетрагональная пирамида, гексагональные призма и пирамида; $\mathcal{L} = 3$ – формы поперечных сечений различных пирамид: $\mathcal{L} = 1$ тетрагональной, $\mathcal{L} = 1$ ромбической, $\mathcal{L} = 1$ гексагональной, $\mathcal{L} = 1$ дитригональной.

Если сделать два одинаковых полукруга, то можно моделировать различные дипирамиды. Для увеличения количества секторов вместо полукруга можно изготовить модель в виде круга, вырезав один или несколько секторов для удобства использования. Для облегчения запоминания правил построения гномостереографических проекций можно строить их на магнитной доске, используя канцелярские магниты разной формы для обозначения осей симметрии и граней, а плоскости симметрии и окружность рисовать маркерами для доски. На такой проекции легко исправить ошибки самостоятельно или с помощью преподавателя. Можно изготовить из трех небольших взаимоперпендикулярных деревянных брусков с вбитыми в них на разных расстояниях друг от друга гвоздиками (для каждого из брусков это расстояние постоянно) простейшую модель для закрепления знаний по разделу «Символы граней». Натягивая на гвоздики обычные разноцветные резинки для денег, можно получать треугольные грани разного наклона и легко научиться определять их символы.

При изучении курса минералогии также можно использовать игры, состоящие из игрового поля (жесть или тонкая сталь — подойдут крышки от консервных банок, наклеенные на многослойную фанеру) и съемных магнитных элементов (небольшие образцы минералов на магните и распечатанные на белом или цветном картоне и заламинированные прозрачным скотчем надписи, наклеенные на кусочки магнитной ленты — названия минералов, их разновидностей, классов, подклассов, типов, химические формулы). Необходимо правильно совместить друг с другом съемные элементы на игровом поле как можно быстрее. Можно дополнять такие игры информационными карточками, содержащими сведения о свойствах минералов, их применении, месторождениях и характерных минеральных ассоциациях. Задание найти определенную информацию и изготовить карточки студенты могут периодически получать от преподавателя в течение всего времени, отведенного на изучение дисциплины. Карточки можно напечатать на плотной бумаге или тонком картоне и заламинировать прозрачным скотчем. Можно изготовить несколько экземпляров каждой игры и использовать их не

только для самостоятельной работы студентов, но и во время аудиторных занятий, в том числе, для промежуточной аттестации после завершения изучения очередной темы, например, силикаты. Для студентов металлургических специальностей и студентовобогатителей авторами были изготовлены две интерактивные игры «Руды металлов» и «Руды алюминия» (рис. 3).



Рис.3. Минералогические игры: A – исходные материалы и процесс изготовления игры «Руды алюминия»; B – игра «Руды алюминия»; B – игра "Руды металлов" - слева - игровое поле, справа - держатель для надписей - названий металлов, их руд, формул минералов; Γ – справочные карточки для игр; \mathcal{A} – игра «Конструктор формул минералов»; E – игра «Минералогическое лото»; \mathcal{A} – игра «Магнитная рыбалка»

Эти игры позволяют ускорить, а также сделать более интересным процесс запоминания названий и внешнего облика минералов и горных пород, являющихся рудами наиболее важных и широко распространенных металлов, а также формул минералов. В эти игры можно играть как индивидуально, постепенно усложняя задачи, так и коллективно, разбившись на соперничающие команды (от 2 до 5 человек в каждой) и

устроить настоящие соревнования, которые помогут хорошо подготовиться к контрольным работам, зачету или экзамену. И эти игры не менее увлекательны, чем компьютерные бродилки и стрелялки, от которых часами не могут оторваться студенты. Игры изготовлены из материалов, многие из которых найдутся в каждом доме, а часто просто выбрасываются (пустые алюминиевые банки от напитков, проволока, крышки от консервных банок, сломанные игрушки, столовые приборы и т.д.) (рис. 3 А). Небольшие образцы минералов найдутся в коллекциях не только преподавателей, но и студентов. В игре «Руды металлов» представлены главные руды алюминия, меди, свинца, цинка, железа и золота, образцы металлов, некоторых сплавов и изделий из них. В игре «Руды алюминия» использованы минералы и горные породы, являющиеся рудами этого крылатого металла (нефелин, алунит, бокситы, уртиты) или содержащие глинозем в значительных количествах (корунд, кианит, андалузит, каолинит, анортит и т.д.) [2], а также минералы, использующиеся в промышленном производстве алюминия, например, флюорит. Комплекты игр, состоящих из игрового поля, магнитной пластины для хранения надписей, образцов на магнитах (рис 3 F , $\mathrm{\Gamma}$) и справочных карточек (рис. 3 $\mathrm{\Gamma}$) весят не более килограмма, а магниты надёжно фиксируют надписи и образцы даже на перевёрнутом игровом поле, что позволяет использовать их в летних лагерях юных геологов. Активно используются нами на лабораторных занятиях со студентами и другие самостоятельно изготовленные игры, например «Конструктор формул минералов» (рис 3 Д), «Минералогическое лото» (рис. 3 E), «Минералогическое домино». Для изучения магнитных свойств минералов используется готовая игра «Магнитная рыбалка», «рыбки» в которой заменяются небольшими образцами магнитных минералов – магнетита и пирротина (рис. 3 Ж). Легко непрерывно совершенствовать все эти игры, включая в их состав новые образцы минералов, надписи и справочные материалы. А знакомые образцы и карточки можно постепенно убирать. Таким образом, каждый преподаватель и сами студенты в зависимости от уровня подготовки смогут создать свой индивидуальный вариант каждой из игр. В результате использования интерактивных игр на лабораторных занятиях со студентами СФУ и на занятиях геологического кружка Гимназии №13 г. Красноярска доказана их эффективность.

В разработке учебных пособий и игр могут принимать участие и школьники старших классов, занимающиеся в геологических кружках. Б.М. Лобастов еще в девятом классе создал «Электронный определитель минералов», в который кроме интерактивного электронного определителя наиболее распространенных и важных в практическом отношении минералов вошли электронные тесты по минералогии, видеоролики и фотографии роста кристаллов под микроскопом, интересные факты о минералах и других геологических объектах. Студенты и многие преподаватели уже высоко оценили эффективность этого пособия, особенно помогающего при самостоятельной работе студентов с коллекциями минералов и проведении текущего контроля и самоконтроля качества усвоения учебного материала.

- 1. Булах А.Г., В.Г. Кривовичев, А.А. Золотарев Общая минералогия. М.: Академия, 2008. 416 с.
- 2. Коротеев В.А., Огородников В.Н., Ю.Л. Войтеховский, В.В. Щипунцев и др Небокситовое алюминиевое сырьё России. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2011. 228 с.

ГРАНАТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ С МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАДЕИТА ПУСЬЕРКА (ЯНАО)

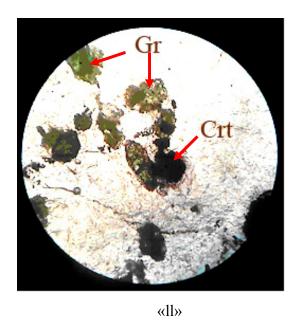
М.П.Попов, М.А.Фомина, Т.Ю. Веретенникова

УГГУ, Екатеринбург

Месторождение "Пусьерка" приурочено к западному эндоконтакту ультрамафитового массива Сыум-Кеу и представлено жильной зоной, в которой находятся многочисленные жилы жадеитовых, альбит-жадеитовых и плагиоклаз-жадеитовых тел. Вмещающими являются серпентинизированные ультраосновные породы. Размер жадеитовых тел варьирует от 0,5 до 5-6м по мощности и от 5 до 90м по простиранию. Встречаются жадеитовые тела, на контакте которых наблюдаются амфибол-флогопотовые зоны. Нередки и глыбы с хорошо проявленной актинолитовой минерализацией [1]. Месторождение содержит жадеиты разных сортов: банно-поделочный (серый, бело-серый, слегка зеленоватый), ювелирно-поделочный (травяно-зелёный, не прозрачный - утилити).

Гранатовя минерализация встречена в небольших телах серпентинизированных дунитов. Она, в основном, развита в крупных трещинах, заполненных среднечещуйчатым материалом тальк-амфиболит-серпентинитового состава (первый тип). Небольшая часть минерализации встречена в виде прожилкового мелкозернистого материала совместно с рудным минералом внутри самих ультраосновных тел (второй тип).

Первый тип гранатовой минерализации представлен одиночными округлыми зернами (рис. 1). Цвет минерала от светло-зеленого до ярко-зеленого, кристаллы полупрозрачные. Размер зерен 2-4 мм. Совместно с гранатом наблюдается тальк-амфиболовый агрегат. Зерна имеют округлую или вытянутую форму. Кристаллографическая форма не просматривается.



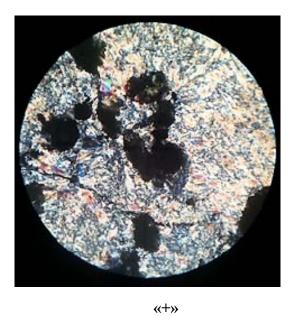


Рис 1. Первый тип гранатовой минерализации: изометричные зерна (Gr) рядом с рудным минералом (Crt) (увеличение 40×)

Второй тип гранатовой минерализации представлен мелкозернистыми выделениями граната, которые образуют мелкие прожилки до 2,4 сантиметров в длину (рис. 2). Гранат светло-зеленого (яблочного) и ярко-зеленого цвета. Размер зерен граната 1-2мм. Рудный минерал представлен изометричными зернами до 0,1 мм, которые образуют скопления неправильной формы как отдельно, так и среди выделений граната. Изредка наблю-

дается образование гранатовой минерализации внутри рудного минерала (рис. 3), который чаще всего представлен хромитом (табл. 2).

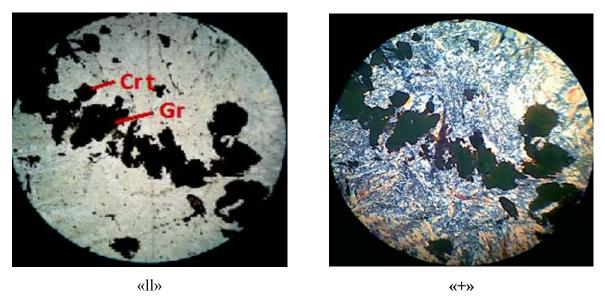


Рис. 2. Гранатовая минерализация второго типа: мелкозернистые выделения граната (Gr) среди рудного минерала (Crt) в тальк-тремолитовой породе. (Увеличение 32×)

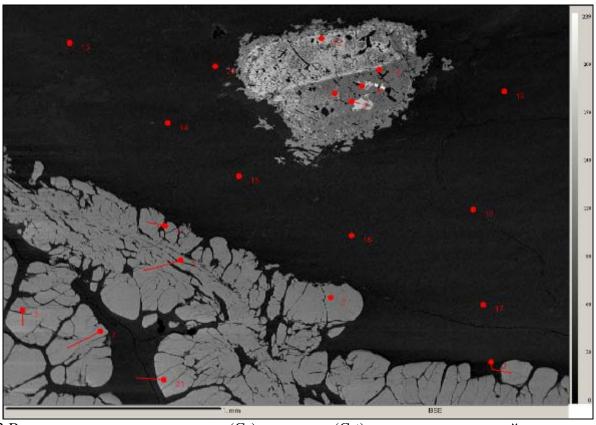


Рис. 3 Выделения граната торого типа (Gr) и хромита (Crt) в тальк-тремолитовой породе (BSE-электроны).

Состав граната с месторождения Пусьерка был изучен с помощью микрозондового анализа. Результат представлен в таблице 1.

Таблица 1. Состав граната и хромита с месторождения Пусьерка.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	32,01	35,17	33,44	33,51	33,21	33,43	33,71	33,66	0	33,03	33,14	0
TiO ₂	0,12	0,01	0,11	0,18	0,22	0,25	0,05	0,1	0,54	0,12	0,16	0,06
Al_2O_3	2,18	0	0,22	0,16	0,11	0,33	0,06	0,13	0,03	0,43	0,51	0,14
Cr ₂ O ₃	11,12	0	2,4	3,79	3,93	2,21	1,36	1,85	9,4	10,59	10,08	29,44
Fe_2O_3	18,29	28,25	26,62	26,02	25,54	26,2	28,35	28,35	84,14	18,41	19,01	61,12
MnO	0,34	0,14	0,04	0,05	0,00	0,03	0,01	0	1,49	0,1	0,01	5,46
MgO	4,7	0	1,32	0,11	0,07	0,14	0,02	0,04	0,75	0,17	0,19	0,92
CaO	31,61	33,55	35,42	35,96	36,09	35,94	35,9	36,19	0,1	36,12	36,13	0,08
Na ₂ O	0,04	0	0,02	0	0	0,05	0	0,01	0,01	0	0,01	0
K ₂ O	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0
	100,41	97,13	99,60	99,78	99,17	98,59	99,46	99,54	96,47	98,97	99,24	97,22

1-12 — номера анализов соответствуют номерам точек на рис. 3; 1, 10 - уваровит, 2 - андрадит, 3-6 - демантоид, 7, 8 - топазолит, 9 - хроммагнетит, 12 - хромит WDS Cameca SX 100 (ИГГ УрО РАН), аналитик В.В. Хиллер.

Расчитанные формулы соответствуют средующим видам граната:

- $Ca_{3,26}(Fe_{1,67},Cr_{0,18})_{1,85}(Si_{2,85};Fe_{0,14};Al_{0,01})_3O_{12}$ -топазолит (анализ 7)
- $(Ca_{3,18};Mg_{0,01})_{3,19}(Fe_{1,42};Cr_{0,49})_{1,91}(Si_{2,77};Fe_{0,2};Al_{0,03})_3O_{12}$ –демантоид (анализ 4)
- $(Ca_{3,04};Mg_{0,02})_{3,06}(Cr_{1,31};Fe_{0,75})_{2,06}(SiO_{2,59};Fe_{0,33};Al_{0,08})_3O_{12}$ -уваровит (анализ 10) Хромит хорошо рассчитывается на формулу

- 1. Душин В.А., Попов С.Н., Костюк Б.Ф., Гульбис Н.Я. Цветной камень Полярного Урала.
- Екатеринбург: Полиграфист, 2000. 188 с.

РАЗВИТИЕ СУЛЬФАТНОЙ (ГИПС И БАРИТ) МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАК МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК СЕРНОКИСЛОТНОГО СПЕЛЕОГЕНЕЗА В ПЕЩЕРЕ ШУЛЬГАН-ТАШ (БАШКОРТОСТАН)

С.С. Потапов ¹, О.Я. Червяцова ², Н.В. Паршина ¹, Л.В. Леонова³, Ю.С. Ляхницкий ⁴ Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, spot@ilmeny.ac.ru ²Заповедник «Шульган-Таш», д. Иргизлы, kittary@yandex.ru ³Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, lvleonova@yandex.ru ⁴ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Ранее нами в Киндерлинской пещере карбонатного карста на Южном Урале впервые установлено широкое развитие минерализации гипса как продукта жизнедеятельности тиобактерий и обосновано проявление сернокислотного спелеогенеза [3, 5]. Отложение гипса, как частного случая проявления сульфатной минерализации в полостях карбонатного карста, при его отсутствии в области питания могут быть индикатором процессов сернокислотного растворения карстующихся пород на определенном этапе спелеогенеза [7, 13]. Происхождение серной кислоты может быть различным. В зонах распространения сульфидных руд кислота образуется за счет их окисления в кислородной зоне, а процесс растворения карбонатных пород при этом называют рудным карстом. Также серная кислота образуется при окислении сероводорода сероокисляющими (тионовыми) бактериями в аэробных условиях (конденсат, кислородные воды) [9]. Источник сероводорода чаще всего имеет биогенный характер и связан с деятельностью сульфатвосстанавливающих бактерий при наличии источника органического углерода в анаэробных условиях. Модель формирования полостей за счет сернокислотного растворения карбонатов в англоязычной литературе носит название sulfuric acid speleogenesis (SAS) – сернокислотный спелеогенез. Модель сернокислотного спелеогенеза с участием тионовых бактерий назовем классическим SAS. Сернокислотный спелеогенез с образованием серной кислоты за счёт окисления сульфидов назовем неклассическим SAS [6]. Эталонными примерами классического SAS являются пещерная система Фразасси (Центральная Италия) и карст Гваделупских гор (США, Нью-Мексико) [8-10]. В настоящее время по результатам минералогических и изотопно-геохимических исследований минеральных отложений полостей элементы SAS все чаще выявляются для различных карстовых систем, ранее считавшихся чисто эпигенными, т.е. образованными в гидродинамически открытых условиях при растворении известняков метеорными водами [11]. Для Киндерлинской пещеры на Южном Урале нами высказано предположение об участии классического SAS в её генезисе, основанное на её морфологических особенностях, характерных для полостей гипогенного спелеогенеза, и широком распространении в пещере вторичных гипсовых отложений с облегченным изотопным составом серы [4, 5]. Широкое развитие сульфатной минерализации установлено нами и в пещере Шульган-Таш.

Находки гипса. В 2014 г. при детальной документации минеральных отложений пещеры Шульган-Таш нами было выявлено значительное распространение гипсовых отложений в полостях Второго этажа, образованных в субаэральных условиях на поверхности стен. Области развития сульфатной минерализации в пещере показаны на схеме (рис. 1). Следует отметить, что вторичная гипсовая минерализация в пещере была известна ранее в виде агрегатов кристаллов гипса размером 0.5-5 см, распространенных в глинах зала Радужный [1]. Диагностика гипса для данных агрегатов подтверждена нами рентгенографически [2]. Про находки гипса за пределами Радужного зала ранее не сообщалось.

Диагностика новых находок гипса подтверждена рентгенографически (дифрактометр ДРОН 2.0, CuK_{α} -излучение, лаборатория Института минералогии УрО РАН, оператор Е.Д. Зенович) на примере двух типичных по морфологии образцов из Первой галереи на границе с Западным тупиком и с восточной стены зала Рисунков. Минеральный состав образцов осложнен незначительной аллотигенной примесью кварца.

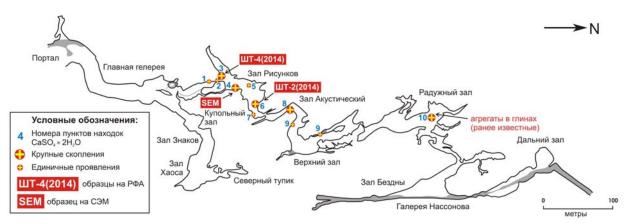


Рис. 1. Места находок вторичных сульфатных отложений в пещере Шульган-Таш и точки отбора образцов на РФА и СЭМ.

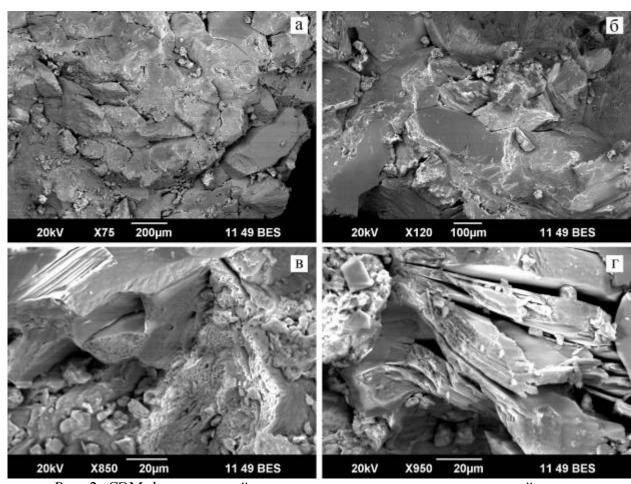


Рис. 2. СЭМ фото внешней поверхности гипсовых кор с восточной стены между залом Перекресток и Аркой зала Рисунков: а, б - общий вид внешней поверхности кор; вследы коррозии конденсатными водами (?); г - расслаивание индивидов по спайности.

Преобладающей формой вторичной гипсовой минерализации являются мелкозернистые коры толщиной до 0.5 см, сформированные за счет площадного питания. Коры находятся на стадии разрушения: имеют «рваные» края, легко отслаиваются от карбонатной подложки и на многих участках сохранились лишь фрагментарно (в нишах, изолированных от инфильтрационных вод и воздушных потоков). Характерной для них макроскопической формой деструкции являются изометричные «разрывы» с пластично выгнутыми наружу краями. Часто контуры «разрывов» окаймляют белые мучнистые выделения, ви-

димо представляющие собой продукт разрушения гипсовых кристаллов при их дегидраташии.

Гипсовые коры обнаружены на следующих участках: западная стена Первой галереи на границе с залом Перекресток, на восточной стене между залом Перекресток и Аркой зала Рисунков («Вестибюль»), на известняковых глыбах около западной стены и на восточной стене зала Рисунков, в середине Второй галереи, на юго-восточной стене Акустического зала, на южной стене Овального зала, на юго-западной стене наклонной части Бриллиантового зала. Наиболее крупное проявление (восточная стена зала Рисунков, точка № 6 на рис. 1) имеет площадь более 10 м². На этом участке прослеживается минимум две генерации отложений. Менее распространенной формой являются радиально-лучистые агрегаты пластинчатых кристаллов, сформированные при точечном поступлении растворов и образно называемые «гипсовыми звездами» [10]. Они выявлены только на восточной стене зала Рисунков ниже области развития кор (точка находки № 6 на рис. 1).

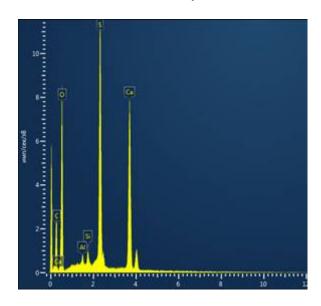


Рис. 3. Энерго-дисперсионный спектр образца гипсовой коры.

Субаэральные гипсовые отложения встречены исключительно на участках, изолированных от современного проявления инфильтрационных вод, и как следствие — антагонируют с кальцитовыми спелеотемами, образованными при гравитационном движении растворов (редкое исключение составляет игольчато-волокнистый кальцит). Видимо поэтому находки гипса отсутствуют на первом этаже пещеры (Главная галерея, залы Сталагмитовый, Купольный, Знаков и Хаоса), характеризующимся обильной инфильтрацией. Содержание сульфат-иона ($\mathrm{SO_4}^{2-}$) в современных инфильтратах составляет не более 10 мг/л, и гипс из них отлагаться не может. Следовательно, формирование субаэральных гипсовых спелеотем происходило в иных, отличающихся от современных, гидрогеохимических условиях. Современные же условия только способствуют их разрушению. Судя по находкам кор нескольких генераций, процесс их формирования происходил не одноактно.

Электронно-микроскопические исследования образца гипсовых кор с восточной стены между залом Перекресток и Аркой зала Рисунков производили на приборе JSM 6390LV (JEOL) с ЭДС-приставкой INCA Energy 450 X-max 80 (напыление углеродом) в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Микрофотографии образца показаны на рис. 2. Кора сложена сцементированными между собой ксеноморфными зернами гипса размерами 70-300 мкм (см. рис. 2а, б). Некоторые индивиды имеют кавернозно-пористую поверхность (см. рис. 2в), предположительно связанную с локальным растворением агрессивными конденсатными водами. Типичной формой деструкции зерен, характерной для исследованного образца, является расслаивание индивидов на листовидные пластинки по спайности (параллельно плоскости 010), что может объясняться процессами дегидратации гипса. Механически образовавшиеся плоскости спайности, возникшие при расслаивании, видны в центральной части снимка (см. рис. 2б). При этом происходит

увеличение объема агрегата (см. рис. 2г), что способствует возникновению разрывов кор с выгибанием наружу краев (см. рис. 2в).

По данным энерго-дисперсионной спектрометрии, образец сложен практически чистым сульфатом кальция с незначительными примесями алюминия и кремния аллохтонных алюмосиликатов (рис. 3).

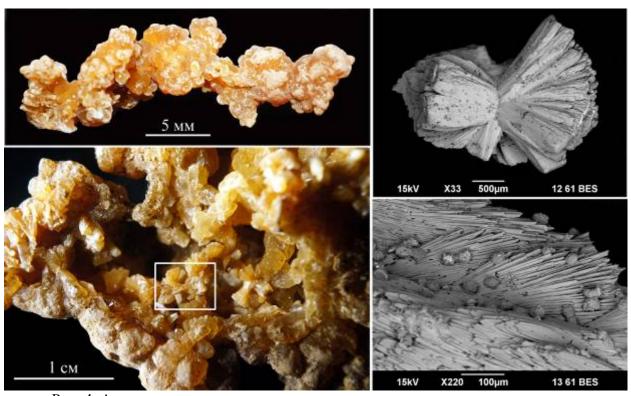


Рис. 4. Агрегаты расщепленного кальцита.

Находки барита. Внутри необычных кальцитовых образований (рис. 4) из трещин усыхания глинистых озерных осадков в зале Радужный нами были обнаружены цепочечные агрегаты сферокристаллических сферолитов (здесь и далее терминология по А.А. Годовикову), по данным ЭДС отнесенные к бариту (рис. 5). Кроме того, на спектрах ЭДС присутствует стронций, что возможно обусловлено его изоморфной примесью в барите, либо примесью самостоятельной фазы стронция – целестина. Кальцитовые образования, внутри которых обнаружен барит, имеют медово-желтый цвет и представляют собой сложные агрегаты, образованные срастанием сферолитов и реже сфероидолитов (диссимметричных сферолитов с искривленными индивидами) расщепленного кальцита. Размеры агрегатов варьируют от 0.5 до 4 см, а размеры отдельных расщепленных индивидов от 0.3 до 0.7 см.

Место находок кальцита с баритом примыкает к зоне распространения агрегатов гипса в глинах (см. рис. 1). Происхождение кальцитовых агрегатов не совсем ясно. Предположительно они сформировались при сегрегационном питании в процессе усыхания озерных осадков в условиях нарастающего пересыщения растворов. На их аутигенное происхождение указывают многочисленные компромиссные поверхности, образованные при утыкании растущих агрегатов кальцита в механические препятствия (стенки трещин усыхания и обвальные глыбы). Согласно ЭДС, кальцит имеет постоянную примесь серы (от 0.3 до 1.0 вес. %.) и магния (от 0.3 до 1.0 вес. %). Примесь серы, скорее всего, объясняет характерную медовую окраску.

Сферокристаллические сферолиты барита обнаружены в центральных частях сферолитов кальцита (при микроскопическом изучении сколов методом СЭМ). Их размеры составляют от 40 до 70 мкм. Внешняя поверхность имеет мозаичное строение и сложена плотно прилегающими друг к другу пластинчатыми субиндивидами (см. рис. 5). Судя по

взаимоотношениям, барит кристаллизовался раньше кальцита и служил затравкой для его роста.

Аутигенный барит в карбонатных карстовых системах обычно связывают с кристаллизацией из охлаждающихся глубинных термальных растворов [12, 14]. В системах сернокислотного генезиса его интерпретируют как конечный продукт окисления сульфидов в среде с ионами металлов [13]. Например, осаждение барита вместе с гипсом наблюдалось на микробных матах, сформированных сообществом ацидофильных сероокисляющих бактерий в пещерной системе Фразасси в Центральной Италии [16]. Барий, как и большинство катионогенных элементов, более подвижен в кислых средах (а современная реакция воды и грунтов в пещере — слабощелочная), что косвенно указывает на воздействие кислотных растворов непосредственно вблизи очага его формирования.

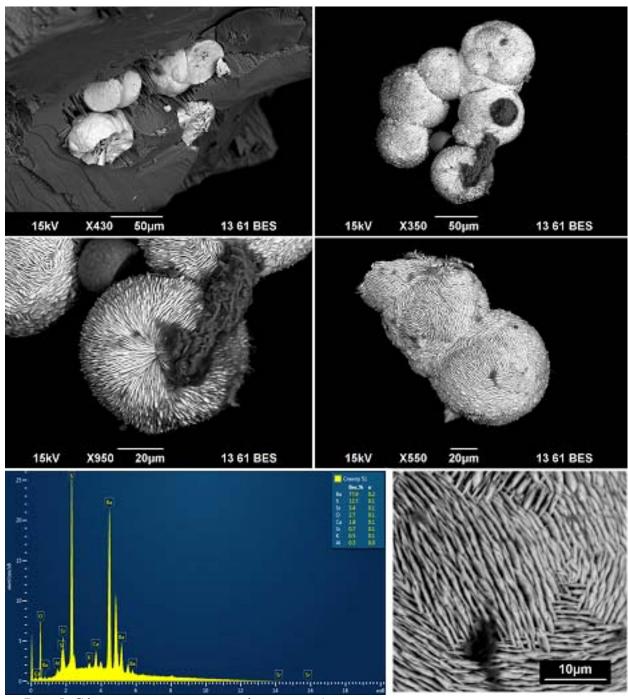


Рис. 5. Сферокристаллические сферолиты барита и его энергодисперсионный спектр.

Таким образом, проведенные исследования показывают довольно широкое развитие вторичной сульфатной минерализации в пещере Шульган-Таш. На настоящий момент зафиксировано десять участков развития субаэральных гипсовых отложений на стенах карстовых полостей (коры и радиально-лучистые агрегаты точечного питания) и один участок развития кристаллических агрегатов гипса и сферокристаллических сферолитов барита, найденных внутри агрегатов кальцита в глинистых отложениях (в донных осадках исчезнувшего озера). Субаэральные отложения на стенах пещеры находятся в стадии разрушения, связанной с растворением конденсатными водами и дегидратацией.

По данным Ю.С. Ляхницкого [1], общее содержание серы во вмещающих породах, согласно данным спектральных анализов, составляет всего 0.016 %. По нашим данным, содержание сульфат-иона (SO_4^{2-}) в современных инфильтратах составляет не более 10 мг/л. Это исключает возможность образования в пещере сульфатных минералов за счет их переотложения напрямую из вмещающих пород в условиях современной гидрогеохимической обстановки. В таком случае, формирование сульфатных кор в субаэральной обстановке указывает на то, что гипс изначально был отложен в неких первичных резервуарах (в трещинах и порах в пристеночной зоне), а уже потом вынесен и переотложен на поверхности стен. Кроме того, в суходоле Шульгана, а также на Восточном массиве в изобилии встречаются железистые охры, обломки, глыбы и даже сферические конкреционные образования бурых железняков. Место обнаружения их располагается в 2.5 км на северо-восток от входа в пещеру, на водоразделе между долиной реки Белая и суходолом речки Шульган в слое элювиальных глинистых отложений на контакте с гумусовым горизонтом. Ближайшие разведанные полости пещеры (в проекции на поверхность) расположены примерно в 700 м от этой точки находки. Они представляют собой заполненные водой полости подземного русла речки Шульган (Сифоны Киселева), заложенные под днищем суходола на глубине около 80-90 метров. Можно предположить, что это фрагменты «железной шляпы» сульфидных рудных тел. При обследовании обнажений пещерного массива были найдены следы окремнения и окисленной сульфидной минерализации. Вклад окисления сульфидной минерализации в процессы эпигенного спелеогенеза N. Tisato et. al. образно назвали «пирит-эффект» [15].

Учитывая эти сведения и выявленное нами широкое распространение сульфатной минерализации в пещере, следует предположить, что на определенном этапе развития карстовой системы пещеры Шульган-Таш в ней действовали элементы сернокислотного спелеогенеза за счет окисления сульфидных минералов (руд) надпещерной (или околопещерной) толщи. Для определения источника серы необходимо проведение изотопно-геохимических исследований выявленных нами сульфатных отложений, а также предполагаемых продуктов окисления сульфидов, встреченных в районе пещеры.

Литература

- 1. *Ляхницкий Ю.С.* Многолетние исследования пещеры Шульган-Таш (Каповой) группой ВСЕГЕИ и РГО как основа спасения её палеолитической живописи // Изучение заповедной природы Южного Урала. Уфа: ООО Вили Окслер, 2006. С. 331-382.
- 2. *Потапов С.С., Паршина Н.В., Червяцова О.Я.* К минералогии пещеры Шульган-Таш (Башкортостан) // Минералогия техногенеза—2013: Миасс: ИМин УрО РАН. 2013. С. 91-105.
- 3. *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.
- 4. *Потапов С.С.*, *Червяцова О.Я. Паршина Н.В.* Необычайно широкое развитие сульфатной (гипсовой) минерализации в Киндерлинской пещере карбонатного карста (по результатам экспедиционных работ 2014 г.). Микробиологический аспект // XX Уральская минералогическая школа 2014, посвященная 100-летнему юбилею Уральского горного университета и 75-

- летнему юбилею Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 203-210.
- 5. *Червяцова О.Я., Потапов С.С.* Гипсовые отложения Киндерлинской пещеры (Южный Урал) как возможный признак сернокислотного спелеогенеза // Спелеология и карстология. 2014. № 13. С. 17-30.
- 6. *Червяцова О.Я., Потапов С.С., Леонова Л.В., Паршина Н.В.* Вторичная сульфатная минерализация (гипс и барит) в пещере Шульган-Таш как признак проявления неклассического сернокислотного спелеогенеза // Минералогия техногенеза—2015. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 95-106.
- 7. *Filipponi M., Jeannin P.Y.* Cave gypsum an indicator for early speleogenetical processes? // Geophysical Research Abstracts. 2007. T. 9. C. 84-99.
- 8. Forti P., Galdenzi S., Sarbu S.M. The hypogenic caves: a powerful tool for the study of seeps and their environmental effects // Continental Shelf Research. 2002. № 22. P. 2373-2386.
- 9. *Galdenzi S., Maruoka T.* Gypsum deposits in the Frasassi Caves, central Italy // Journal of Cave and Karst Studies. 2003. № 65 (2): 111-125.
- 10. *Hill C.A.* Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas (1) // AAPG Bulletin. 1990. T. 74. № 11. C. 1685-1694.
- 11. *Klimchouk A., Sasowsky I., Mylroie J., Engel S.A., and Engel A.S.*, Eds. Hypogene Cave Morphologies. Selected papers and abstracts of the symposium held February 2 through 7, San Salvador Island, Bahamas. Karst Waters Institute Special Publication 18, Virginia, 2014. 111 p.
- 12. *Leél-Össy S., Szanyi G. and Surányi G.* Minerals and speleothems of the József-hegy Cave (Budapest, Hungary) // International Journal of Speleology. 2011. № 40 (2), Tampa. FL (USA). P. 191-203.
- 13. *Onac B. P., Forti P.* Minerogenetic mechanisms occurring in the cave environment: an overview // International Journal of Speleology. 2011. № 40 (2). Tampa. FL (USA). P. 79-98.
- 14. Onac B.P., Fornós J.J., Merino A., Ginés J., Diehl J. Linking mineral deposits to speleogenetic processes in Cova des Pas de Vallgornera (Mallorca, Spain) // International Journal of Speleology. 2014. № 43 (2). Tampa. FL (USA). P. 143-157.
- 15. *Tisato N., Sauro F., Bernasconi S.M., Bruijn R.H., De Waele J.* Hypogenic contribution to speleogenesis in a predominant epigenic karst system: A case study from the Venetian Alps, Italy // Geomorphology. 2012. № 151-152. P. 156-163.
- 16. *Vlasceanu L., Sarbu S.M., Engel A.S., & Kinkle B.K.* Acidic cave-wall biofilms located in the Frasassi Gorge, Italy // Geomicrobiology Journal. 2000. № 17 (2). P. 125-139.

МИНЕРАЛЫ ВИСМУТА БАЖЕНОВСКОГО ВІ-МО-W МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

С.В. Прибавкин, М.Д. Замятина *ИГГ УрО РАН, Екатеринбург*

Введение. На Среднем Урале месторождения вольфрама и молибдена протягиваются цепью вдоль восточного экзоконтакта Каменско-Адуйского блока и связаны с раннепермскими гранитоидами петуховского комплекса, локализованными в Сусанско-Асбестовской разломной зоне [2]. Располагаясь в основном среди вулканитов и осадочных образований обрамления гранитных интрузий, они представлены штокверковым и кварцевожильным типами грейзеновой формации [5]. К первым относятся крупное Южно-Шамейское и Партизанское месторождение, ко вторым – около 11 рудопроявлений на Южно-Малышевском и Баженовском участках. Висмутовые минералы – висмутин, самородный висмут, совместно с молибденитом, шеелитом являются главными рудными компонентами Баженовского Мо-Ві-W месторождения, расположенного в районе города Заречного в 40 км к востоку от Екатеринбурга. Месторождение открыто в 1935 году и эксплуатировалось с 1936 по 1946 года, после чего было законсервировано в связи с резким уменьшением содержания шеелита и молибденита на глубине. В составе месторождения на площади 25 км имеется три участка: северный, центральный и южный, на площади которых находятся серии кварцевых жил субширотного простирания [5]. Жилы имеют протяженность от 5 до 300 м, а их мощность колеблется от нескольких сантиметров до 2-3 метров. Они содержат небольшое количество плагиоклаза, эпидота, хлорита, актинолита и рудных минералов: шеелита, берилла, висмутина, молибденита, пирита, халькопирита. Содержание WO₃ в жилах месторождения около 0.12%. Изменения боковых пород выражены в развитии актинолита, хлорита и биотита. В настоящее время месторождение рекультивировано, поскольку его большая часть находится в городской черте Заречного. Для наблюдения доступна лишь южная часть месторождения, жилы которого вскрыты щебеночным карьером Курманского месторождения гранита. На каменном материале из карьера нами получены данные, свидетельствующие о широком развитии в рудах месторождения сульфотеллуридов и теллуридов висмута, ранее не учитываемых при разведке месторождения. Их изучение имеет важное значение для понимания условий образования не только Баженовского месторождения, но и других редкометальных Mo-W-Ве месторождений, располагающихся в восточном контакте Каменско-Адуйского блока.

Строение и минеральный состав кварцевых жил. Сульфидно-кварцевые жилы Баженовского месторождения рассекают трондъмиты и мигматизированные афиболовые габбро раннедевонского Курманского массива с возрастом 411-405 млн. лет [10]. Жилы, как правило, имеют мошность менее 20 см и сложены серым или молочно-белым кварцем. Простирание жил субширотное с пологим падением на север. Метасоматические околожильные изменения трондъемитов выражены слабо. Они характеризуются осветлением вмещающих пород, развитием во внешних зонах метасоматической колонки хлорита и мусковита по биотиту. Во внутренних зонах колонки развиты биотит, плагиоклаз, редко кальцит. Эпидот и титанит устойчивы во всех зонах колонки. Это позволяет высказать предположение о связи жил с высокотемпературными метасоматитами, формирующимися из растворов, близких к нейтральным при низкой активности углекислоты. Жильный кварц сложен гигантозернистым друзовым агрегатом, разбитым трещиноватостью, иногда придающей ему гранулированный облик. Жилы являются малосульфидными. Количество рудных минералов в них не превышает 2%. Рудные минералы представлены пиритом, висмутином, молибденитом, шеелитом. Реже встречаются самородный висмут, тетрадимит, халькопирит, пирротин, эмплектит [4, 8, 11]. Часто в сульфидно-кварцевых жилах встречаются цеолиты: стильбит, шабазит, гейландит, натролит, ломонтит, сколецит [3]. Эти же минералы широко развиты и вне видимой связи с рудными жилами, располагаясь в участках

деформаций или трещинных зонах трондъемитов, габбро, скарнов.

Минеральные ассоциации в системе Bi-Te-S. Изучение состава и взаимоотношений рудных минералов кварцевых жил позволяет выделить две парагенетические ассоциации. Первая ассоциация включает преобладающий в количественном отношении среди других минералов висмута висмутин (далее висмутин 1), встречающийся в виде крупных, достигающих 3 см по удлинению кристаллов или скоплений мелких зерен в кварце. Химический состав висмутина (см. таблицу) характеризуется небольшим количеством примесей меди, свинца и теллура. С висмутином тесно ассоциирует тетрадимит, который обычно образует в нем включения субидиоморфных кристаллов размером 20-80 мкм (рис. 1а). Его более мелкие включения иногда отмечаются в пирите и молибдените. Также нами установлено присутствие субмикронных включений теллурида висмута, состав которого близок цумоиту или теллуробисмутиту. Образование висмутин-тетрадимитовой ассоциации сопровождалось отложением шеелита с 0.3 мас.% МоО₃ в составе, молибденита, пирита. Последний иногда содержит редкие эмульсионные включения пирротин-халькопиритового состава. Завершает кристаллизацию ассоциации халькопирит, локально развивающийся по трещинам и границам висмутина с кварцем.

Таблица. Химический состав минералов (мас.%) висмутин-тетрадимитовой (1-4) и висмут-висмутин-хедлеитовой (5-11) ассоциации

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
N	8	5	2	3	9	2	3	3	5	3	2
Ag			1.43								
Cu	0.28		5.37	34.15	0.02						3.20
Fe			1.91	28.83	0.03						
Pb	0.29										31.99
Bi	81.14	60.64	74.63		99.44	81.10	86.63	89.75	91.62	77.35	48.52
Te	0.11	34.76			0.03					22.13	
S	18.49	4.61	18.11	34.97	0.02	18.90	13.37	10.25	8.38	0.28	16.30
Сумма	100.31	100.00	101.44	97.95	99.54	100.00	100.00	100.00	100.00	99.76	100.00

Примечание. N - число замеров, 1 – висмутин 1, 2 – тетрадимит, 3 – $CuBi_3S_5$, 4 – халькопирит, 5 – висмут самородный, 6 – висмутин 2, 7 – BiS, 8 – Bi_4S_3 , 9 – Bi_3S_2 , 10 – хедлеит, 11 – фелбертаит(?).

К висмутин-тетрадимитовой ассоциации мы отнесли минеральную фазу состава $(Cu_{0.9}Ag_{0.1})Bi_{3.6}S_{5.1}$. Данная фаза характеризуется примесью серебра около 3.2 мол.% Ag_2S . Она заключена в пирите, находясь в срастании с висмутином. Размер фазы <10 мкм, что не позволяет получить её корректный химический состав, о чем свидетельствует наличие небольшой примеси железа в анализе. По этой причине при расчете кристаллохимической формулы минерала мы вычли из анализа железо и часть серы, приходящиеся на долю пирита.

Вторая минеральная ассоциация развивается по трещинам и внешним границам кристаллов висмутина 1, вплоть до его полного замещения (рис. 1б). Она представлена тончайшими срастаниями самородного висмута с новообразованным висмутином (далее висмутин 2), икунолитом, погруженными в алюмосиликатную матрицу. В составе такой псевдоморфозы или на некотором удалении от нее могут наблюдаться дендритовидные скопления висмута с фазами состава Bi_xS_{x-1} (BiS, Bi_3S_2 , Bi_4S_3), а также хедлеитом, галенитом и фазой, близкой фелбертанту (см. таблицу). Состав висмутина 2 в отличие от висмутина 1 не содержит примесей. Важным участником этой минеральной ассоциации помимо перечисленных минералов является высококремниевый цеолит имеющий отношение Si/Al=3. Он слагает до 40% объема псевдоморфно-замещенного висмутина и хорошо рассчитывается на кристаллохимическую формулу Са-гейландита из группы высококремниевых цеолитов ($Ca_{1.62}K_{0.35}Mg_{0.29}Na_{0.05})_{2.3}Al_3(Al_{1.52}Si_{0.54})_{2.1}Si_{13}O_{36}x12(H_2O)$.

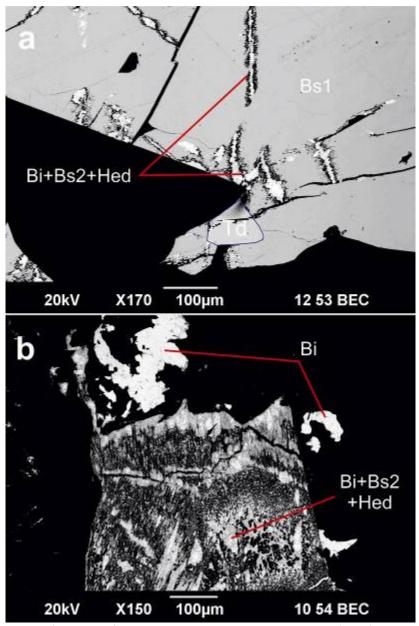


Рис. 1. Микрофотографии сульфидов в отраженных электронах (BSE). а — ранняя висмутин-тетрадимитовая ассоциация, сложенная висмутином (Bs1) и тетрадимитом (Td), замещается по трещинам поздней висмут-висмутин-хедлеитовой (Bi+Bs2+Hed) ассоциацией; b — аповисмутиновая псевдоморфоза, сложенная висмут-висмутин-хедлеитовой ассоциацией и цеолитом. Скопления самородного висмута (Bi) располагаются и по периферии псевдоморфозы.

Флюидные включения и изотопия кислорода. Индивидуальные флюидные включения были изучены в гигантозернистом сером кварце, слагающем жильные тела, несущие Bi-Mo-W минерализацию. Они представляют собой крупные (20-50 мкм) газово-жидкие 2-х фазные и 3-х фазные вакуоли, содержащие жидкий солевой раствор и углекислоту в жидком и газообразном виде. Форма вакуолей чаще неправильная, реже овальная в виде отрицательных кристаллов. Объем фазы CO_2 (жидкость+газ) составляет 20-80% от общего объема включения. Также в кварце присутствуют мелкие (< 15 мкм) вакуоли, относимые к поздним вторичным включениям.

Измеренные для флюидных включений значения температуры плавления эвтектики находятся в пределах ($-21.8 \div -23.6$) °C, что свидетельствует о преобладании в растворе NaCl [1] с некоторым количеством примесей, точное определение которых затруднено. Со-

леность раствора оценена по температуре плавления газгидрата [19], колеблющейся в пределах (7.8-8.7) °С, что указывает на концентрации солей в растворе 3-5 мас.% экв. NaCl. Плотность флюида составляет $0.88\text{-}1.03~\text{г/см}^3$. В газовой фазе включений преобладает углекислота, по-видимому, с небольшими примесями метана или азота. Присутствие последних устанавливается по смещению точки плавления CO_2 до температур (-57.1 ÷ -58.7) °С, что соответствует не более 1-1.5% газов с низкой температурой плавления [21]. Флюидное давление для включений с жидкой CO_2 оценивается в 640-880 бар, а температура гомогенизации находится в интервале 250-310°С. С учетом поправки на давление [6] истинная температура минералообразующего флюида составляла 300-370°С.

Изотопный состав кислорода $\delta^{18}O_{VSMOW}$ жильного кварца и шеелита, равняется соответственно 8.9 и 1.9 ‰, что позволяет рассчитать температуру изотопного равновесия между кварцем и шеелитом, составляющую 389°С [16, 26]. Доказательством существования равновесия между кварцем и шеелитом служит близость рассчитанной температуры по изотопным данным и температуры гомогенизации флюидных включений. Расчетная величина изотопного состава флюида $\delta^{18}O_{H2O}$ составляет 4.6‰ [16, 26], что позволяет высказать предположение о его коровой или мантийно-коровой природе.

Обсуждение результатов и выводы. Высокотемпературный характер висмутинтетрадимитовой ассоциации доказывается значениями изотопного кварц-шеелитового равновесия (T=389°C) и температурами гомогенизации флюидных включений в жильном кварце (300-370°C), а величина флюидного давления свидетельствует о гипабисальных условиях формирования сульфидно-кварцевых жил Баженовского месторождения. Помимо этого, косвенным признаком высоких температур отложения сульфидов может являться присутствие в парагенезисе с висмутином фазы, близкой составу CuBi₃S₅, поскольку позиция такого состава на псевдобинарной фазовой диаграмме Cu₂S-Bi₂S₃ находится выше 275°C в соответствии с экспериментальными данными [15, 25]. Кроме того, по данным [18], в системе Ag₂S-Cu₂S-Bi₂S₃ при 500°C, существование твердого раствора между AgBi₃S₅ и CuBi₃S₅ ограниченно 2 мол.% Ag₂S растворенного в CuBi₃S₅. В составе измеренной нами сульфосоли Ag присутствует в количестве 3.2 мол.% Ag₂S. Такое повышенное количество Ад не противоречит данным приведенным в [12], показывающим существование полного тройного твердого раствора при 454°C между CuBi₃S₅, AgBi₃S₅ и Cu₃Bi₅S₉ вблизи CuBi₃S₅. Следовательно, присутствие в висмутин-тетрадимитовой ассоциации фазы, представляющей собой ограниченный тройной твердый раствор (AgCu)Bi₃S₅, подтверждает ее высокотемпературный характер.

Используя термодинамические данные [13] область стабильности висмутинтетрадимитовой ассоциации рассчитана на 350°C в соответствие со средней температурой гомогенизации флюидных включений в кварце. На диаграмме aS₂-aTe₂, эта область ограничена устойчивостью висмутина с пиритом при высокой активности серы во флюиде $log a S_2 > -9$ (рис. 2). При этом присутствие пирротин-халькопиритовых включений и тетрадимита может указывать на небольшие флуктуации активностей Te_2 или S_2 в системе. В частности, эти флуктуации могли достигать области теллуробисмутита, поскольку тетрадимит мог формироваться исходя из реакций: $Bi_2S_3 + Te_2 = Bi_2Te_2S + S_2$ (1) или Bi_2Te_3 $+ \frac{1}{2}$ S₂ = Bi₂Te₂S + $\frac{1}{2}$ Te₂ (2) при logaTe₂ \leq -7. Данному предположению не противоречат находки составов, близких теллуробисмутиту или цумоиту. Такие значения активностей теллура и серы при формировании руд Баженовского Ві-Мо-W месторождения, а также изотопный состав флюида, обычны для рудогенерирующих систем, связанных с гранитоидами коровой или смешанной мантийно-коровой природы. Это на наш взгляд доказывает связь месторождения с коллизионными гранитоидами Каменско-Адуйского блока, а не с мантийными флюидами, восходящими по зоне Сусанско-Асбестовского глубинного разлома. С последними связано Гагарское золото-теллуридное месторождение, расположенное в 4.5 км южнее Баженовского и характеризуемое иными минеральными парагенезисами руд. На этом месторождении широко развиты теллуриды Рb, Bi, Fe, Ag, Au и самородный теллур, формирующиеся ниже 300° C при высокой активности теллура – 10^{-6} - 10^{-8}

[7, 9].

Образование висмут-висмутин-хедлеитовой ассоциации связано с воздействием средне- или низкотемпературного гидротермального флюида на ранний висмутин-тетрадимитовый парагенезис. При этом образуется широкий спектр сульфидных фаз, варьирующих по составу от висмутина 2 до самородного висмута (Bi₂S₃, BiS, Bi₄S₃, Bi₃S₂, Bi), наличие которых может указывать на отсутствие минерального равновесия, поскольку эксперименты в системе Bi-S [22] показывают присутствие лишь двух фаз: висмута и висмутина. В тоже время наличие большого количества фаз может указывать на существование мозаичного минерального равновесия в системе, оценить которое позволяют некоторые парагенезисы. Например, образование висмут-висмутинового и висмут-хедлеитового парагенезисов, представляющих собой эвтектики, соответствуют 270°C и 266°C соответственно [14, 22]. С этими оценками согласуется и наличие самородного висмута, образование которого с учетом поправки на давление составляет 268°C [22, 23]. С другой стороны, присутствие совместно с самородным висмутом высококремниевого кальциевого цеолита, структура которого стабильна до 280°C в щелочных или слабощелочных средах [20, 24], скорее указывает на более низкую температуру образования ассоциации. Принимая во внимание эти данные, мы рассчитали область формирования поздней ассоциации в координатах aS_2 - aTe_2 на 250°C (рис. 2).

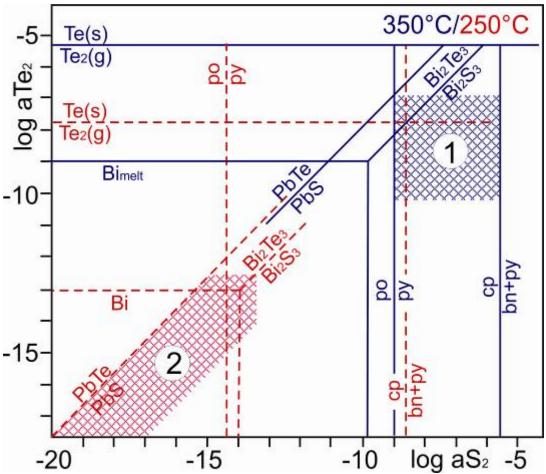


Рис. 2. $\log a S_2 - \log a Te_2$ диаграмма для 350°C (синие сплошные линии) и 250°C (красный пунктир) в системе Bi-Te-S. Ассоциации: 1 — висмутин-тетрадимитовая, 2 —висмут-висмутин-хедлеитовая.

Данная область характеризуется низкой активностью серы $logaS_2 < -14$ и теллура $logaTe_2 < -13$ в гидротермальном флюиде. При этом образование самородного висмута и его бедных серой и теллуром соединений в поле стабильности магнетита и пирита обусловлено низкой активностью кислорода и щелочным характером (pH>8) минералообра-

зующего флюида [17], воздействующего на минералы раннего высокотемпературного парагенезиса. Под вопросом остается характер связи между минеральными ассоциациями, поскольку на данный момент исследования мы не можем утверждать, что формирование висмутин-тетрадимитовой ассоциации и её последующая перекристаллизация с образованием самородного висмута и цеолитов, связаны с эволюцией единой гидротермальной системы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00576a и программы УрО РАН № 15-18-5-24.

Литература

- 1. *Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. № 8. С. 16-27.
- 2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
- 3. Ермаков И.Н. Цеолитовая минерализация Курманского месторождения гранито-гнейсов. Выпускная квалификационная работа горного инженера УГГУ, 2010 (рукопись).
- 4. Замятина М.Д., Прибавкин С.В. Сульфидная минерализация в Курманском габбротрондъемитовом массиве (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа 2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 87-91.
- 5. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ГУПР по Свердловской области, ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
- 6. *Клевцов П.В.*, *Леммлейн Г.Г.* Поправки на давление к температурам гомогенизации водных растворов NaCl // Доклады AH СССР, 1959. Т. 128. № 6. с. 1250-1253.
- 7. *Мурзин В.В., Семенкин В.А., Сазонов В.Н., Бортников Н.С., Столяров М.И.* Соотношение форм золота в рудах некоторых месторождений Урала по данным фазового анализа // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 255-260.
- 8. Попов М.П., Суставов С.Г. Шагалов Е.С. Квачев В.И. Висмутовая минерализация в южной части Каменского гранитного массива // Вестник УрО РМО. № 5. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 82-86.
- 9. *Рябинин В.Ф.*, *Мурзин В.В.* Теллуридный парагенезис золоторудного месторождения Урала // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала: Инф. матлы. Свердовск: УНЦ АН СССР, 1986. с. 142-146.
- 10. *Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- 11. *Ханин Д.А., Хиллер В.В., Квачёв В.И.* Висмутовая минерализация Курманского каменнощебёночного карьера // Вестник УрО РМО № 9. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 136 -138.
- 12. ACerS-NIST, Phase Equilibria Diagrams. CD-ROM Database, Version 3.2, NIST Standard Refence Database 31. National Institute of Standards and Technology (NIST). The American Ceramic Society, 2008.
- 13. *Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J.* Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria. II. Application to telluride-bearing ore deposits // Economic Geology, 1988. Vol. 83. p. 377-404.
- 14. *Brown A., Lewis B.* The system bismuthtellurium and antimony–tellurium and the synthesis of the minerals hedleyite and wehrlite // J. Phys. Chem. Solids., 1962. Vol. 23. p. 1597-1604.
- 15. Chang Y.A, Neumann J.P., Choudary U.V. Phase Diagrams and Thermodynamic Properties of Ternary Copper-Sulfur-Metal Systems. Incra Monograph VII, The Metallugy of Copper. 1979. 191 p.
- 16. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water

- // J. Geophys. Res., 1972. Vol. 77. p. 3057-3067.
- 17. Cook N.J., Ciobanu C.L., Spry P.G., Voudouris P. and the participants of IGCP-486 Understanding gold-(silver)-telluride-(selenide) mineral deposits // Episodes, 2009. Vol. 32. № 4. p. 249-263.
- 18. *Daqing. Wu*. Phase relations in the systems Ag2S-Cu2S-PbS and Ag2S-Cu2S-Bi2S3 and their mineral assemblages // Geochemistry, 1987. Vol. 6. № 3. p. 216-224.
- 19. Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clatrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid: Implication for P-T-isochore location // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1991. Vol. 55. p. 3869-3871.
- 20. Deer W.A. Howie R.A., Zussman J., Chang L.L.Y, Wise W.S. Rock-Forming Minerals. Framework silicates: silica minerals, feldspathoids and zeolites. Volume 4B (2 ed.). London: The Geological Society, 2004. 982 p.
- 21. *Kerkhof A.M.* Isochoric phase diagrams in the systems CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: Application to flild inclusions // Geohim. et Cosmoch. Acta, 1990. Vol. 54. p. 621-629.
- 22. *Lin J.C.*, *Sharma R.C.*, *Chang Y.A.* The Bi–S (bismuth–sulfur) system // Journal of Phase Equilibria, 1996. Vol. 17. № 2. p. 132-139.
- 23. *Liu Lin-Gun, Bassett W.A.* Elements, Oxides, and Silicates: High Pressure Phases with Implications for the Earth's Interior. Oxford University Press, New York, 1986. 260 p.
- 24. *Pechar F., Ryke D.* Study of the thermal stability of the natural zeolite heulandite // Chem. Papers., 1985. Vol. 39. № 3. p. 369-377.
- 25. Wang N. The Cu-Bi-S system: results from low-temperature experiments // Mineralogical Magazine, 1994. Vol. 58. p. 201-204.
- 26. Wesolowski D., Ohmoto H. Calculated oxygen isotope fractionation factors between water and the minerals scheelite and powellite // Economic Geology, 1986. Vol. 81. p. 471-477.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БОКСИТОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА

И.Н. Размыслов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

Российские глинозёмные заводы вынуждены основную часть сырья закупать за границей. Российские бокситы низкокачественные, что сказывается на увеличении стоимости производства и усложнении технологических процессов [1]. Современная приборная база позволяет выявить минералого-технологические особенности алюминиевых руд, на основе которых возможна разработка эффективных технологий.

Объектами исследования являлись бокситы среднетиманских месторождений (Вежаю-Ворыквинское и Светлинское).

Применялись рентгенофлуоресцентный, рентгенофазовый и термический методы исследований.

Установлено содержание основных породообразующих минералов. Для высокожелезистых бокситов применялась технология по омагничиванию железосодержащих фаз в восстановительной среде путём физико-химических воздействий с целью увеличения магнитной контрастности между глинозёмсодержащими и нецелевыми железосодержащими минералами [3]. Выявлено увеличение магнитной фазы в виде магнетита. Последнее может быть использовано в магнитной сепарации сырья при относительно слабых и средних полях. Магнитные и немагнитные фракции исследовались на наличие элементов примесей, включая редкие земли по методике [2].

Литература

- 1. Вахрушев А.В., Лютоев В.П., Силаев В.И. Кристаллохимические особенности железистых минералов в бокситах вежаю-ворыкинского месторождения (Средний Тиман). Вестник Института Геологии Коми НЦ УрО РАН, 10, 2012. 14 с.
- 2. Лихачёв В.В, Редкометальсть бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана, Сыктывкар, 1993.
- 3. Пономар В.П., Гречановский А.Е., Брик А.Б., Юшин А.А., Лютоев В.П., Савченко Т.С. Термомагнитные исследования преобразования гематита в магнетит с использованием крахмала // Мінералогічний журнал, 2015, том 37, № 2.

ТРЕЩИНЫ СКОЛА В ОФИОЛИТАХ СЕВЕРНОЙ НОРВЕГИИ: СОСТАВ ЗАПОЛНЕНИЯ, КИНЕМАТИКА И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЯ

В.А. Сенотрусов

Государственный минерально-сырьевой университет горный, С. Петербург

Район работ располагается на Севере Норвегии, в пределах базит-гипербазитового комплекса Линген. Этот комплекс упоминается в западной литературе как Магматический комплекс Линген и считается офиолитом палеозойского возраста. Он участвует в строении Верхнего Аллохтона Норвежских Каледонид и является крупнейшим офиолитом в пределах Норвегии. Структурный план территории определяется крупными сбросами, наложенными на коллизионную структуру Каледонид. Эти сбросы условно относят к этапу раскрытия Атлантического океана, которое имело место с поздней юры до раннего мела [3], однако детальных структурных исследований на территории с целью уточнения их возраста не проводилось.

Главной задачей настоящего исследования является изучение структурной эволюции комплекса Линген. Решение этой задачи включало детальное изучение мелкомасштабных трещин скола и реконструкцию полей палеонапряжений. Уточнение ориентировок главных осей напряжений позволило сравнить этапы деформации комплекса Линген с этапами деформаций соседних территорий и установить боле точно возраст наложенных сбросов. А детальное изучение заполнения трещин, возможно, позволит реконструировать термодинамические условия деформации.

Трещины скола были изучены на двух опорных участках, которые располагались в центре и на севере офиолитового комплекса. Кинематика трещин определялась по бороздам скольжения и динамическим ступенькам скола. Выполнение трещин было изучено оптическими методами в шлифах. Анализ полей палеонапряжений производился двумя методами: в программе «FaultKin for Windows 1.2.2» (Richard W. Allmendinger ©2001) методом двугранного угла и в программе «RDTM» (Richard J. Lisle ©1999) методом трехгранного угла.

На опорных участках трещины скола были представлены несистемными одиночными трещинами. Трещины разнонаправленные, преимущественное простирание для них не устанавливается. Они наблюдаются во всех типах пород комплекса: гипербазитах, габброидах и породах кислого состава. В кинематическом отношении преобладают трещины сбросового характера, редко наблюдаются трещины сдвигового и надвигового характера. Трещинное пространство открытое или выполнено продуктами дробления вмещающих пород. Глубина образования трещин оценивается в 3 - 9 км, исходя из механических свойств земной коры [1].

Реконструированные на опорных участках поля напряжения весьма схожи и демонстрируют наложение нескольких осей растяжения (σ 1) в субгоризонтальной плоскости при сохранении вертикальной ориентировки оси сжатия (σ 3). Согласно теории Андерсена, такие поля отвечают обстановке образования сбросов и растяжения земной коры.

Как видно из диаграмм, на северном участке оси растяжения имеют субширотное $(\sigma 1_1)$ и северо-западное $(\sigma 1_2)$ простирание (рис. 1). Выявленное растяжение в субширотном направлении соответствует направлению раскрытия фьордов Уллсфьорда и Лингенфьорда, а также формированию крупных геоморфологических уступов на территории комплекса, которые имеют протяженность 50-100 км.

На южном участке выделяется два отчетливых направления растяжения: в северозападном (σ 1₂) и в субмеридиональном (σ 1₃) направлении (рис. 2). Наличие ярко выраженного растяжения в субмеридиональной направленности (σ 1₃) отвечает направлению раскрытия фьорда Хьюсен, в борту которого и расположен данный опорный участок. Также на диаграмме имеется максимум растяжения в широтном направлении, однако он проявлен очень слабо и имеет подчиненное значение. Исходя из заполнения трещин и характера реконструированных полей напряжения, трещины скола формировались в постколлизионное время в условиях растяжения земной коры и сопутствовали образованию крупных сбросовых нарушений и раскрытию узких фьордов.

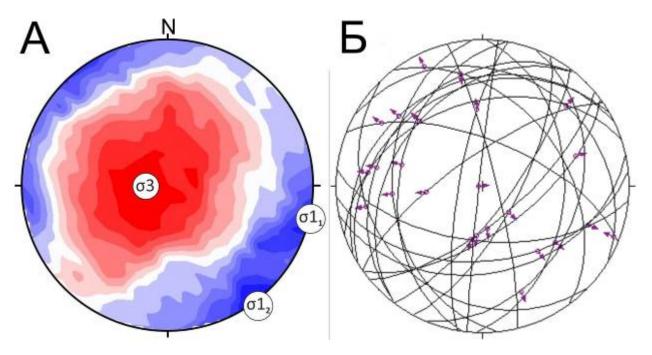


Рис. 1. А – результаты анализа полей палеонапряжения, выполненные по методу трехгранного угла для участка № 1 (северный). Оси: $\sigma 1_{1,2}$ – растяжения, $\sigma 3$ – сжатия. Б – ориентировка трещин скола. Стрелками указана ориентировка тектонической штриховки. Равноплощадные азимутальные проекции, нижняя полусфера.

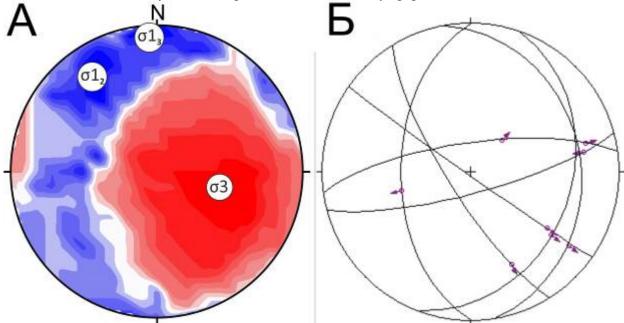


Рис. 2. А – результаты анализа полей палеонапряжения, выполненные по методу трехгранного угла для участка № 2 (южный). Оси: $\sigma 1_{2,3}$ – растяжения, $\sigma 3$ – сжатия. Б – ориентировка трещин скола. Стрелками указана ориентировка тектонической штриховки. Равноплощадные азимутальные проекции, нижняя полусфера.

Согласно результатам исследований, проведенных на смежных территориях (Лофотенские острова), мезозойское растяжение земной коры в районе Линген происходило в

течение нескольких этапов, каждый из которых характеризуется своей ориентировкой главной оси растяжения [2]. В результате сопоставления этих ориентировок с реконструированными полями напряжения можно сделать следующие выводы (рис. 3).

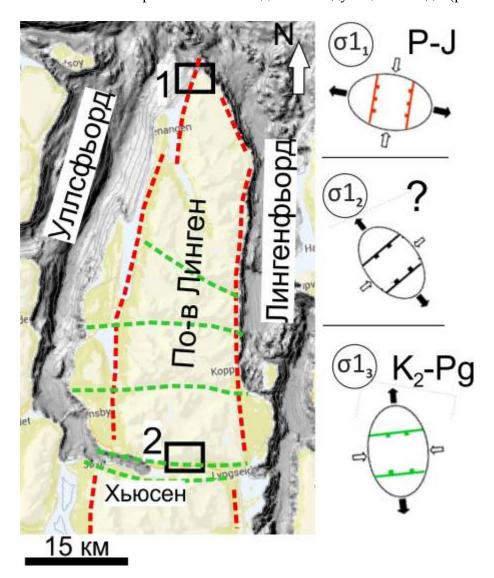


Рис. 3. Схема распределения линеаментов на полуострове Линген (северная часть офиолитового комплекса Линген) и схематичное изображение эллипсов напряжения для этапов растяжения ($\sigma 1_1$, $\sigma 1_2$ и $\sigma 1_3$) (norge3i.no).

Ранний этап, которому отвечает ось растяжения в субширотном направлении (σl_1), происходил с Перми по Юру. С этим этапом связано формирование горстовой структуры, центральному блоку которого соответствует офиолитовый комплекс Линген, а плечам горста — фьорды Уллсфьорд и Лингенфьорд. Поздний этап, которому соответствует растяжение в субмеридиональном направлении (σl_3), имел место с позднего Мела по Палеоген. На этом этапе сформировался узкий фьорд Хьюсен, который рассекает офиолитовый комплекс с запада на восток. Для оси растяжения в северо-западном направлении (σl_2) соответствие не было найдено, поэтому возраст данного события остается дискуссионным. Стоит также отметить, что в районе работ отсутствуют структуры или линеаменты, которые могли бы соответствовать обстановке растяжения в данном направлении.

В ходе исследования на опорных участках были обнаружены редкие ранние трещины скола. Они отличаются от описанных выше трещин характером заполнения и архитектурой зеркала скольжения. В габброидах ранние трещины скола выполнены массивным агрегатом хлорита. В гипербазитах эти трещины выполнены волокнистым серпенти-

ном (хризотилом). В таких трещинах отсутствуют динамические ступеньки скола, а кинематику скола можно определить по ориентировке игольчатых зерен серпентина.

Анализ кинематики ранних трещин и реконструкцию полей напряжения выполнить невозможно ввиду большой редкости данных трещин. Однако характер заполнения позволяет сделать выводы об условиях их образования.

Примечательно, что в породах кислого состава ранние трещины отсутствуют. Вместо этого наблюдается метаморфическая полосчатость, подчеркнутая чешуйками хлорита. При петрографическом изучении гранодиоритов и гранитоидов комплекса Линген были выявлены механизмы пластической деформации путем образования и вращения субзерен кварца [4]. Таким образом, отсутствие трещин скола в них объясняется преобладанием пластических механизмов деформации над хрупкими.

Глубина образования ранних трещин скола оценивается в 10 км и более, согласно данным Иванова [1]. Исходя из характера заполнения, данные трещины скола были отнесены к коллизионному этапу развития земной коры. Их формирование происходило в условиях метаморфизма в зеленосланцевой фации.

Литература

- 1. Иванов С. Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы. Геотектоника, 1990. №2. С. 3-14.
- 2. Bergh, S.G., Eig, K, Kløvjan, O.S., Henningsen, T., Olesen, O. & Hansen, J.A.: The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 87, pp. 29-58. Trondheim 2007. ISNN 029-196X.
- 3. Osmundsen P. T., Redfield T T. F., Hendriks B. H. W., Bergh S., Hansen J. A., Henderson I.H.S., Dehls J., Lauknes R.T., Larsen Y., Anda E., Davidsen B. Fault-controlled alpine topography in Norway. Journal of the Geological Society, London, 2010. Vol. 167, pp. 83–98.
- 4. Passchier C. W., Trouw R. A. J., Microtectonics. Second edition. Springer Berlin Heidelberg New York, 2005. 371 pp.

ТИПОМОРФИЗМ АРСЕНОПИРИТА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

С.А. Сильянов, Н.А. Некрасова

Сибирский федеральный университет, Красноярск

Арсенопирит является главным и преобладающим сульфидным минералом в рудах золота большинства месторождений России, в том числе, Енисейского кряжа [8]. Его присутствие в рудах почти всегда свидетельствует о повышенной их золотоносности. В жильном кварце и окружающих сланцах совместно с арсенопиритом отмечаются пирит и пирротин. Более поздние сульфидные проявления в рудах, галенит-сфалеритовой, а иногда ульманит-герсдорфитовой и антимонит-бертьеритовой ассоциаций, секут ранние кристаллически-зернисто-вкрапленные арсенопирит содержащие метасоматиты. Поздние рудные ассоциации содержат рекристаллизованный арсенопирит эвгедральной, псевдодипирамидальной и зернистой субгедральной форм. Золото отмечается в срастаниях с минералами всех перечисленных парагенетических ассоциаций, но наиболее мелкие выделения минерала характерны для ранней, пирит-пирротин-арсенопиритовой ассоциации. Обычно, золото в арсенопирите фиксируется прецизионными методами анализа (атомно-абсорбционным и нейтронно-активационным) или наблюдается под электронным микроскопом в виде субмикронных включений, трещинных выделений и пленочных наростов на поверхностях граней кристаллов.

Нами изучены морфология, парагенетические ассоциации, химический состав арсенопирита месторождений Северо-Енисейского рудного района, позволившие сделать выводы об условиях образования ранней золотоносной ассоциации в рудах. Химический состава определен на растровом электронном микроскопе VEGA II LMU с интегрированной системой рентгеновского энерго-дисперсионного микроанализатора OXFORD INCA ENERGY350. Исследование состава проводилось в нескольких точках зерна, как правило, в центре и с краю, количество проанализированных зерен составляло от 8 до 11 в каждой пробе. Всего выполнено 206 определений химического состава арсенопиритов из пяти месторождений. На долю каждого месторождения приходится анализов: Советское – 26, Ольгинское – 17, Эльдорадо – 24, Благодатное – 39, Олимпиадинское – 100.

Результаты микрозондового анализа статистически проверены тестом Граббса на аномальные значения, пять анализов из выборки удалены. Установлено, что распределение концентраций минералообразующих элементов (Fe, As, S) и отношений S/As и (S+As)/Fe в выборках подчиняются нормальному закону по критерию Колмогорова-Смирнова, с доверительной вероятностью p = 99.9%

Исследованные арсенопириты представлены тремя морфологическими разностями – псевдодипирамидальной, длиннопризматической и игольчатой.

Химический состав арсенопиритов (табл. 1) варьирует (в мас. %): Fe 31,7-37,3; As 41,9-52,3; S 16,3-24,8, при стехиометрическом составе — Fe 34,3; As 46,0; S 19,7 [2]. Отношения S/As и (S+As)/Fe изменяются от 0,793 до 1,262 и от 1,949 до 2,158 соответственно. Из примесей обнаружены (в мас. %) Ті до 0,4 и Ni до 0,7.

Нами предполагается, что морфология изученных кристаллов арсенопирита из месторождений золота Енисейского кряжа зависит от фациальных условий образования – от состава рудообразующих растворов и степени переохлаждения растворов в среде минералообразования. Это подтверждается исследованиями Г.Ю. Акимова [1], который показал, что игольчатые и длиннопризматические кристаллы арсенопирита образуются из более кислых растворов, чем псевдодипирамидальные. В то же время, экспериментально выявлено, что игольчатые и трубчатые кристаллы (оливин, плагиоклаз пироксен, апатит) образуются при значительном переохлаждении силикатных расплавов в эффузивной фации породообразования [5]. В нашем случае, вероятно, морфологические особенности арсенопирита, кристаллизующегося из гидротермальных растворов, зависят от температуры, со-

става, рН растворов, а также состава и температуры среды, в которой отлагается кристаллически-вкрапленный агрегат.

Таблица 1. Средний химический состав арсенопиритов

Месторождение, морфология, № обр.	Fe	As	S	S/As	(S+As)/Fe
Советское, псевдодипирамидальный, (1-1/7; n=26)	35,1 0,607	47,1 0,607	21,4 0,643	1,060	2,060
Ольгинское, псевдодипирамидальный, (724005,5; n=18)	35,0 0,609	46,8 0,607	21,0 0,638	1,051	2,045
Эльдорадо, псевдодипирамидальный, (726023; n=24)	34,8 0,616	45,0 0,593	21,4 0,660	1,113	2,036
Благодатное, (n=39)	33,3 0,589	49,6 0,654	18,2 0,560	0,856	2,062
Псевдодипирамидальный, (СБ-111/89,1; n=20)	33,1 0,587	<u>49,5</u> 0,655	18,0 0,556	0,848	2,062
Псевдодипирамидальный, (СБ-11/76,6; n=19)	33,5 0,590	49,7 0,653	18,4 0,564	0,864	2,062
Олимпиадинское, (n=100)	34,8 0,608	46,8 0,609	20,9 0,637	1,047	2,049
Игольчатый-I, (504-6,5; n=34)	35,8 0,609	47,0 0,597	22,3 0,662	1,110	2,067
Псевдодипирамидальный-II, (503-458,5; n=23)	34,0 0,611	45,3 0,607	20,3 0,636	1,049	2,033
Длиннопризматический-III, (503-453; n=22)	34,5 0,607	47,2 0,620	20,0 0,614	0,991	2,035
Длиннопризматический-IV, (511-591,4; n=21)	34,6 0,604	47,6 0,620	20,3 0,619	1,000	2,052

Примечание: в числителе указаны массовые проценты (мас. %), в знаменателе – атомные количества (ат. к.). Отношения S/As, (S+As)/Fe в атомных количествах.

Состав арсенопирита изученных месторождений характеризуется значительными вариациями отношений S/As и S+As/Fe и, как правило, значительно отличаются от стехиометричного, обогащением S+As относительно концентрации железа (рис. 1) и преобладанием серы над мышьяком (рис. 2).

Резко отличный состав имеет псевдодипирамидальный арсенопирит месторождения Благодатное, в котором отмечено максимальное содержание мышьяка, и минимальные содержания железа и серы (рис. 2).

Псевдодипирамидальный арсенопирит месторождения Эльдорадо, напротив характеризуется максимальным содержанием железа и серы и минимальным мышьяка, при преобладании серы над мышьяком. Эвгедральные псевдодипирамидальные арсенопириты месторождений Советское и Ольгинское имеют близкий химический состав, с преобладанием серы над мышьяком и железом.

На месторождении Олимпиада отчетливо выделяются арсенопириты двух составов. Для зерен игольчатой формы отношение S/As в среднем составляет 1,110, а (S+As)/Fe 2,067, причем в них установлен наибольший разброс содержаний минералообразующих элементов. Псевдодипирамидальный арсенопирит-II, характеризуется бимодальным распределением минералообразующих элементов. Длиннопризматический арсенопирит, который образовался при перекристаллизации игольчатого, характеризуются минимальным отклонением от стехиометричного состава.

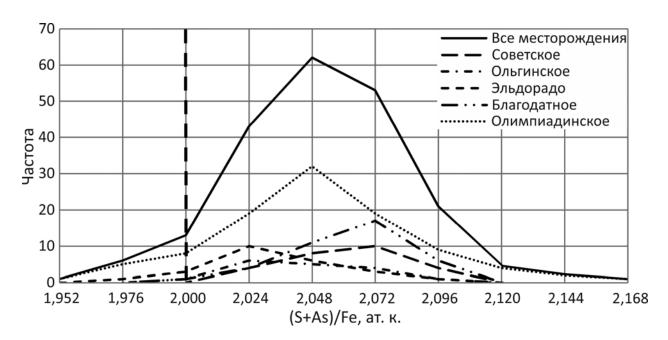


Рис. 1. Графики распределения (S+As)/Fe. Вертикальная пунктирная линия соответствует стехиометричному арсенопириту.

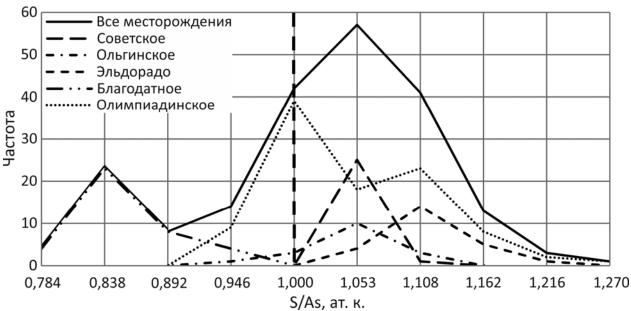


Рис. 2. Графики распределения S/As. Вертикальная пунктирная линия соответствует стехиометричному арсенопириту.

Температуры образования арсенопирита оценены по арсенопиритовому геотермометру [9]. Наиболее высокая температура образования арсенопирита, ассоциирующего с леллингитом из руды месторождения Благодатное (°C) – 525-530, для месторождений Советского и Ольгинского – 465-470, Эльдорадо – 440. На месторождении Олимпиада ранний арсенопирит-I игольчатой морфологии образовался при температуре 440-445, перекристаллизованный псевдодипирамидальной формы, ассоциирующий с пиритом, сфалеритом и галенитом – 465-470, длиннопризматический с ульманит-герсдорфитовым парагенезисом – 450 и антимонит-бертьеритовым – 450.

Ранее, Л.В. Ли с соавторами [6] привели температуры образования арсенопирита по геотермометру Л.А. Кларка для ряда месторождений района ($^{\circ}$ C) — Советское (350), Эльдорадо (480), Оленье (580). Вариации температуры образования минерала авторы связы-

вали с положением месторождений относительно гранитоидных интрузий в рудном районе. Изучение флюидных включений в минералах сингенетичных арсенопириту месторождения Олимпиада показало, что арсенопирит образовался при температурах выше 400° С при давлениях 2,7-1,3 кбар [3].

По нашему мнению, температура отложения арсенопирита, принадлежащего даже одной генерации конкретного месторождения, может варьировать в зависимости от температуры гидротермального флюида, среды отложения, объема флюида, давления в системе и других факторов, поэтому приведенные нами температуры относятся только к рассматриваемым образцам.

А.С. Борисенко и др. [10] определили Re/Os возраст игольчатого и длиннопризматического арсенопирита месторождения Олимпиада — 689 ± 28 млн. л. Изотопный состав серы арсенопирита (12,3-+5,2%) свидетельствует о полигенном ее источнике. Отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} - 0,17\pm0,02$ в игольчатом арсенопирите свидетельствует о мантийном источнике элемента во флюидах. Гелий из включений в кварце с крупным арсенопиритом характеризуется явно коровыми значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($<0,035 \cdot 10^{-6}$). Гелий из включений в кварце с арсенопиритом и стибнитом обогащен легкими изотопами: $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($n \cdot 10^{-6}$), 2,9 и 2,1, соответственно, указывая на присутствие значительной фракции мантийного гелия, в формирующих руду флюидах.

Отмечается тенденция увеличения степени золотоносности руд при развитии в них арсенопирита с повышенными значениями отношения S/As. Г.Ю. Акимов [1] показал, что содержание золота в игольчатом арсенопирите Тарынского месторождения (Верхне-Индигирский район) значительно выше по сравнению с псевдодипирамидальным. На эту закономерность указывал А.Д. Генкин с соавторами [3], изучавшие состав арсенопиритов месторождений Ведуга и Олимпиада. К такому же выводу пришли К.Р. Ковалев и др [4] для месторождений золота Восточного Казахстана.

Судя по сопоставимости полученных результатов и приведенных другими авторами сведений о повышенной золотоносности нестехиометричного арсенопирита с преобладанием серы над мышьяком в золоторудных месторождениях, эта закономерность является устойчивой. А.Д. Генкин и др. [3] указывают, что золото в игольчатом арсенопирите находится в виде мельчайших частиц, которые образовались в результате распада тех комплексных соединений золота, в которых происходил его перенос. Нами установлено, что упорной золотоносностью, с микроскопическим золотом, обладают руды с нестехиометричным арсенопиритом. При перекристаллизации игольчатого арсенопирита в результате наложения галенит-сфалеритового, ульманит-герсдорфитового и стибнит-бертьеритового парагенезисов, золото значительно увеличивается в размерах (до макроскопически видимого), а арсенопирит приобретает псевдодипирамидальный и призматический облик и стехиометричный состав.

Литература

- 1. Акимов Г.Ю. Геология и генезис золотокварцевого оруденения Верхне-Индигирского района на примере месторождений Нагорное и Тарынское. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Москва, 2004 г.
- 2. Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие / А.Г. Бетехтин; под науч. Ред. Б.И. Пирогова и Б.Б. Шкурского. 2-е издание, испр. и доп. М.: КДУ, 2010. 736 с.
- 3. Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., Цепин А.И. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский кряж, Сибирь). Геология рудных месторождений. Т. 44. № 1, 2002, С. 59-77.
- 4. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Колесникова М.К., Королюк В.Н. Золотоносность арсенопирита золотосульфидных месторождений Восточного Казахстана. Геология и геофизика т. 52. №2, 2011, С. 225-242.

- 5. Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных пород. М.: Недра, 1982. С. 414.
- 6. Ли Л.В., Михеев В.Г., Рукосуев М.Н. О возможной температуре образования арсенопиритов золоторудных месторождений Енисейского кряжа по данным рентгенометрических исследований / Геология рудных месторождений № 4, 1971, С. 108-112.
- 7. Маликов, Ю.И. Подготовка препаратов для анализа на микрозонде: Метод, рекоменд / Новосибирск: ИГиГ СО СССР, 1983. 36 с.
- 8. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М., Яблокова С.В., Арефьева В.И. Крупнообъемные месторождения золота в черносланцевых толщах геолого-структурные, генетические, геохимические особенности, технологии обработки руд. Руды и металлы №3/2014, с. 51-64.
- 9. Петровская Н.В. Золотое оруденение Енисейского кряжа и особенности процессов формирования золотоносных руд. / Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Москва, 1954 г.
- 10. Прохоров В.Г. Пирит. Красноярск, 1970 г.
- 11. Скотт С.Д. Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активностей серы в гидротермальных месторождениях. Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1984, 41-49 с.
- 12. Borisenko A.S., Sazonov A.M., Nevolko P.A., Naumov E.A., Tessalina S., Kovalev K.R., Sukhorukov V.P. 2014. Gold Deposits of the Yenisei Ridge (Russia) and Ade of Its Formation. Acta Geologica Sinica (English Edition), 88 (sup.2): P. 686-687.

ВОРОНЦОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА, КАК ПРИМЕР ФЛЮИДОГЕННЫХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

С.Ю. Степанов 1 , А.А. Кетров 2 , А.В. Антонов 1 , П.Е. Федоров 3 1-Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского <math>2- ΠAO «ГМК «Норильский Никель» 3- Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»

В пределах Ауэрбаховского (Краснотуринского) рудного района сосредоточено несколько десятков месторождений железа, меди и золота. Одно из них - Воронцовское месторождение, открытое в 1985 году. Месторождение в настоящий момент отрабатывается. По ряду минералогических и геохимических признаков, и геодинамической позиции – локализации в условиях активной окраины Восточно-Уральского микроконтинента руды, слагающие Воронцовское месторождение, относят к карлинскому типу [5].

Воронцовское месторождение, вследствие развития в его пределах низкотемпературной реальгар-золоторудной ассоциации, является уникальным для Уральской складчатой области рудным объектом. Генезис Воронцовского месторождения по настоящее время вызывает многочисленные вопросы.

Месторождений карлинского типа имеют ряд ключевых особенностей: концентрация золота в виде субмикроскопических частиц (сотые доли микрона) в составе ксеноморфных сульфидов, стратиформный характер оруденения и широкое развитие декальцитизации и низкотемпературного кислотного метасоматоза [4]. Вышеперечисленные признаки не характерны для Воронцовского месторождения. Это месторождение находится в краевых частях рудно-магматической системы пространственно и генетически связанной с Ауэрбаховским интрузивом габбро-диорит-гранодиоритового состава. Оруденение в пределах месторождения приурочено к рудным брекчиям. Самородное золото локализовано в цементе брекчий в виде довольно крупных выделений (до нескольких миллиметров) совместно с минералами Аg, Hg, Та и др. элементов. По основным критериям золотое оруденение Воронцовского месторождения наиболее близко к эпитермальному золото-серебряному оруденению краевых частей медно-порфировых систем.

Воронцовское месторождение относится к Песчанско-Воронцовской рудно-магматической системе [3] и расположено на восточном склоне Северного Урала в вулканогенно-плутоническом поясе субмеридианального простирания с усложнёнными тектоникой границами [5]. Вулканогенно-осадочные породы пояса прорваны штокообразными массивами умерено-кислых пород. В Южной части вулканогенно-плутонического пояса располагается Ауэрбаховский интрузив габбро-диорит-гранодиоритовой формации. С внедрением этого интрузива связывают формирование Ауэрбаховского рудного района.

В пределах Воронцовского месторождения обнаруживаются несколько типов руд, которые ассоциируют с различными гидротермально-метасоматическими образованиями. К рудам с низким содержанием золота относятся скарны, развивающиеся преимущественно по дайкам основного состава и сопровождающиеся полиметаллической минерализацией. Среди рудных минералов скарнов наиболее распространены халькопирит и пирит, в подчинённом количестве встречается станин, галенит и сфалерит. Сфалерит характеризуется развитием структур эмульсионного распада твёрдого раствора с выделением халькопирита. Из вторичных минералов по халькопириту отмечается ковелин. В халькопирите обнаруживаются редкие индивиды самородного, довольно высокопробного золота. Абсолютное большинство индивидов рудных минералов являются метакристаллами и характеризуются идиоморфным огранением с преобладанием среди простых форм у халькопирита тетраэдра, а у пирита комбинации октаэдра и пентагондодекаэдра. Развитие метакристаллов контролируется ослабленными зонами в скарнах, в частности в крупно- гиганто-

зернистых кальцитовых агрегатах метакристаллы располагаются вдоль плоскостей спайности индивидов кальцита по ромбоэдру.

Главная рудная залежь представляет собой брекчии содержащие в обломках различные породы, преимущественно известняки и продукты их контактового метаморфизма (рис 1.а), а также алевролиты и породы вулканогенно-осадочной толщи (рис. 1.b). Обломки связаны цементом сложного минерального состава с преобладанием рудных минералов пирит-аурипигмент-реальгарового парагенезиса.

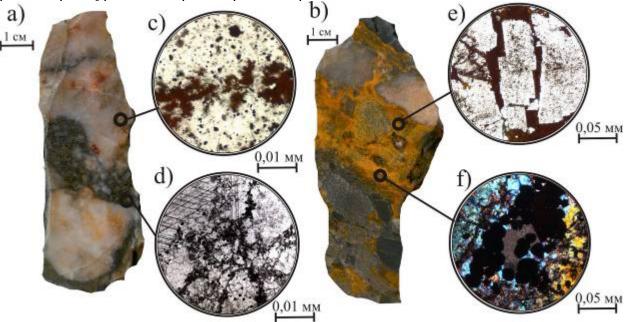


Рисунок 1. Приполировки золоторудных брекчий (a,b) и микрофотографии шлифов (c-f).

По данным изучения штуфного материала приполировок и шлифов устанавливается два импульса брекчирования. Первый импульс - грубообломочное брекчирование с образованием обломков размером в первые сантиметры является нерудоносным. В цементе брекчий первого импульса преобладает обломочный материал — минералы пород вулканогенно-осадочной толщи, а так же вулканогенные образования, что было отмечено ещё Д.С. Коржинским при изучении Туринских рудников [2].

В промежутке между двумя импульсами брекчирования в цементирующей массе отмечается развитие метакристаллов скарновых минералов наибольшим распространением среди которых пользуется сульфат содержащий скаполит (сильвиалит) отдельные индивиды которого могут достигать нескольких миллиметров (рис. 1.е).

Со вторым импульсом брекчирования связано формирование главной по отношению к золоту минеральной ассоциации пирит-аурипигмент-реальгаровой. При втором импульсе брекчированию, в основном, подвергается цемент первой генерации и находящиеся в нём новообразованные минералы, и в меньше степени крупные обломки пород (рис. 1.c, 1.d и 1.e). В цементе ключевую роль наряду с обломками различных минералов начинает играть реальгар и другие рудные минералы, попутно по новообразованным трещинам происходит развитие метакристаллов пирита (рис. 1.f).

Именно цемент брекчий, сформированный в ходе второго импульса брекчирования представляет наибольший интерес с точки зрения развития рудной минерализации. В цементе около 30-40% составляет обломочный материал: кварц, кальцит реже полевые шпаты, в особо редких случаях рудные минералы. В цементе обнаруживаются крупные метакристаллы скаполита, которые подвергаются дроблению при втором импульсе брекчирования. По-видимому, аналогичную скаполиту позицию занимают гранат гроссулярандрадит и пироксен – диопсид. В связующей массе новообразованными нерудными минералами являются барит (рис. 2.а) и гиалофан, в подчинённом количестве развит Cl-апа-

тит. Также встречаются новообразованный кварц и кальцит, нередко выполняющие небольшие полости. Главный рудный минерал связующей массы – реальгар. В тонкочешуйчатых скоплениях реальгара обнаруживаются многочисленные сульфиды, сульфо-стибиды, сульфо-арсенды талия, ртути, меди цинка (рис. 2.b). Среди них крестит, полхемусит, рутьерит, клерит, минералы изоморфного ряда груздевит-акташит. Наряду с ними в зонах обогащённых реальгаром обнаруживается и весьма высокопробное самородное золото (рис. 2.c). Повсеместно в связующей массе второго импульса брекчирования обнаруживается пирит, огранённый преимущественно пентагон-додекаэдром, нередко для него в краевой части отмечается развитие каймы мышьяковистого пирита.

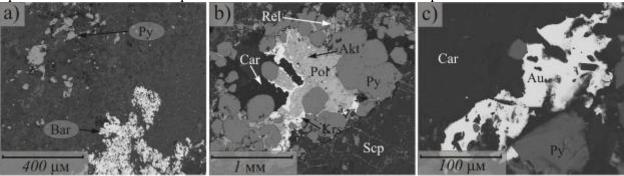


Рисунок 2. Рудные минералы связующей массы второго импульса брекчирования. Сокращения минералов: Ру — пирит, Ваг — барит, Rel — реальгар, Akt — акташит, Pol — полхемусит, Krs — кристит, Car — кальцит, Au — самородное золото.

С целью установления основных закономерностей распределения элементов примесей образцы брекчий были проанализированный с использованием масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, центральная лаборатория ФГУП «ВСЕГЕИ» аналитик В.А. Шишлов). Диаграммы распределения элементов-примесей построены для рудных брекчий и скарнов Воронцовского месторождения, для скарнов Песчанского магнетитового месторождения и известняков вмещающих Воронцовско-Песчанский рудный узел (рис. 3.). При рассмотрении распределения редкоземельных элементов отмечается высокое обогащение, по сравнению со скарнами, особенно Песчанского магнетитового месторождения, и известняками не затронутыми процессами рудообразования, редкими землями брекчий, наиболее богатых золотом и минералами талия, ртути и мышьяка. Промежуточное положение по уровню концентрации редких земель между наиболее богатыми брекчиями и безрудными известняками занимают скарны Воронцовского месторождения и брекчии со слабым развитием минералов пирит-аурипигмент-реальгаровой ассоциации.

Исходя из рассмотрения уровня концентрации редкоземельных элементов возможно сделать вывод, что закономерно с увеличением развития процессов брекчирования пород происходит накопление РЗЭ. По-видимому, перемещение и накопление довольно инертных в геохимических системах редкоземельных элементов происходит при весьма активной гидротермальной деятельности с высокой активностью флюидных компонентов. Большое количество флюидов и их высокая активность, нередко со вскипанием и образованием эксплозивных брекчий, является одной из характерных черт медно-порфировых рудных систем.

При рассмотрении характера распределения транзитных элементов первоочердёно необходимо отметить высокую концентрацию в брекчиях по отношению к другим породам Воронцовского месторождения, безрудным известнякам и скарнам Северо-Песчанского месторождения талия и мышьяка. Также относительно других пород высоки содержания ртути, сурьмы, что обусловлено минеральным составом цемента брекчий. Скарны обогащены медью, цинком и свинцом, а также кобальтом и никелем. Для брекчий отмечается повышенное содержание Cr и V.

На геохимическом уровне процесс образования брекчий, а в частности второй импульс брекчирования сопровождается накоплением РЗЭ и таких транзитных элементов как талий, мышьяк, сурьма, ртуть, попутно с этими элементами накапливается золото и частично серебро. Геохимические закономерности подтверждаются минералогическим анализом руд. Вся рудная ассоциация является, по сути, связующей массой брекчии второго импульса. Характер взаимоотношения минералов в связующей массе брекчий указывает на свободную, хотя и весьма быструю кристаллизацию большинства минералов,

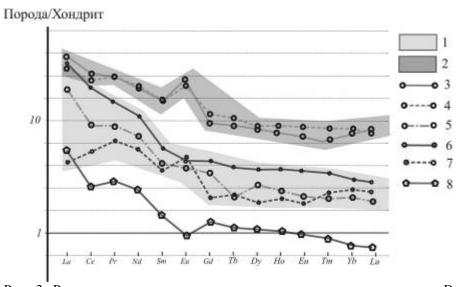


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов породах и рудах Воронцовского и Северо-Песчанского месторождения, нормированные на хондрит [6]. Условные обозначения: 1 — поле пород со слабо проявленной реальгар-золоторудной минерализацией, 2 — поле рудных брекчий с широким развитием реальгар-золоторудной минерализации, 3 — брекчии с обломками различных пород, 4 — преимущественно, апоалевролитовые брекчии, 5 — преимущественно апомраморные брекчии, 6 — гранатовый скарн с полиметаллической минерализацией (Воронцовское месторождение), 7 — кальцит из магнетит-пиритовой руды (Северо-Песчанское месторождение [1]), 8 — кальцитовый известняк вмещающей толщи [1].

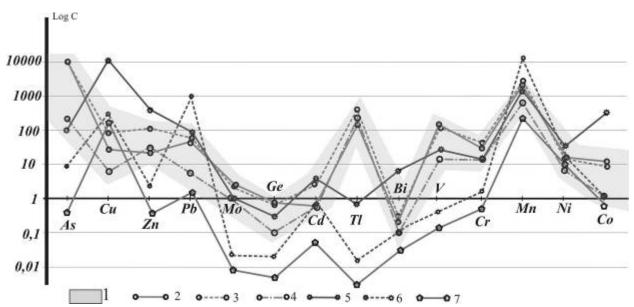


Рис. 4. Распределение транзитных элементов породах и рудах Воронцовского и Северо-Песчанского месторождения. Условные обозначения: 1 — поле рудных брекчий с различными породами в обломках, 2 — брекчии с обломками различных пород, 3 — преимущественно, апоалевролитовые брекчии, 4 — преимущественно апомраморные брекчии, 5 — гранатовый скарн с полиметаллической минерализацией (Воронцовское месторождение), 6 — кальцит из магнетит-пиритовой руды (Северо-Песчанское месторождение [1]), 7 — кальцитовый известняк вмещающей толщи [1].

которая, по-видимому, происходит во флюидно-гидротермальной системе с весьма неравновесными условиями минералообразования, на что указывают сложные изоморфные замещения в минералах.

По результатам исследования предполагается следующий порядок формирования рудных брекчий Воронцовского месторождения:

Внедрение Ауэрбаховского интрузива вызвало флюидную проработку вмещающих толщ с мобилизацией содержащихся в них транзитных элементов и благородных металлов. Попутно происходил перенос элементов (рудных компонентов и редких земель) флюидными потоками из магматического очага во вмещающие тощи.

Флюидопроницаемой структурой оказались осадочные тощи, сложенные, преимущественно, карбонатными породами и алевролитами, в то время как, перекрывающая толща вулканитов (полифировые андезиты) послужила экраном для рудных флюидов.

На незначительном удалении от интрузива при высоких температурах происходило образование скарнов с высокотемпературным магнетитовым оруденением. В краевой части экранирующей толщи сформировалась зона резкого сброса флюидного давления с образованием флюидогенных эксплозивных брекчий, а температурный режим был приемлем для кристаллизации низкотемпературной пирит-аурипигмент-реальгаровой рудной ассоциации с золотом.

Итак, при анализе большинства особенностей руд Воронцовского месторождения установлено, что наиболее важная в промышленном отношении реальгар-золоторудная ассоциация сформировалась в ходе процессов флюидогенного брекчирования пород. Процесс образования флюидоэксплозивных брекчий происходил в краевой части мощной медно-порфировой системы, связанной с Ауэрбаховским интрузивом. Таким образом формирование флюидогенных брекчий имеет пространственную и генетическую связь с процессами формирования месторождения, а развитие различных метасоматитов в пределах Воронцовского месторождения имеет, за редким исключением, только лишь пространственную связь с золотым орудинением.

Литература

- 1. В. В. Мурзин, В. Н. Сазонов, Ю. Л. Ронкин Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера, 2010, № 6, С. 66–73.
- 2. Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М.: Изд. АН СССР, 1948. 148с.
- 3. Минина О.В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 17–23.
- 4. Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПБ.: из-во ВСЕГЕИ, 2012, 560 с.
- 5. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Воронцовское золоторудное месторождение пример минерализации карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 2. С. 157–170.
- 6. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223-253.

О НАХОДКЕ КРОКОИТА В ПОЗДНИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ КВАРЦ-КАРБОНАТНЫХ ЖИЛАХ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.Г. Суставов ¹, Д.А. Ханин ³, Е.С. Шагалов ^{1,2}

¹Уральский государственный горный университет, E-mail: Sustavov.S@ursmu.ru

²Институт геологии и геохимии им ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН E-mail: shagalov@igg.uran.ru;

³Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова E-mail: mamontenok49@yandex.ru

Класс хроматов один из наиболее малочисленных и насчитывает тринадцать минералов, из которого основная масса представителей являются солями свинца. К ним относятся крокоит, феникохроит, вокеленит, форнасит, эмбрейит, касседаннаит, иранит, гемиэдрит и макквартит. Больше половины из них открыты впервые в Березовском месторождении. Основная масса их являются смешанными солями, в состав которых наряду с комплексным ионом $[\text{CrO}_4]^{-2}$ входят ионы $[\text{PO}_4]^{-3}$, $[\text{AsO}_4]^{-3}$, $[\text{VO}_4]^{-2}$. Наиболее простым по составу является крокоит, являющийся хроматом свинца.

Этот минерал был найден первым из хромовых солей. Первое упоминание о красной свинцовой руде из Березовска приводится в работе М.В.Ломоносова в 1763 г., но честь открытия минерала отдают И.Г.Леману, который в 1766 г. наиболее полно описал его и назвал новым минералом свинца. Тридцать лет спустя состав его был точно не известен пока 1797 г. французский химик Луи Никола Воклен не выделил из него новый металл хром. Свое название минерал получил по цвету от латинского крокос — шафран, которое дал ему в 1841 г. А. Брейтгаупт [3].

Из всех известных хроматов крокоит наиболее распространенный минерал. На Урале помимо Березовского месторождения, он известен на Точильной горе близь Режа, в Первомайско-Зверевском месторождении, на горе Суховяз в г. Верхний Уфалей, на Благодатных рудниках и на Свинечном месторождении вблизи г. Нижнего Тагила. Во всех описанных месторождениях он является вторичным минералом, присутствующим в зоне окисления этих месторождений.

При просмотре старой коллекции по Березовскому месторождению, собранной начальником Центральной шахты Коваленко Владимиром Ивановичем, был встречен образец с самородным золотом из поздней карбонатной жилы. Наряду с этими двумя минералами в образце визуально обнаружен галенит, герсдорфит, серовато-коричневый минерал, срастающиеся с золотом и очень мелкие выделения крокоита.

В кварц-карбонатных жилах Березовского и вблизи расположенного Верхнепышминского месторождений, золото в ассоциации с герсдорфитом отмечалось и ранее [1]. В доломитовых жилах шахты №1 были встречены выделения герсдорфита до 5 см в поперечнике, ассоциирующего с халькопиритом, галенитом, миллеритом, полидимитом, виоларитом, акантитом и золотом [6]. Ранними исследователями крокоит в жилах обнаружен не был.

Исследуемый образец имеет форму ленты загнутой под прямым углом (Рис. 1). Размеры образца составляют 3×1 см, после изгиба 2×1 см, максимальная толщина достигает 5 мм.

Образец сложен белым карбонатом обильно насыщенным золотом по трещинам спайности. Сульфоарсениды, представленные в образце, располагаются неоднородно, в виде отдельных обособленных кристаллов размером 10×5 мм. Размер зерен карбоната не превышает 3-4 мм в поперечнике. Золото чаще одно, иногда совместно с галенитом цементируют карбонат по тонким трещинам, достигающим толщины 1 мм и менее (Рис. 2).



Рис. 1. Распределение рудных минералов и золота в кварц-карбонатной жиле

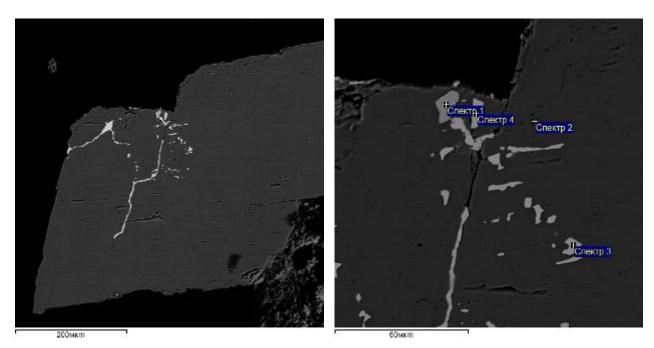


Рис. 2. Прожилки золота и сопутствующих минералов в карбонате

Подобные трещинки в сульфоарсениде заметно тоньше и имеют небольшую протяженность. В контакте с суфоарсенидами встречено зерно жильного кварца, размером до 3 мм в поперечнике. Крокоит в виде единичных мелких зерен, размером до 0.5 мм нарастает на кристаллы сульфоарсенида или в виде линзочек, размером 0.5×0.1 мм находится в карбонате.

Золото в поздней кварц-карбонатной жиле имеет ярко-желтый цвет и выполняет тонкие трещины в карбонате и сульфидах, выступая в качестве цементирующего материала. В карбонате при выпадении зерен остаются ячейки, стенки которых покрыты пленками золота различной толщины. Пленки золота являются отпечатками от трещин спайности в карбонате и имеют ровную блестящую поверхность. Поверхность пленок золота изучалась на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390 с ЭДС приставкой (Рис. 3а).

В отраженном свете на поверхности пленок в отдельных местах видны двойниковые швы между отдельными индивидами. В кварце поверхность пленок становится мелкошероховатой (Рис. 3б). В сульфидах, имеющих большую прочность по сравнению с нерудными минералами, пленки золота за пределами зерен не наблюдаются или бывают смяты.

Химический состав золота и других минералов в образце был проанализирован на кафедре минералогии МГУ на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax SX 50. при ускоряющем напряжении 20 kV и токе накала 30nA (аналитик Ханин Д.А.). Результаты приведены в таблице 1.

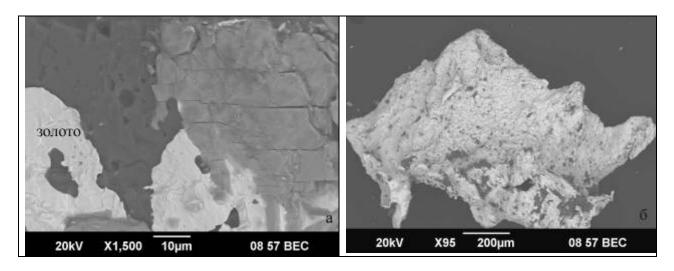


Рис. 3. Строение поверхности пленок золота: а – в карбонате, б – в кварце.

No						
анализа	Au	Ag	Cu	Hg	Te	Сумма
2-4_1	94,10	8,21	0,00	0,00	0,00	102,31
2-4_2	94,18	8,43	0,02	0,01	0,00	102,64
2-4_3	94,17	7,24	0,00	0,44	0,08	101,92
2-4_4	94,37	7,48	0,07	0,23	0,00	102,15
2-5_1	94,15	8,27	0,05	0,00	0,00	102,47
2-5_2	94,61	7,90	0,00	0,06	0,00	102,57

Таблица 1. Химический состав самородного золота

Как видно из рассчитанных формул состав золота достаточно постоянен и высопробен. Основной изоморфной примесью в золоте является серебро. Не смотря на то, что золото локализовано в гипербазитах примесь меди встречается в единичных анализах и составляет первые сотые процента. Интересна примесь ртути, содержание которой не постоянно, но в отдельных анализах составляет 0,44 мас.%. Примечательно, что только для этой пробы зафиксировано присутствие в золоте теллура, и можно предполагать присутствие в нем микровключений колорадоита.

Катионный состав белого карбоната был определен микрозондовым анализом и показал присутствие наряду с кальцием и магнием железа и марганца. Пересчет результатов дал следующую кристаллохимическую формулу $Ca_{0,99}(Mg_{0,64},Fe_{0,33},Mn_{0,04})_{1,01}(CO_3)$, из которой видно, что карбонат является высокожелезистым доломитом.

Совместно с золотом в железистом доломите отмечается включения галенита (Рис. 2 спектр 3) и теннантита (спектр 1). В составе галенита наряду со свинцом и серой присутствует 1,18 мас. % железа. Состав теннантита следующий (мас. %): Си 41,93, Zn

 $^{3 -} Au_{0.873}, Ag_{0.123}, Hg_{0.004}$

^{4 -} $Au_{0.870}$, $Ag_{0.126}$, $Cu_{0.002}$, $Hg_{0.002}$

 $^{5 -} Au_{0,861}, Ag_{0,138}, Cu_{0,001}$

4,46, Fe 3,98, As 20,51, S 28,41, Ca 0,35, сумма 99,64. Относя примесь кальция к микровключениям карбоната, получаем формулу: $Cu_{9,77}(Fe_{1,05},Zn_{1,01})_{2,06}As_{4,05}S_{13,12}$.

Сульфоарсениды и сульфиды никеля были описаны ранее в кварц-карбонатных жилах шахты № 1 [6]. Совместно с гердорфитом были найдены халькопирит, галенит, миллерит, полидимит, виоларит, акантит и золото. Состав никелевых минералов в работе не анализировался.

Первоначально при рентгеновской диагностике серовато-коричневый минерал сопутствующий золоту был ошибочно диагностирован как ваэсит (табл. 2). Определение химического состава показало, что минерал представлен рядом твердых растворов герсдорфита и кобальтина. Результаты микрозондового анализа состава этого минерала приведено в таблице 3.

Таблица 2. Результаты расчета рентгенограммы сульфоарсенида

		Герс,	•		Кобал	• • •	вфоарсенида Ваэсит				
Суль	ьфоарсенид	-	дорфі -705		-	18-4		11-99			
I	dα/n	d, Å	I/I ₁	hkl	d, Å	I/I ₁	hkl	d, Å	I/I ₁	hkl	
		,	-		5,56	20	100	, ,	-		
		4,06	4	110	3,94	10	110				
		3,285	6	111	3,30	20	111	3,27	20	111	
7	2,80	2,848	60	200	2,77	80	200	2,83	100	200	
9	2,51	2,545	100	210	2,49	100	210	2,54	40	210	
8	2,29	2,325	90	211	2,27	90	211	2,32	40	211	
5	1,986	2,013	35	220	1,973	60	220	2,00	50	220	
3	1,863				1,856	10	300				
					1,762	5	310				
10	1,690	1,7163	80	311	1,680	100	311	1,707	80	311	
2	1,659	1,6436	10	222	1,608	10	222	1,634	20	222	
2	1,620	1,5786	10	023	1,545	40	320	1,570	30	320	
5	1,557										
7	1,495	1,5214	35	123	1,490	80	321	1,514	30	321	
		1,4232	6	400	1,393	5	400				
		1,3057	4	331	1,277	5	331	1,304	20	331	
2	1,251	1,273	6	420	1,246	30	420	1,268	20	420	
6	1,230	1,2422	16	421	1,216	50	421	1,234	20	421	
		1,2138	8	332	1,189	30	332	1,208	10	332	
		1,1616	6	422	1,139	30	422	1,158	30	422	
					1,115	5	500, 430				
					1,093	5	510,43	1,113	5	431	
10	1,083	1,0955	20	511	1,073	80	511, 333	1,091	60	511,33	
8	1,044	1,0571	14	025	1,033	50	520, 432	1,053	20	520,43	
		+ еще 16 линий			+ еще 16 линий			+ еще 16 линий			
$a_0 = 5,625$		$a_0 = 5,692$			$a_0 = 5,582$						
					$b_0 = 5,582$			$a_0 = 5,668$			
		,			$c_0 = 5,582$						

Составы обоих минералов достаточно необычны и содержат преимущественно три катиона — никель, кобальт и железо. Состав герсдорфита резко отличается от других уральских месторождений высоким содержанием железа [2, 5]. В одном случае содержание кобальта понижается до 1,5 мас.% и в составе присутствует только никель и железо, соотношение между ними составляет три к двум.

Таблица 3. Химический состав герсдорфита и кобальтина

№ ана-									
лиза	Ni	Co	Fe	Cu	Zn	Mn	As	S	Сумма
2_3	20,16	4,11	10,64			0,03	45,46	19,68	100,08
2_4	19,89	3,89	10,48	0,04			46,06	19,89	100,25
2_5	19,75	4,34	10,68	0,11			44,99	19,78	99,65
2_6	21,24	3,45	10,00				45,94	20,36	100,99
4_5	12,72	16,36	5,82			0,02	44,92	20,15	99,99
4_6	11,78	16,89	6,58		0,06		45,21	20,08	100,6
2-4_7	22,04	3,85	9,09				45,83	19,85	100,64
2-5_3	20,09	1,50	12,41	0,09	0,03	0,01	46,09	20,05	100,27
2-5_4	20,17	2,27	11,80	0,05	0,04	0,02	44,84	19,85	99,04
1**	30,13	1,80	2,13		0,20		46,07	19,20	99,53

 $(Ni_{0,56},Fe_{0,31},Co_{0,11})_{0,98}As_{1,00}S_{1,01}\\ (Ni_{0,56},Fe_{0,31},Co_{0,11})_{0,98}As_{1,01}S_{1,02}\\ (Ni_{0,55},Fe_{0,32},Co_{0,12})_{0,99}As_{0,99}S_{1,02}\\ (Ni_{0,59},Fe_{0,29},Co_{0,10})_{0,98}As_{1,00}S_{1,03}\\ (Co_{0,46},Ni_{0,36},Fe_{0,17})_{0,99}As_{0,99}S_{1,03}\\ (Co_{0,47},Ni_{0,33},Fe_{0,19})_{0,99}As_{0,99}S_{1,02}\\ (Ni_{0,61},Fe_{0,27},Co_{0,11})_{0,99}As_{1,00}S_{1,01}\\ (Ni_{0,56},Fe_{0,36},Co_{0,04})_{0,96}As_{1,01}S_{1,03}\\ (Ni_{0,56},Fe_{0,35},Co_{0,06})_{0,97}As_{0,99}S_{1,03}\\ (Ni_{0,85},Fe_{0,06},Co_{0,05},Zn_{0,01})_{0,97}(As_{1,02}Sb_{0,01})_{1,03}S_{1,00}$

Примечание. $2_3 - 5_4 - \text{шахта}$ №1; кроме того: $2_3 \text{ Ag} - 0.01$; $2_4 \text{ Au} - 0.06$, Hg - 0.13; $2_5 \text{ Ag} - 0.06$, Au - 0.03, Hg - 0.36; $2_6 \text{ Ag} - 0.06$; $4_5 \text{ Hg} - 0.15$; $4_6 \text{ Te} - 0.03$, Au - 0.17; $4_7 \text{ Hg} - 0.19$; $5_3 \text{ Au} - 0.02$. 1* - Верхнепышминское (Айзикович и др., 1974).

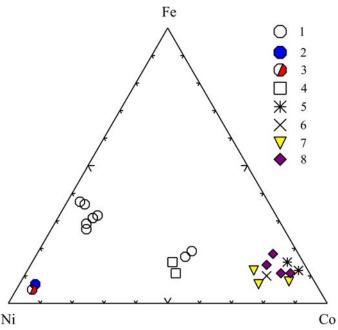


Рис. 4. Тройная диаграмма состава минералов ряда герсдорфит-кобальтин уральских месторождений: 1 — Березовское, 2 — Верхне-пышминское, 3 — Астафьевское, 4 — Падъягинское, 5 — Покровское, 6 — Ишкинское, 7 — Харбейское, 8 — хрусталеносные Пр. Урала.

Этот факт интересен тем, что герсдорфит кристаллизуется в кубической сингонии, сульфоарсенид железа — арсенопирит в моноклинной сингонии. Наряду с этим в отдельных анализах герсдорфита присутствуют примеси (в мас.%): Cu 0,04-0,11, Zn 0,03-0,06, Mn 0,01-0,03, Ag 0,01-0,06, Hg 0,13-0,36, Au 0,03-0,17.

Состав кобальтина, если его сопоставлять с составом кобальтинов других уральских месторождений имеет свои характерные особенности. Он отличается высоким содержанием никеля и железа (Рис. 4). Соотношение кобальта, никеля и железа составляет 3:2:1. В наиболее богатых никелем и железом кобальтинах Харбейского месторождения, содержание этих металлов в два раза меньше [4]. Необходимо отметить, что кобальтин встречен на Березовском месторождении впервые.

Крокоит имеет оранжево-красную окраску. Редкая вкрапленность его отмечается как в жильном железистом доломите, так и образует единичные включения в сульфоарсенидах (Рис. 5).

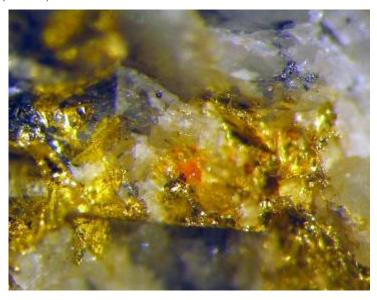


Рис. 5. Выделение крокоита в железистом доломите с золотом

Анализ состава крокоита показал, что кроме свинца и хрома других катионов в минерале нет.

Сохранившийся в частной коллекции образец показывает удивительное разнообразие минералов встречающихся в поздних кварц-доломитовых жилах. Образование минералов в образце происходило в три этапа. На первом происходило формирование кварц-доломитовой жилы с вкрапленностью сульфоарсенидов никеля и кобальта. Обращает на себя высокая железистость гидротермальных растворов, из которых происходило образование жил и сульфоарсенидной минерализации. На втором этапе после тектонических деформаций в жиле по трещинам происходило отложение золота, галенита и теннантита. На заключительном этапе в доломите и сульфоарсенидах происходит отложение крокоита. Формирование минерализации в кварц-карбонатных жилах происходило при постепенном понижении температуры. Присутствие крокоита в данной минеральной ассоциации показывает, что он мог образовываться не только в ходе гипергенеза, но из низкотемпературных гидротермальных растворов.

Литература

1. Айзикович А.Н., Берзон Р.О., Нейкур Т.Л. и др. Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений Л., 1974. С. 113-118.

- 2. Берзон Р.О., Кайнов В.И., Тихомирова О.А., Яковлева О.А. Герсдорфит / Р. О. Берзон и др. // Минералогия Урала: Арсениды и стабниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды. Свердловск: УрО АН СССР. 1991. с. 28-33.
- 3. Дэна Дж. Д., Дэна Э.С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии / Дж.Д. Дэна и др. т. II, полутом 2. М.: Иностр литер. 1954. С. 21-25.
- 4. Иванов О.К., Литошко Д.Н., Бурлаков Е.В. Коальтин /О.К. Иванов и др. // Минералогия Урала: Арсениды и стабниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды. Свердловск: УрО АН СССР. 1991. С. 20-24.
- Кутюхин П.И. Герсдорфит // Минералогия Урала. т. 2. М., Л. 1941. С. 382-383.
- 6. Чесноков Б.В., Котыбаева Н.Н., Бушмакин А.Ф. Эндогенные минералы висмута и никеля Березовского месторождения на Среднем Урале // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975. С. 123-126.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПРИМОРСКОГО КРАЯ С ПОЗИЦИЙ СТРОИТЕЛЬНОГО МАТЕРИАЛОВЕДЕНИЯ

Р.С. Федюк, А.В. Мочалов, А.М. Тимохин, З.А. Муталибов

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

Современные политические реалии внесли существенные коррективы в особенности функционирования рынков практически всех товаров и услуг. Не обошло стороной введение санкций и рынок строительных материалов. Согласно [6], внешнеполитическая напряженность отразилась на поставках стройматериалов в нашу страну; сдвигаются сроки окончания строительства крупных объектов. Очевидно, что для независимости российской экономики от импорта строительной продукции, необходимо развивать и поддерживать собственное производство. Целью нашего исследования является оценка природных ресурсов Приморского края для целей строительного материаловедения.

Приморский край является юго-восточной окраиной нашей страны. Практически 80 % его территории занимает протянувшаяся с северо-востока на юго-запад горная система Сихотэ-Алинь. На равнины и низменности приходится лишь около 20 % площади края.

На территории Приморья к настоящему времени известны различные месторождения минерального сырья: Sn, W, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, B, флюорит, редкоземельные элементы, Ti, Bi, In, Fe, Mn, разнообразное строительное сырье, вермикулит, цеолиты, коллекционные, облицовочные и строительные камни, сырье для керамзита и каменного литья, перлиты, цементное сырье, фарфоровый камень, различные угли, торфовиваниты и ряд других [3-5] (рис. 1).

Основной металл, применяемый в строительстве, это, конечно же, железо. Высокие концентрации этого металла наблюдаются в ультраосновных, основных и средних интрузивных, а кроме того, в ряде метаморфических породах. Коэффициент концентрации Fe, представляющий собой отношение среднего содержания металла в промышленных рудах к его кларку, довольно низкий (порядка десяти).

В 2014 г. в Приморье было открыто крупное месторождение меди (на перспективной территории Соболиная). Запасы данного месторождения порядка 2 млн. т. Также геологоразведочные работы после довольно длительного простоя продолжаются в Красноармейском, Дальнереченском районах, Лесозаводском городском округе. Следует отметить, что промышленные месторождения меди в связи с самыми разными магматическими породами: ультраосновными щелочными, основными интрузивными, основными эффузивными, кислыми интрузивными и т.д.

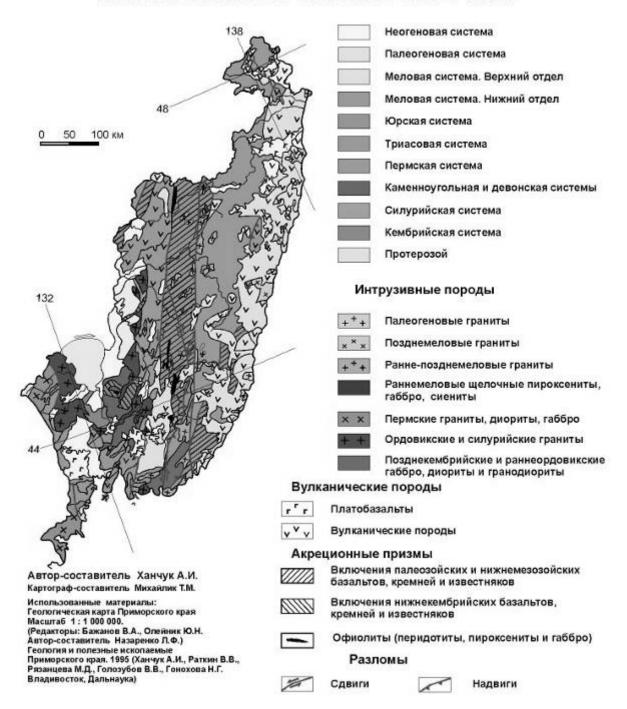
Практически любое крупное строительство невозможно без применения цемента. Крупнейшим на Дальнем Востоке предприятием строительной промышленности на протяжении многих лет остается Спасский завод по производству цемента (в настоящее время входит в холдинг «Востокцемент». Его проектная мощность 3,6 млн. т. в год была превзойдена еще в 1988 г. Сегодня он выпускает продукцию различных марок (цемент, щебень, бетон, асфальтобетон, минеральный порошок) и клинкер для родственных предприятий. Однако значительно меньшие по сравнению с 25-летней давности объемы строительства пока не позволяют вернуться к рекордным результатам. В пик строительства объектов для проведения саммита АТЭС в Приморье в 2011 г. производство цемента при росте к предыдущему году на 10,5% составило в крае 1 млн. 416 тыс. т.

Производство клинкера на «Спасскцементе» осуществляется из местного сырья – глин и известняков, добываемых в Спасском районе.

В Приморском крае имеются крупные месторождения гранита, который относится к классу одних из основных глубинных пород, применяющихся в строительном производстве. Граниты довольно хорошо подвергаются механической обработке — шлифуются, отесываются, полируются, что делает их идеальными облицовочными материалами. Однако, гранит применяется не только для облицовочных работ. Например, после его обра-

ботки остается отсев различных фракций, который можно применять при производстве бетона в качестве заполнителя.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ПРИМОРСКОГО КРАЯ



Также имеется ряд месторождений базальта, который используют как сырье для щебня, производства базальтового волокна (для производства теплозвукоизоляционных материалов), каменного литья и кислотоупорного порошка, а также в качестве наполнителя для бетона. Высокая твердость и хрупкость базальтов значительно усложняет их обработку, поэтому область применения в настоящее время ограничена дорожным мощением, использованием в качестве щебня и сырья для литья. В то же время, представляет интерес использование базальтовых волокон из местного сырья для армирования бетона. Мелкие базальтовые волокна (фибра) способны обеспечить лучшие эксплуатационные характеристики бетона, чем традиционная стальная арматура. Бетон, полученный с применением фибры, называется фибробетоном, и он с каждым годом завоевывает все новые

позиции в мировом и отечественном строительстве монолитных конструкций. Согласно [1], петрография, фазовый состав, макро- и микроструктура, технологические свойства позволяют использовать базальты приморских месторождений в качестве стеклокристаллических материалов и покрытий. Базальты Приморья характеризуются высоким коэффициентом кислотности и сниженными значениями пироксенового модуля. В.В. Андреевым [1]установлено, что для получения каменного литья с высокими характеристиками требуется подшихтовывать базальт основными оксидами и добавлять плавиковый шпат.

Базальтовые вулканические породы являются доминирующими в вулканических извержениях, в частности, на территории Ханкайского массива. Вообще, Дальний Восток является самым богатым на залежи базальта макрорегионом в нашей стране.

В Приморье имеются крупные залежи вулканогенных цеолитов в ареалах кайнозойского вулканизма богопольского и краскинского вулканического комплексов. Цеолиты представляют собой уникальную группу минералов, обладающих высокой активностью, что позволяет их применять в качестве добавки в цементное вяжущее. Кроме того, из вскрышных цеолитосодержащих пород возможно получать керамический кирпич с гостовскими характеристиками.

Помимо вулканических пород, довольно распространены в Приморском крае различные осадочные породы, образованные в результате разрушения и выветривания горных пород разного генезиса. Выветривание происходит за счет действия природных климатических факторов — воды, ветра, температурных колебаний. Вода, проникающая в поры, размывает горные породы, температурные изменения расширяют воду в порах, что способствует разрушению каменных пород. Ветер в свою очередь выдувает частицы горных пород. В результате выветривания образуются элементы различных фракций: куски наибольших размеров (так называемые глыбы), дресва, более мелкие (остроганные) частицы, щебень, а также песок.

В результате химического разрушения полевошпатовых пород образуется каолинит, который впоследствии дает различные глины. Глина является важнейшим материалом, применяющимся с давних времен в строительстве. Изготовление керамических материалов, а также цемента невозможно без глин. В частности, керамические материалы (например, кирпич) изготавливают из природных глин с различными смесями из органических и минеральных добавок. Выделяют 3 типа глин – огнеупорные (практически полностью каолинитовые с незначительным количеством примесей), тугоплавкие (с примесями кварца, полевого шпата, слюды, карбонатов кальция и магния), легкоплавкие (с примесями песка, известняка, окислов железа).

Породы органического генезиса образованы в результате жизнедеятельности и отмирания живых организмов, находящихся в морских и пресных водах. К органогенным современная наука относит разнообразные карбонатные и кремнистые породы. В строительстве используют известняки, известняки-ракушечники, мел, диатомиты и трепелы.

Известняки, иногда доломитизированные, и доломиты слагают в Приморье среди терригенных и терригенно-кремнистых пород линзы, прослои и горизонты мощностью до 100-150 м и совместно смяты в систему сжатых, иногда опрокинутых складок субширотного и северо-западного простирания. В зависимости от относительного содержания CaCO₃, известняки являются чистыми (не менее 98% CaCO₃) и мергелистыми (не менее 98% CaCO₃).

В Лаоелин-Гродековском террейне на юго-западе Приморского края развиты линзы верхнемпермских известняков - Бамбуровское и Барабашское месторожения. В Сихотэ-Алинской системе изветняками сложены олистолиты и оползневые пластины в юрской и раннемеловой олистостроме. Для них характерны рифовые фации карбон-пермского и позднетриасового возраста в Таухинском террейне и позднепермского - в Самаркинском (месторождения Больничное, Натальинское, Санькин Ключ, Фроловское, Кузнецовское, Николаевское, Новицкое, Высокий Утес и др.). В Спасском террейне они могут принимать участие в чешуйчато-надвиговых структурах и олистостромовых толщах. Здесь из-

вестны месторождения известняков Длинногорское, Малые Ключи, Спасское и Прохоровское, доломитов - Бук-Прохоровское, Липовецкое и Первомайское. Группа месторождений известняков в районе г. Спасск-Дальний является основой цементной промышленности края (о чем уже упоминалось выше) и используются для получения строительной извести, как строительные камни, а доломиты - как сырье для глазурей. Строительная воздушная известь получается в результате обжига до максимального выделения углекислоты кальциево-магниевых карбонатных пород, которые имеют содержание менее 6% глины. На свойства извести решающее влияние оказывают содержащиеся в исходных известняках примеси глины, углекислого магния, кварца и т.д.: ус увеличением количества глинистых и песчаных примесей, более тощей становится известь. Известь, которая свободна от посторонних примесей, быстро гасится и выделяет при этом большое количество тепла, а также способна дать высокопластичное тесто.

Наиболее распространенными в строительстве являются материалы из пород группы кварца. В земной коре наиболее часто встречается свободный кремнистый ангидрит или кремнезем SiO_2 В состав большинства минералов он входит в виде силикатов — соединений с основными окислами. Соответственно — кварц является наиболее распространенными в земной коре минералами. Кремнеземсодержащие материалы применяются, в частности, для производства вяжущего (и на его основе, бетонов и растворов).

Особое внимание хотим обратить на гидравлические вяжущие вещества, которые согласно [2] можно разделить на несколько видов:

- 1. Гидравлическая известь продукт умеренного обжига при температуре 900- 1100^{0} С мергелистых известняков, имеющих содержание 6-20% глинистых примесей. В результате обжига мергелистых известняков при разложении углекислого кальция, часть образующегося CaO соединяется в твердом состоянии с окислами SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, содержащимися в минералах глин, образуя силикаты 2CaO·SiO₂, алюмосиликаты CaO·Al₂O₃ и ферриты кальция 2CaO·Fe₂O₃, обладающие способностью твердеть как на воздухе, так и в воде.
- 2. Романцемент получается в результате тонкого диспергирования обожженных не до спекания чистых и доломитизированных мергелей, которые более чем на четверть включают в себя добавки глины. Исходным материалом для получения романцемента является мергель природная смесь углекислого кальция и глин.
- 3. Портландцемент достигается тонким диспергированием обожженной не до спекания сырьевой смеси известняка и глины, обеспечивающей преобладание в цементном клинкере силикатов кальция. Как уже упоминалось выше в Приморском крае располагается крупнейший на Дальнем Востоке цементный завод. Соответственно, в Спасском районе располагаются месторождения, способные обеспечить бесперебойную плановую работу завода на местном сырье.

Для получения цементов с лучшими характеристиками в них добавляют активные добавки как естественного, так и искусственного генезиса. К естественным относятся добавки вулканического (пеплы, туфы, трассы, витрофиры) и осадочного происхождения (диатомиты, трепелы, опоки, глиежи). К искусственным относятся доменные шлаки, зола уноса теплоэлектростанций и т.д.

Для производства строительных материалов представляет интерес изучение состава и генезиса золы-уноса теплоэлектростанций (ТЭС) Приморского края. Здесь следует отметить, что применение отходов ТЭС в строительстве имеет целый ряд положительных качеств: помимо улучшения свойств вяжущих веществ (а также бетонов и растворов на их основе), экологические вопросы являются здесь решающими. Утилизация отходов способствует освобождению огромных площадей золоотвалов.

Владивостокская ТЭЦ-2 осуществляет сжигание угля с применением современной ВИР-технологии, которая основана на новейших технических и технологических приёмах аэродинамики и после модернизации создаёт в топочной камере две зоны горения – вихревую низкотемпературную в нижней части топки и высокотемпературную в верхней,

обеспечивая интенсивное дожигание. Рассредоточенная подача воздуха и топлива, а также внутритопочное рециркуляционное движение являются мощными инструментами низкоэмиссионного горения с высокой тепловой эффективностью топки.

В качестве основного проектного топлива за ВТЭЦ-2 запроектирова бурый уголь Павловского разреза Чихезского месторождения (Приморский край). Павловский бурый уголь относится к марке «Б». Макроскопически плотный, темно-бурового цвета, по блеску преобладает матовый (реже полуматовый). Структура угля штриховато-полосчая и линзовидно-полосчая. В исходном растительном материале углей преобладают остатки стеблевой древесины, листовой паренхимы и коровые ткани. В составе углей преобладает витринит (80-99%). Бурые угли, добываются открытым способом. Основные характеристики угля: для первой очереди теплотворная способность - 2920 ккал/кг, влажность - 41%, зольность - 8,8%.

Артемовская ТЭЦ работает на каменном угле, в связи с чем возникает научный интерес в сравнении зол уноса Владивостокской ТЭЦ-2 и Артемовской ТЭЦ. Кроме того, для обеспечения выборки необходимо исследовать золы других теплоэлектростанций края: Приморской ГРЭС (п. Лучегорск) и Партизанской ГРЭС.

Таким образом, Приморский край обладает широким спектром полезных ископаемых, позволяющих производить практически любые строительные материалы, что в условиях растущего импортозамещения, является весьма существенным.

Литература

- 1. Андреев В.В.Стеклокристаллические покрытия на основе базальтов Приморского края. Дисс. ... канд. техн. наук. 2002.
- 2. Воробьев В.А., Комар А.Г. Строительные материалы. М. 1971. 496 с.
- 3. Кононец С.Н., Валитов М.Г., Изосов Л.А. Вознесенская гранит-риолитовая формация Приморья: проблемы геологии и металлогении // Региональные проблемы. 2008. № 10. С. 55-63.
- 4. Москаленко Е.Ю., Крук Н.Н., Валуй Г.А. Новые данные по геологии и геохимии гранитоидов Успенского массива (южное Приморье) // Тихоокеанская геология. − 2011. Т. 30. -№ 5. С. 80-92.
- 5. Попов В.К., Максимов С.О., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Базальтоиды и карбонатитовые туфы Амбинского вулкана (юго-западное Приморье): геология и генезис // Тихоокеанская геология. 2007. № 4. С. 75-97.
- 6. Стройка спасается от санкций [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.gazeta.ru/realty/2014/08/12_a_6170737.shtml

ФОРНАСИТ И ВОКЕЛЕНИТ ИЗ ПЕРВОМАЙСКО-ЗВЕРЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Д.А. Ханин, Н.Н Кошлякова

Московский государственный университет им М.В. Ломоносова, Москва

К зоне окисления Первомайско-Зверевского золоторудного месторождения, которое расположено близ поселка Первомайский Верхне-Пышминского городского округа Свердловской области на Среднем Урале, приурочено проявление хроматной минерализации. Месторождение представлено серией кварцевых жил в эндо-экзоконтактовой зоне березитизированных гранитоидов Верхисетского комплекса, прорывающих ультрабазиты Первомайского массива. Длина жил по простиранию достигает 120 м, мощность колеблется от 2 см до 0.7 м, падение крутое. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом, золотом, галенитом, шеелитом и блеклой рудой. Ранее на месторождении из хроматов, как сообщают А.И. Александров и В.И. Кайнов [1] со ссылкой на находку Н.В. Бутырина и Е.Н. Монаховой в 1932 году, был известен только крокоит.

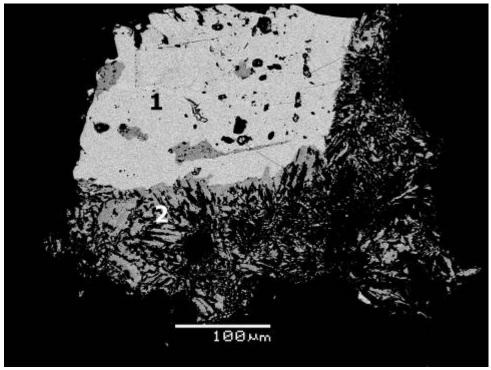


Рис 1 Фрагмент корки форнасита (2), нарастающей на крокоит (1). Первомайско-Зверевское месторождение. РЭМ-фото в отраженных электронах.

Авторами при изучении образцов из Первомайско-Зверевского месторождения встречены тонкозернистые корки, которые преимущественно развиваются на выветрелом березите, заполняя в нем каверны, реже на жильном кварце. Мощность корок не превышает 2 мм, а площадь достигает первых десятков см². Цвет их варьирует от тёмно-зелёного до черного, при раздавливании они приобретают жёлто-зелёный цвет. Совместно с этими корками обычно наблюдается крокоит в виде небольших кристаллов (рис. 1), а также черные гидроксиды железа. Корки неоднородны. Сложены они радиально-лучи- $Pb_2Cu(CrO_4)(PO_4)(OH)$ агрегатами вокеленита или форнасита стыми $Pb_2Cu[CrO_4][AsO_4](OH)$ (рис. 2). Размер кристаллов обоих минералов обычно не превышает 0.1 мм по удлинению. Также в небольших кавернах наблюдаются небольшие, до нескольких миллиметров в поперечнике друзы, сложенные кристаллами вокеленита или форнасита. Ассоциации форнасита с вокеленитом нами встречено не было: они обнаружены в разных образцах. Изучение химического состава минералов проводилось

Таблица. Химический состав форнасита (1-3) и мышьяксодержащего вокеленита (4-6) из Первомайско-Зверевского месторождения.

	1	2	3	4	5	6				
Mac. %										
CaO	0.03	=	0.01	-	-	0.02				
CuO	8.73	9.82	9.70	10.55	10.74	11.30				
ZnO	0.08	0.09	-	0.07	-	-				
PbO	60.98	61.18	59.33	62.46	62.74	63.21				
Al_2O_3	0.14	0.02	0.15	0.13	0.13	0.09				
Fe ₂ O ₃	0.10	0.07	0.23	0.05	1	0.05				
P_2O_5	0.10	0.14	0.23	5.39	6.09	7.07				
As_2O_5	14.87	14.44	13.90	6.01	5.22	4.54				
Sb ₂ O ₅	-	0.10	0.06	0.11	-	-				
V_2O_5	-	0.00	0.05	0.14	0.02	-				
CrO ₃	12.64	13.45	13.12	13.12	14.07	14.02				
Сумма	97.67	99.31	96.78	98.03	99.01	100.30				
Ко	эффициенть	і формул, ра	ссчитанные	на $\sum T$ (P+As	s+V+Cr)=2					
Cu	0.85	0.94	0.95	1.02	0.99	1.02				
Zn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00				
Pb	2.12	2.09	2.08	2.14	2.07	2.03				
Al	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01				
Fe	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00				
P	0.01	0.02	0.03	0.58	0.63	0.71				
As	1.01	0.96	0.95	0.40	0.33	0.28				
Sb	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00				
V	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00				
Cr	0.98	1.03	1.03	1.01	1.03	1.00				
О	8.03	8.19	8.26	8.49	8.16	8.08				
ОН	0.97	0.81	0.74	0.51	0.84	0.92				

Примечание. Прочерк означает, что содержание компонента ниже предела обнаружения.

электронно-зондовым методом на микроанализаторе Camebax SX 50 (кафедра минералогии Геологического факультета МГУ) при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока зонда 30 нА. Установлен практически непрерывный ряд составов между вокеленитом, представленным мышьяксодержащей разновидностью, и форнаситом. Содержание As_2O_5 в минералах этого ряда колеблется от 3.8 до 14.9 мас.%, что соответствует диапазону от 0.25 до 1.01 атома на формулу (а.ф.) As, а P_2O_5 – от 0.0 до 7.1 мас.% (от 0.00 до 0.71 а.ф. Р). Содержание CuO варьирует от 8.1 до 11.3 мас.% (от 0.89 до 1.06 а.ф. Cu). Также в этих минералах установлены примеси ZnO до 0.6 мас.% (до 0.06 а.ф. Zn) и V_2O_5 до 0.14 мас.% (до 0.01 а.ф. V). Химический состав форнасита и мышьяксодержащего вокеленита приведен в таблице.

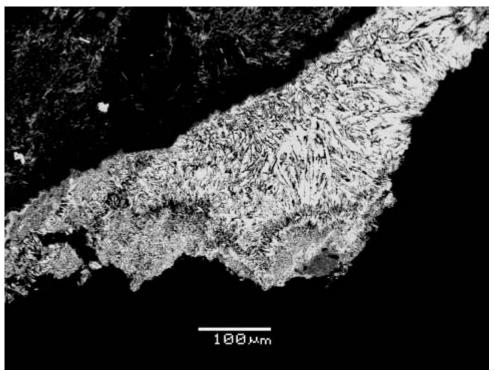


Рис 2 Фрагмент корки форнасита, нарастающей на березит. Первомайско-Зверевское месторождение. РЭМ-фото в отраженных электронах.

Авторы выражают благодарность И.В. Пекову за обсуждение полученных данных и Л.А. Паутову за помощь в работе. Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант 14-05-00276-а.

Литература

1. Александров А.И., Кайнов В.И. Крокоит из Первомайско-Зверевского месторождения на Среднем Урале // Минералогия и петрография Урала. Тр. Свердловск. горн. ин-та. 1975. Вып. 106. С. 152-155.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГАЛОГЕНОВ И СЕРЫ В АПАТИТАХ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА (НОВЫЕ ДАННЫЕ), КАК ПРИЗНАК РАННЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИИ (ЖИДКОСТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ) РУДООБРАЗУЮЩИХ ХЛОРИДНО-СУЛЬФАТНЫХ ФЛЮИДОВ

В.В. Холоднов¹, А.М. Косарев², Е.В. Коновалова¹, Е.С. Шагалов¹ I ИГГ УрО РАН, Екатеринбург 2 ИГ УНЦ РАН, Уфа

Для порфирового рудообразования характерно гетерофазное состояние рудообразующего флюида. Это устанавливается по данным изучения флюидных включений Си-Мо-порфировых месторождений, связанных как с гранитоидами, так и с щелочными массивами (Боровиков и др., 2015). Рудообразующие флюиды Си-Мо-порфировых месторождений характеризуются при этом следующими типоморфными особенностями: высоким редокс-потенциалом, отвечающим значениям сульфид-сульфатного равновесия, высокой температурой в диапазоне 700 - 300 0 С, а флюидное давление достигает 200 МПа. Для месторождений, связанных с гранитоидами, состав водно-солевых фракций флюидов характеризуется преобладанием хлоридов над сульфатами, тогда как для месторождений, связанных с щелочными массивами, характерно уже преобладание сульфатов. Для хлоридных флюидных систем гранитной группы, агрегатное состояние флюидов отвечает равновесию высококонцентрированный водно-солевой раствор - газообразная фаза. В составе последней преобладает углекислота, азот и Н₂S (+-). Для существенно сульфатных флюидов месторождений щелочной группы, при сверхкритических параметрах водно-солевой системы кроме равновесия жидкость-газ, вероятна реализация (Валяшко, 2009; Валяшко, Урусова, 2010) жидкостной несмесимости: сильно концентрированный сульфатный раствор – менее концентрированный хлоридный раствор с примесью сульфатов. Для водносолевых фракций флюидов порфировых рудно-магматических систем (РМС) характерны, в целом, высокие концентрации солей, которые достигают 30-60 мас. % в хлоридных флюидах и до 70 мас. % и более в сульфатных флюидах. Общая концентрация главных рудообразующих металлов (Си, Fe, Мо) в высококонцентрированных водно-солевых флюидах высока и может превышать первые проценты. Повышенные концентрации Au, As, Sb, Ві свойственные рудам эпитермальных Аи-Си и Аи-Ад месторождений обнаруживаются, как правило, и в составе газовой фракции. Содержание Au достигает здесь 11 г/т, As 220 г/т, Sb100 г/т, Bi 40 г/т. Эти физико-химические параметры гетерофазных рудообразующих флюидов медно-молибден-порфировых месторождений подтверждены и экспериментальными исследованиями (Боровиков и др., 2015).

Ранее, впервые для Урала, по данным изучения состава апатитов и других гидро-ксилсодержащих минералов (амфибола и биотита) в магматических породах Си-порфировых и Си-Мо-порфировых месторождений (Бушляков, Холоднов, 1986; Холоднов, Бушляков, 2002), была установлена хлоридная специализация формирующих их РМС, при наличии в составе магматогенных апатитов и переменных концентраций сульфатной серы. В связи с этим необходимо заметить, что апатит является одним из немногих магматических минералов–концентраторов серы, что обусловлено изоморфизмом между анионом $(PO_4)^{-3}$ и компенсирующей его заряд группой анионов $(SO_4)^{-2}$, $(SiO_4)^{-4}$, по гетеровалентной схеме изоморфизма $S^{6+} + Si^{4+} = 2P^{5+}$ (Васильева, 1968; Peng et al, 1997 и др.], отвечающей ряду апатит-эллестадит или по схеме $S^{6+} + Na^+ = P^{5+} + Ca^{2+}$ (Liu, Comodi, 1993). При этом было установлено, что наиболее высокие содержания сульфатной серы в апатитах, как и фтора, характерны для Си-Мо-порфировых РМС повышенной калиевой щелочности. Позднее, на более представительном материале к близкому выводу пришли А.И. Грабежев и Л.К. Воронина (Грабежев, Воронина, 2012). В апатитах рудоносных гранитоидов медно-порфиро-

вых месторождений Америки сера также довольно постоянная изоморфная примесь, количество которой составляет 0.04–0.06, реже 0.11–0.17 мас. % [Banks, 1983].

Был сделан также вывод (Холоднов, Бушляков, 2002), что состав апатита по соотношению хлор-фтор-сера для таких месторождений вполне типоморфен и может быть использован для типизации и картирования потенциально продуктивных на данный тип оруденения массивов магматических гранитоидных пород, определения их формационной принадлежности. Гранитоиды специализированные на Аи-Мо-Си- порфировое оруденение практически всегда, за редким исключением, выделяются повышенными содержаниями хлора до 0.5-1.0 мас. % и часто повышенным содержанием сульфатной серы. По этим показателям этот тип потенциально-продуктивных серий можно уверенно диагностировать при картировании от гранитоидных серий близкого петрографического состава (также солержащих диориты, гранодиориты, граносиениты и другие более кислые породы), например от серий ГТГГ типа специализированных уже на Au-кварцевое оруденение жильного типа. Здесь апатиты хлор не содержат. При этом, в поздних продуктивных членах таких серий в апатитах наблюдаются более высокие (Коновалова и др., 2013), чем в апатитах медно-порфировых месторождений, начальные содержания сульфатной серы (до 1,0 мас.%). Серии габбро-гранитного типа, развитые в зонах надсубдукционного рифтогенеза, и сопровождающиеся крупным скарново-магнетитовым оруденением, в апатитах серу не содержат вообще, в то же время они максимально хлороносны. В апатитах габбродиоритов и диоритов содержания хлора возрастают до 2,5 мас.%, при этом установлена корреляция масштабов скарново-магнетитового оруденения с количеством хлора в апатитах ранних фаз (в габброидах и диоритах) таких серий.

В последнее время получены новые данные о распределении галогенов и серы в апатитах ряда других Си-порфировых и Си-Мо-порфировых месторождений и рудопроявлений Южного Урала (образцы А.М. Косарева), которые своим составом отражают и признаки раннего проявления гетерогенизации (жидкостной несмесимости) высокотемпературных (сверхкритических) хлоридно-сульфатных флюидов. Исследования выполнены на японском микроанализаторе ЈХА-5, аналитик Л.К.Воронина. Поиск апатита в полированных шлифах производился по интенсивности звукового сигнала от рентгеноспектрального излучения атомов фосфора, одновременно с которым анализировались еще два летучих элемента (хлор и фтор или хлор и сера). Исследованы габбро-диорит Вознесенского месторождения (проба 4-11/1), диорит Еленовскго рудопроявления (проба 13-11/4) и диорит Кутуевского рудопроявления (проба 38-11). Результаты анализов отражены на рис. 1. Характеристика данных объектов исследования дана в уже опубликованных работах (Косарев и др., 2014 и др.).

Полученные данные (рис. 1) свидетельствуют, что на всех рис. в распределении СІ и F в апатитах четко прорисовывается единый для всех трех проб общий (или главный) тренд - с прямой корреляцией между содержаниями галогенов. Особенно это характерно для наиболее богатых С1 (0,40-0,80 мас.%) апатитов габбро-диорита Вознесенского месторождения (проба 4-11/1, самый верхний рис.). Здесь этот тренд отражает последовательность кристаллизации: от апатита с более низкими содержаниями хлора и фтора к апатиту с более высокими содержаниями галогенов, при выдержанном С1/F отношении – около 0,30 (тренд прямых связей). Он (тренд) характеризует не только вектор кристаллизации всех исследованных генераций апатита, но и отражает последовательное накопление галогенов (хлора и фтора) в составе первичного магматогенного флюида. При этом, исходя из характера соотношений хлора и фтора в апатитах этой пробы можно сделать и другой вывод о том, что кристаллизация апатита здесь происходила в относительно равновесных физико-химических условиях, что более характерно для закрытой для летучих (на этом этапе ее эволюции) магматической камере. Это обычно сопровождается накоплением галогенов в межзерновом сверхкритическом флюиде, без выноса хлора с субсолидусными газовыми эманациями.

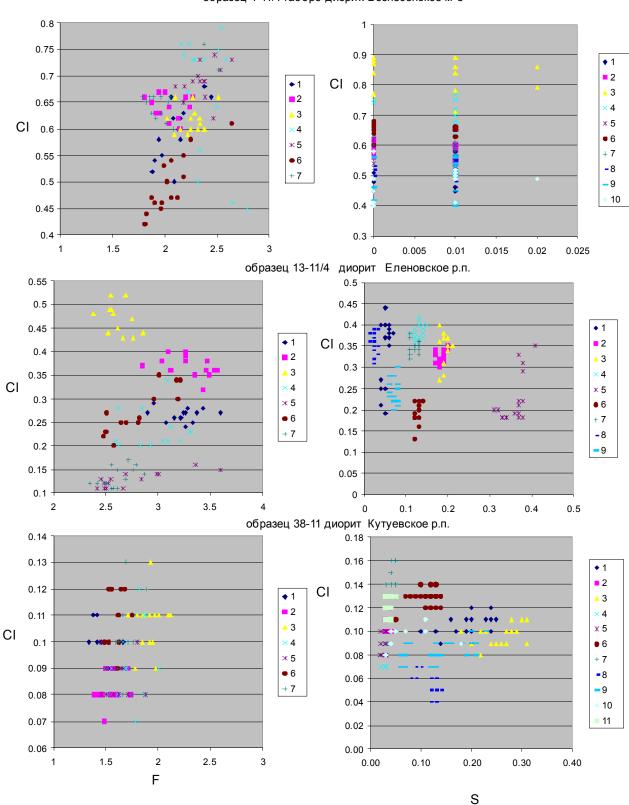
Подобная апатитам габбро-диоритов Вознесенского массива прямо пропорциональная связь между содержаниями хлора и фтора в апатитах характерна и для других ранее исследованных магматических пород повышенной основности медно-порфировых месторождений Урала (Холоднов, Бушляков, 2002, 2003). Такой тип соотношений характеризует диоритовые порфириты Тарутинского скарново-медно-порфирового месторождения Новониколаевско-Тарутинской рудоносной зоны в восточной части Южного Урала, но при существенно более высоком Cl/F отношении равном 0,90. Для Караксакского месторождения Магнитогорской зоны данный тип распределения галогенов проявляется при СІ/Г отношении около 0,30. В габбро-диоритах Михеевского месторождения подобный тренд имеет место при Cl/F отношении равном 0,20. Здесь, затем проявляется этап с накоплением Cl в расплавах более кремнекислого состава, соответствующих породам на уровне кварцевый диорит-гранодиорит. На Верхнеуральском месторождении от монцогаббро, с близкими к габбро-диориту Вознесенского месторождения, содержаниями галогенов в апатитах (Cl 0,4-0,7 и F 1,6-3,0 % и Cl/F отношением 0,30) к более кремнекислым породам - сиенитам и рудоносным гранодиорит-порфирам происходит существенный рост в апатитах содержаний хлора до 1,0 мас. % на фоне спада содержаний фтора до 1,5-1,0 мас.%, с ростом СІ/F отношения до 0,70. В дальнейшем при кристаллизации флюидонасыщенного рудоносного гранодиоритового расплава в самых поздних апатитах концентрации хлора существенно снижались, с появлением обратно пропорционального тренда между содержаниями Cl и F, указывая на вынос из расплава части хлора в виде газовых эманаций.

Сера. Апатиты данной пробы сульфатную серу, изоморфную с фосфором в его структуре, практически не содержат. Это может быть связано с режимом кислорода (Peng et.al., 1997), его низким потенциалом, что определяет преобладание во флюиде и расплаве габбро-диорита менее окисленных ее форм (H₂S и др.), которые структурой апатита не фиксируются. Вместе с тем, по данным А.И.Грабежева и др. (Грабежев, Воронина, 2012), апатиты в плагиогранитах этого месторождения сульфатную серу содержат, хотя и в небольших концентрациях до 0,04-0,06 мас.%. Такая особенность в распределении серы важна в том отношении, что на этом месторождении прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация развита в северо-восточном эндоконтакте массива и приурочена в основном к дайкам плагиогранит-порфиров, прорывающих диориты.

В диорите Еленовского рудопроявления (проба 13-11/4) апатит тесно ассоциирует с рудными минералами. Апатит здесь отличается, в целом, более низкими содержаниями хлора 0,10-0,50 мас.%, при более высоких содержаниях фтора 2,5-3,5 мас.%. Состав апатитов характеризует и широкий спектр в соотношениях хлора и фтора. Наряду с прямо пропорциональным трендом в распределении галогенов (центральное поле составов с содержаниями С1 0,20-0,40 мас.%) здесь выделяются апатиты, как с более высокими содержаниями С1 (0,40-0,50 мас.%) при пониженном фторе, так и апатиты с низким содержанием С1 (0,10-0,15 мас.%), на фоне значительных вариаций фтора (2,5-3,5 мас.%.). Эти разные популяции апатита отличаются и СІ/F отношением, в центральном поле это отношение около 0,10, у апатитов обогащенных хлором оно возрастает до 0,20, у апатитов бедных хлором около 0,05.

Апатиты (точки анализов № 3 и 2) с самыми высокими содержаниями С1 0,35-0,52 мас.% выделяются обратно пропорциональной связью между содержаниями хлора и фтора. Эта популяция апатитов характеризует, как максимальный уровень накопления С1 в расплаве и сверхкритическом флюиде (0,52 мас.% в апатите), так и последующий процесс кристаллизации, который происходил на этом этапе при возможной разгерметизации (спад давления и температуры) магматической камеры, с выносом части хлора из кристаллизующегося (при нарастании активности фтора) диоритового расплава. Вторая центральная популяция апатитов (точки анализов № 1, 6, 4 и 2) формировалась в условиях, когда магматическая система, по-видимому, была закрытой, что и характеризует накопление галогенов в апатитах при постоянном С1/F отношении близким 0,10. Прямо пропор-

циональный тренд соотношений Cl и F на этом этапе кристаллизации апатитов близок к тому, что характеризует кристаллизацию габбро-диорита



образец 4-11/1 габбро-диорит. Вознесенское м-е

Рис. 1. Новые данные о распределении содержаний Cl, F и S в апатитах ряда Cu-порфировых месторождений и рудопроявлений Южного Урала (образцы А.М. Косарева). Обозначения от 1 до 11 –номера измеренных зерен (кристаллов) апатита.

Вознесенского месторождения. Третью группу (популяцию) апатитов составляют зерна № 5 и 7. Этот апатит беден хлором 0,10-0,15 мас.%, но также имеет прямо пропорциональный тренд в распределении галогенов, с Cl/F отношенем около 0,05. Возможно, это самый поздний (низкотемпературный) парагенезис зерен апатита, который также кристаллизовался в условиях, когда магматическая система стала вновь герметически закрытой. По-видимому, этот этап от предшествующего также разделяла разгерметизация камеры с потерей не только хлора, но и фтора. В целом, по составу всех апатитов можно оценить общую потерю хлора в процессе кристаллизации данной породы, связанную с несколькими этапами разгерметизации магматической камеры — от 0,57 мас.% (зерно №3) до 0,10 мас.% (зерна № 5 и 7).

Сера. Резко неравновесную физико-химическую обстановку характеризует и распределение сульфатной серы в апатитах. Наиболее окисленная сера замещает фосфор в структуре апатита, поэтому между содержанием фосфора и количеством сульфатной серы здесь наблюдается обратно пропорциональная зависимость. Содержание серы в апатита этой пробы меняется в широком диапазоне от 0,01-0,02 до 0,41 мас.%. В целом, как свидетельствует данные рис.1 содержание сульфатной S в апатитах этой пробы обнаруживает ряд четко выраженных дискретных уровней на фоне одних и тех же содержаний хлора. Эти уровни содержаний S в популяциях апатита (близких по содержаниям хлора) следующие: около 0,05 мас.% S, 0,12-0,15 мас.%, 0,20 мас.% и 0,30-0,40 мас.% S. При этом общий рост содержаний S в апатита происходит параллельно с ростом содержаний фтора (апатиты центральной популяции по содержаниям хлора). По величине отношений Cl/S эти дискретные популяции апатита различаются следующим образом. Одна часть из них выделяется высокими значениями этого отношения, так зерно апатита № 8 имеет C1 : S = 20:1, № 1 - 6:1, в других зернах № 9, 7, 4 отношение снижается до 3:1, а в зернах №2,3и 6 до (1-2):1 и одно из зерен №5 уже характеризуется заметным преобладанием S над хлором.

Такая гетерогенизация состава апатитов по соотношениям хлора и S в данной пробе вполне может рассматриваться как признак раннего проявления жидкостной несмесимости в составах сверхкритических (субликвидусных) хлоридно-сульфатных флюидов, с образованием фракций флюида богатой хлором, но бедных фтором и сульфатной серой и фракций обогащенной сульфатной серой и фтором, при более низком содержании хлора. Это особенно заметно, когда кристаллизация расплава происходит в условиях резко неравновесной физико-химической обстановки, что и характерно для диорита Еленовского рудопроявления.

Гетерогенизация (жидкостная несмесимость) таких хлоридно-сульфатных флюидов проявляется на фоне фракционно- кристаллизационной дифференциации расплава, когда соотношения галогенов в апатитах связаны между собой, а иногда и с S в одних случаях прямо пропорциональной, а в других - обратно пропорциональной зависимостями. Те и другие, в свою очередь, характеризуют условия кристаллизации в герметически закрытых для летучих камерах или в процессе их разгерметизации, падения температуры, внешнего и флюидного давления, с выносом летучих, в частности хлора, за пределы магматических камер. Кратковременные этапы равновесной кристаллизации (прямо пропорциональные тренды в распределении галогенов) чередуются с резко неравновесными условиями, которые усиливают гетерогенизацию флюидов и вынос летучих за пределы интрузий. Существует понятие мозаичного равновесия, предложенного Д.С.Коржинским (1961), которое может устанавливаться в неравновесной, в целом, системе на достаточно малых участках. Особенно, это характерно для малоглубинных систем, здесь отклонения от равновесия могут быть очень резкими, процессы минералообразования будут протекать на фоне быстрого изменения физико-химической обстановки (Рафальский, 1993). В данном случае подобное мозаичное равновесие может характеризовать наличие трендов равновесной кристаллизации кристаллов апатита с проявлением гетерогенизации (жидкостной несмесимости) сверхкритических хлоридно-сульфатных флюидов, что наиболее интенсивно

проявляется в условиях малоглубинных резко неравновесных физико-химических систем. Это и фиксирует такой широкий спектр концентраций хлора и серы в отдельных зернах апатита Еленовского рудопроявления. Особенно заметно это в распределении серы, которая относительно хлора распределяется в расплаве и флюиде более дискретно, с концентрацией ее в каких-то обособленных участках (фракциях), возможно, либо в виде эмульсии сульфатных капель (или возможно даже капель кислоты H_2SO_4) неравномерно распределенных в хлороносном флюиде, либо в виде флюидно-минеральных сегрегаций, типа совместных сегрегаций апатита и ангидрита (Авдонина, Прибавкин, 2013 и др.). Присутствие ангидрита отражает высокие концентрации серы в расплаве и равновесие фаз сульфат-сульфид, зависящее от фугитивности кислорода. На удалении от таких ангидритапатитовых образований может кристаллизоваться апатит уже бедный сульфатной серой, несмотря на то, что в самом расплаве и флюиде содержание других менее окисленных форм серы может быть исключительно высоким, определяя массовую кристаллизацию разнообразных сульфидных минералов и, в целом, формирование всего медно-порфирового месторождения.

Неравновесное распределение S относительное содержаний Cl и F имеют и апатиты диорита Кутуевского рудопроявления (проба 38-11, рис. 1). Апатиты этой пробы бедны хлором -0,07-0,13 мас.% и фтором 1,4-2,1 мас.%. Cl/F отношение очень низкое-0,05, со слабо проявленным прямо пропорциональным трендом между содержаниями Cl и F. Сера по содержаниям в отдельных зернах здесь заметно преобладает над хлором. В целом, наблюдается широкий диапазон ее концентраций от 0,04 мас.% до 0,30 мас.%. Отношение Cl/S меняется от 3:1 до 0,5:1 и менее. Максимум в содержаниях S отвечает апатитам с содержанием Cl около 0,10 мас.%, эти апатиты имеют относительно повышенное содержание F. По-видимому, эта особенность в распределении серы в апатитах здесь также может быть признаком раннего проявления гетерогенизации (жидкостной несмесимости) сверхкритического хлоридно-сульфатного флюида, с фракционированием более богатых сульфатной серой и фтором частей флюида от менее сульфатоносных более богатых хлором.

В целом, в диорите Кутуевского рудопроявления, как и в диорите Еленовского, более высокое содержание сульфатной серы в апатитах, чем в габбро-диорите Вознесенского месторождения, характеризует более высокую степень окисления серы в расплаве и сверхкритическом флюиде этих двух рудопроявлений, что и приводит к более значительному, чем в случае Вознесенского месторождения, изоморфизму между сульфатной серой и фосфором в структуре апатита. В данном случае апатиты Еленовского и Кутуевского рудопроявлений по уровню концентраций сульфатной серы в апатитах вполне сопоставимы с апатитами Верхнеуральского и Талицкого Си-Мо-порфировых месторождений. Ранее в работах (Холоднов, Бушляков, 2002 и Грабежев, Воронина, 2012) был сделан вывод, что содержание серы в апатитах медно-порфировых месторождений возрастает с ростом щелочности продуктивных пород. Кроме того, низкое содержание хлора в апатитах (около 0,10 мас.%) Кутуевского рудопроявления, при сравнительно высоком содержании в них серы, характеризует положительные перспективы этого рудопроявления на обнаружение здесь и жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения. В апатитах ГТГГ – серий продуктивных на данный тип оруденения содержание хлора не превышает 0,10 мас.%, тогда как содержание SO₃ достигает 1,0 мас.% (Коновалова и др., 2013).

Заключение. Приведенные выше новые данные по соотношениям галогенов и серы в апатитах ряда медно-порфировых рудоносных объектов Южного Урала вновь подтверждают наши более ранние выводы (Бушляков, Холоднов, 1986; Холоднов, Бушляков, 2002 и др.) о том, что апатиты в магматических породах, специализированных на меднопорфировое оруденение, практически всегда содержат повышенные концентации хлора. Как правило, диапазон концентраций хлора в апатитах магматических пород таких месторождений составляет 0,20-1,0 мас.%.

Наличие повышенных содержаний хлора в составе апатита, а также и в составах (до 0,2-0,3 мас.%) других гидроксилсодержащих минералов (амфиболе и биотите) имеет важное металлогеническое значение для выделения потенциально-продуктивных комплексов и понимания сути процессов рудоотложения, а также при характеристике состава рудообразующего флюида. Хлор является для данных месторождений главным переносчиком и концентратором Fe и Cu -главных хлорофильных рудоформирующих (в виде разнообразных сульфидов и магнетита) элементов этих месторождений. Вместе с тем, уровень содержаний хлора в апатитах, в отличие от скарново-магнетитовых РМС, не увязывается со степенью рудоносности медно-порфировых РМС (Грабежев и др., 2011). Повидимому, основная причина отсутствия прямой корреляции между содержанием хлора в апатите и рудоносностью порфировых гранитоидов, скорее всего определяется тем, что хлор не является основным (единственным) кислотным компонентом медьсодержащих комплексных соединений при порфировом рудогенезе. Здесь важную роль в рудогенезе играет и сера, ее различные гидросульфидные, сероводородные и сульфатные соединения, что и определяло одновременную миграцию в составе рудообразующих флюидов, как сульфурофильных элементов, так и хлорофильных (Маракушев, 1979). Как было показано выше, наряду с хлором апатиты медно-порфировых месторождений содержат в переменном количестве и сульфатную серу. Ее концентрации в апатитах конкретных месторождений определяются фугитивностью кислорода. В тех случаях, когда она высока, относительно значительное количество сульфатной серы будет находиться в составе апатита, в менее окислительных условиях содержание сульфатной серы в апатитах может быть равным нулю. Состав магматогенных флюидов был в этом случае гидросульфидно-сероводородный с незначительным количеством сульфатной серы, которая только и может входить в структуру апатита, изоморфно замещая здесь комплексы $(PO_4)^{-3}$. Примеры таких месторождений (Гумешевское, Тарутинское мест. и др.) на Урале охарактеризованы в работах А.И.Грабежева и его соавторов (Грабежев, Воронина, 2012).

Вместе с тем, практически постоянное присутствие сульфатной серы в составе акцессорных апатитов магматических пород медно-порфировых месторождений является важным признаком магматического источника серы, и в целом одним из доказательств магматической природы хлор-сульфид-сульфатных рудообразующих флюидов этих месторождений. Кроме того, наличие одновременно повышенных концентраций хлора и серы в составе апатитов медно-порфировых месторождений свидетельствует, что состав рудообразующих флюидов здесь был комплесный хлоридно-гидросульфид-сульфатный, поэтому одновременно в рудообразовании участвовали не только значительные массы меди и таких сульфурофильных элементов как золото, но и железа – у которого сродство к хлору наиболее высокое (Маракушев, 1979).

Экспериментально исследованное (Боровиков и др., 2015) поведение рудных элементов в гетерофазных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных окисленных магматических флюидах при изменении давления, позволяет более детально обсудить возможные условия генерации рудообразующих флюидов на различных уровнях формирования Си-Мо- порфировых РМС. Установлено, что снижение давления приводит к перераспределению рудных элементов Си, Мо, Fe, W, а также Zn, Ag, Sn, Sb в пользу хлоридной фазы, относительно карбонатно-сульфатной фазы при гетерогенизации флюида. Этот процесс может рассматриваться - как возможная модель генерации хлоридных рудообразующих флюидов на Сu-Мо порфировых магматогенных месторождениях. Флюиды этих месторождений характеризуются окисленным состоянием, а также являются поставщиком рудообразующих элементов при образовании эпитермальной Au-Cu и Au-Ag минерализации, сопряженной с магматогенным порфировым оруденением. Порфировая магматогенная РМС одновременно генерирует флюиды, характеризующиеся различной металлогенической специализацией, при участии которых формируются магматогенные медно- порфировые и ассоциирующие с ними золоторудные эпитермальные месторождения.

Установлено, что в высокотемпературных (700⁰ C) окисленных гетерофазных хлоридных водно-солевых флюидах в интервале давлений 117-109 МПа происходит интенсивное фракционирование рудных металлов между водно-солевой и газовой фазами. Водно-солевая фаза хлоридной гетерофазной флюидной системы при 700 С обладает самыми высокими содержаниями рудообразующих элементов при давлении близком к критическому. Понижение давления приводит к радикальному перераспределении Аs, Sb, Bi, Te, Au в пользу газообразной фазы, в частности коэффициенты распределения (С в растворе/С в газообразной фазе) меняется для Au от 3200 до 0,33. Это приводит к существенному обогащению газообразной фазы этими элементами. Сделан вывод, что при резком спаде давления на субвулканическом уровне возможна генерация газообразных металлоносных флюидов содержащих повышенные концентрации As, Sb, Bi, Te и Au. Такие флюиды впоследствии принимают участие в формировании эпитермальной золоторудной минерализации на периферии Cu-Mo порфировых PMC.

Такое поведение рудных элементов в зависимости от давления может служить объяснением разных соотношений между концентрациями металлов в многофазных и газовых флюидных включениях установленных на медно-порфировых месторождениях разного глубинного уровня. На менее глубинных месторождениях концентрации меди и золота в газовых включениях больше на 1-2 порядка, чем в водно-солевых. На более глубинных в водно-солевых включениях концентрации Fe, Cu, Zn, Rb, Cs, Sb, Bi уже на 1-2 порядка выше, чем в сосущестующих с ними газовых. Таким образом, результаты этих экспериментов хорошо согласуются с закономерностями поведения рудных элементов и летучих элементов-минерализаторов в природных медно-порфировых РМС.

Работа выполнена при частичном финансировании из гранта РФФИ 15-05-00576 и проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

Литература

- 1. Авдонина И.С., Прибавкин С.В. Магматический ангидрит и апатит в эпидотсодержащих порфирах Среднего Урала // Литосфера, 2013. № 4. С. 62-72.
- 2. Боровиков А.А.,.Бульбак Т.А, Борисенко А.С., Рагозин А.Л., Палесский С.В. Поведение рудных элементов в окисленных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных гетерофазных флюидах Си-Мо(Au) —порфировых месторождений (по экспериментальным данным) // Геология и геофизика, 2015. т. 56, № 3. С. 557-570.
- 3. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука. 1986. 190 с.
- 4. Валяшко В.М. Гидротермальные равновесия, явления расслаивания и гетерогенизации сверхкритических флюидов // Современные проблемы общей и неорганической химии: сборник трудов 2-ой межд конф, Москва, 19-21 мая 2009. Изд-во ИОНХ РАН, 2009. С. 491-500.
- 5. Валяшко В.М., Урусова М.А. Гетерогенизация сверхкритических флюидов и нонвариантные критические равновесия в тройных смесях с одним летучим (на примере водно-солевых систем) // Сверхкритические флюиды: теория и практика,2010, № 2.С. 28-44.
- 6. Васильева З.В. Минералогические особенности и химический состав апатита // Апатиты. М.1968.С. 31-59.
- 7. Грабежев А.И., Воронина Л.К., Чащухина В. А. Фтор и хлор в апатитах медно-скарновых и скарново-медно-порфировых месторождений // Ежегодник-2010. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158. 2011. С. 91-94.
- 8. Грабежев А. И., Смирнов В. Н., Воронина Л. К., Гмыра, В. Г. Галогены в апатитах рудно-магматических медно-порфировых систем Среднего Урала // Ежегодник-2010. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158. 2011. С. 95-99.

- 9. Грабежев А.И., Воронина Л.К. Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 159. 2012. С. 68-70.
- 10. Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения// Литосфера № 6, Екатеринбург, 2013.С. 65-72.
- 11. Косарев А. М., Пучков В. Н., Ронкин Ю. Л., Серавкин И. Б., Холоднов В. В., Грабежев А. И. Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского Разлома на Южном Урале// ДАН, 2014, том 459, № 1, С. 62–66.
- 12. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука. 1979. 263 с.
- 13. Рафальский Р.П. Взаимодействие раствор-порода в гидротермальных условиях М.Наука.1993. 238 с.
- 14. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург, 2002.С. 390.
- 15. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены- критерии рудоносности гранитоидов на медно-порфировое оруденение: Новониколаевско-Тарутинская рудоносная зона.// Ежегодник-2002. Информационный сборник научных трудов. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 240-245.
- 16. Banks N.G. Sulfur and copper in magma and rocks: Ray porphyry copper deposit, Pinal County, Arizona // Advance in geology of the porphyry copper deposits. Tucson. Arizona. 1983. P. 227–257.
- 17. Liu Y., Comodi P. Some aspects of the crystal-chemistry of apatites // Min. Mag. 1993. V. 57. P. 709–719.
- 18. Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite // Amer. Mineralogist. 1997. V. 82. P. 1210–1224.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ИЛЬИНСКОЙ И АНДРЕЕВСКОЙ ДАЕК БЕРЁЗОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А.А. Черепков¹, С.Ю. Степанов², А.В. Антонов³, Р.С. Паламарчук⁴

1 – ООО «Берёзовский рудник», г. Екатеринбург

- 2 Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
- 3 Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург
- 4 Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург)

Открытое в 1745 году Берёзовское месторождение является одним из первых месторождений коренного золота в России. До 70-х годов XX столетия основные работы по разработке Берёзовского золоторудного месторождения проводились до глубин 200 метров. Затем в ходе работ треста Уралзолото, возглавляемых В.Ф. Казимирским были подсчитаны запасы на нижних горизонтах Берёзовского рудного поля, отработка которых производится в настоящее время.

Берёзовское рудное поле представляет собой сложный полихронный геологический объект. Наиболее важную роль в развитии которого сыграло внедрение даек гранитоидов, связанных с Шарташским гранитовым плутоном. Гранитоиды, слагающие дайки, и вмещающие породы претерпели значительное преобразование в ходе гидротермально-метасоматической деятельности с формированием ряда метасоматитов с преобладанием гидротермально-метасоматических образований березит-лиственитовой формации.

Золотосульфидное оруденение Берёзовского рудного поля связано с красичными и полосовыми или лестничными кварцевым жилам [1, 2]. Красичные жилы залегают группами обычно состоящими из 4-5 жил, как в дайках гранитоидов, так и в вулканогенносадочных вмещающих породах [1]. Их длина не превышает 25-40 м при средней мощности 0,1-0,3 м. В настоящий момент отработка красичных жил не производится. Полосовые или лестничные жилы залегают в пределах метасоматически преобразованных даек гранитоидов. Система жил в дайке представляет собой штокверк [2]. Средняя мощность лестничных жил составляет 4-6 см при простирании в 8 - 10 м. Количество жил по простиранию дайки сильно варьирует. В общем же установлена закономерность, что наиболее насыщены лестничными жилами, дайки падающие под крутыми углами [1].

Основой для проведения исследований стали материалы, полученные при изучении нижних горизонтов (горизонты – 362 м, – 412 м и – 462 м) Берёзовского рудника. Особенности геологического строения даек, распространения метасоматитов и локализации сульфидно-кварцевых жил изучались в разведочно-эксплуатационных выработках шахты Северная. Геологическая документация сопровождалась отбором штуфных проб. Из образцов гранитоидов и метасоматитов были изготовлены стандартные петрографические шлифы и аншлифы с последующим их изучением с использованием оптической микроскопии. Из образцов сульфидных руд были изготовлены аншлифы с изучением их как методами оптической, так и электронной микроскопии. Определение химического состава минералов производилось с помощью электроннозондового микроанализа на приборе CamScan MX2500 с энерго-дисперсионным спектрометром Link Pentafet Oxford Instruments, Si (Li) (ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург).

Для выявления особенностей золотосульфидного оруденения в лестничных кварцевых жилах были выбраны две дайки гранит-порфиров Андреевская и Ильинская. Андреевская дайка имеет субмеридиональное простирание, прослеживается на 1,9 км при средней мощности 10 метров и падении на восток под углом 70-80°. Ильинская дайка имеет северо-восточное простирание 40-45°, прослеживается на 2,5 км при средней мощности 20 м и падением на юго-восток под углом 50-55°. Наибольшая частота встречаемости лестничных кварцевых жил отмечается для Андреевской дайки и их средняя мощность составляет 4-6 см.

При оценке содержания драгоценных металлов в рудных зонах было установлено, что содержание золота и серебра в кварцевых жилах и околожильных, а также околотрещинных метасоматитах Ильинской дайки выше чем в аналогичных образованиях Андреевской дайки. Так средние содержание золота и серебра в сульфидно-кварцевых жилах Ильинской дайки составляет 27 г/т и 33,5 г/т соответственно. В то время как в сульфидно-кварцевых жилах Андреевской дайки среднее содержание золота 17.5 г/т и серебра 26 г/т. Для березитов Ильинской дайки установлено среднее содержание золота в 0,3 г/т и серебра в 0,6 г/т. Березиты Андреевской дайки характеризуются средним содержанием золота 0,7-1,2 г/т и серебра 2 г/т.

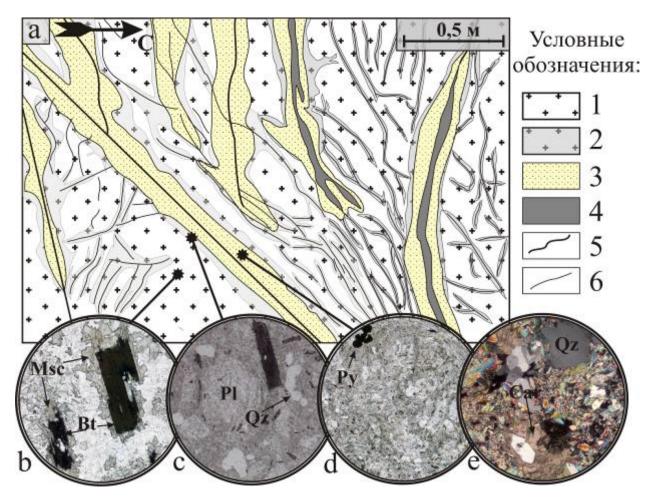


Рис. 1. Зарисовка стенки разведочно-эксплуатационного штрека, пройденного по Андреевской дайке (горизонт – 412) с микрофотографиями шлифов из гранит-порфиров и продуктов их метасоматического преобразования (поле зрения 2 мм). Условные обозначения: 1 – слабо изменённые гранит-порфиры (b), 2 – березитизированные гранит-порфиры (c), 3 – полнопроявленные мусковитовые метасоматиты (d), 4 – сульфидно-кварцевые жилы, 5 – разломы со значительным смещением, 6 – трещины. Сокращения минералов: Вt – биотит, Мsc – мусковит, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц, Ру – пирит, Car - карбонат, предположительно, магнезит.

Метасоматическое преобразование гранит-порфиров, слагающих дайки, наиболее ярко проявлено вдоль трещин, которые в большинстве случаев выполнены сульфидно-кварцевыми жилами. В общем гранит-порфиры в той или иной степени подвержены метасоматической переработке. Развитие полнопроявленных метасоматитов затрагивает в среднем 15-20 см околожильного или околотрещинного пространства (рис. 1.а). Слабо изменённый гранит-порфир состоит из порфировых вкрапленников полевых шпатов (плагиоклаза, щелочного полевого шпата) и кварца, погружённых в основную массу, преимуще-

ственно микроклин-кварцевого состава. От общего объёма породы вкрапленники составляют 40-45%. В незначительном количестве во вкрапленниках присутствуют индивиды биотита, нередко замещаемые мусковитом (рис. 1.b). По мере приближения к центральной части метасоматической колонки замещению кварц-мусковитовым агрегатом последовательно подвергаются плагиоклаз, микроклин (рис. 1.c) и кварц гранит-порфиров.

Гидротермалиты центральной части метасоматической колонки, наблюдаемые на Андреевской дайке представляют собой мономинеральные мусковитовые средне, реже, крупнозернистые породы (рис 1.d) с вкрапленностью метакристаллов пирита и небольшими полостями, выполненными карбонатом и кварцем наиболее поздней генерации (рис. 1.е). Отсутствие серицита, развитие среднезернистых структур и присутствие литий содержащего мусковита [1] не позволяет относить описанные гидротермалиты к березитам. В соответствии с номенклатурой, предложенной в [3] описанные гидротермально-метасоматические образования относятся к березито-грейзенам, формирующимся в более высокотемпературных условиях по сравнению с классическими березитами. Метасоматическое преобразование гранит-порфиров Ильинской дайки происходит по аналогичной схеме. Однако гидротермально-метасоматические образования Ильинской дайки характеризуются довольно широким развитием серицита, что роднит их с классическими березитами описанными в многочисленных работах [5, 4, 3]. Из петрографического описания метасоматитов, развивающихся по гранит-порфирам, возможно сделать вывод, что для крутопадающей Андреевской дайки характерно развитие более высокотемпературных гидротермалитов по сравнению с относительно пологопадающей Ильинской дайкой.

Сульфидно-кварцевые жилы Андреевской и Ильинской даек в пределах Северной части рудного поля имеют довольно простой и выдержанный минеральный состав. Среди сульфидов наиболее распространены: пирит, блёклая руда, галенит и халькопирит. Крупные индивиды пирита, блёклых руд и, реже, галенита встречаются в виде отдельных метакристаллов или зернистых агрегатов. Нередко блёклые руды наряду с халькопиритом и сфалеритом выполняют микропрожилки в крупных кристаллах пирита. Самородное золото, преимущественно, обнаруживается в ассоциации с блёклой рудой (рис. 2). Его отдельные индивиды встречаются, либо в виде включений в зёрнах блеклой руды, либо выполняют трещины в пирите совместно с блёклой рудой. Для сульфидно-кварцевых жил Ильинской дайки в отличии от Андреевской дайки характерно присутствие зёрен самородного золота непосредственно в индивидах пирита. В отражённом свете для золота, находящегося в пирите, фиксируется более насыщенный желтый цвет по сравнению с золотом, ассоциирующем с блёклой рудой, что свидетельствует о его повышенной чистоте.

С целью установления типохимических особенностей вышеописанных минералов был проведён микрозондовый анализ. Пирит, галенит и халькопирит имеют состав весьма близкий к идеальной формуле, а содержание в них элементов-примесей ниже пределов обнаружения. Блёклая руда вследствие широко проявленных изоморфных замещений является весьма информативным минералом. В сульфидно-кварцевых жилах Ильинской и Андреевской даек на горизонтах — 362 и — 412 соответственно блёклая руда представлена теннатитом с примесью тетраэдритового минала. Вариации в содержании Аs и Sb для блёклых руд в опробованных участках Ильинской и Андреевской даек не значительны и усреднённая формула минерала имеет следующий вид:

 $Cu_6[Cu_{4,11}(Fe_{0.63}Zn_{1.26})_{1.89}]Sb_{0.64}As_{3.58}S_{12.78}.$

Преобладание теннатнитовых блёклых руд указывает на повышенную золотоносность сульфидов [6] и является общей особенностью сульфидно-кварцевых жил в дайках северной части Березовского рудного поля [7].

Самородное золото из сульфидно-кварцевых жил Ильинской и Андреевской даек содержит примесь серебра (в среднем 13,4 вес. %) и, в редких случаях, меди (не более 1 вес. %) (табл. 1). Необходимо отметить, что золото находящееся в виде включений в пирите характеризуется меньшим количеством примесей (не более 5 вес. % Ag) по сравнению золотом ассоциирующим с блёклыми рудами. Самородное золото Ильинской

дайки более чистое по сравнению с золотом Андреевской дайки. Для последнего характерно довольно частое присутствие примеси меди.

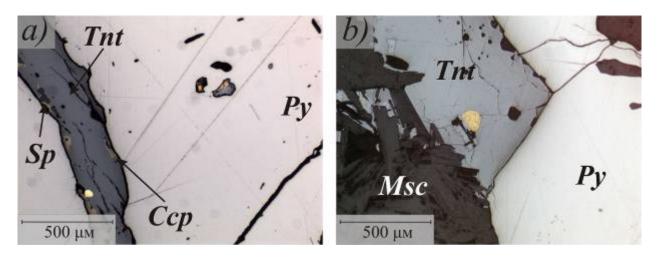


Рис. 2. Форма выделения самородного золота в ассоциации с сульфидными минералами: а) — включения самородного золота с галенитом и блёклой рудой в пирите (Ру) и прожилок блёклой руды (Тпt) с халькопиритом (ССр), сфалеритом (Sp) и золотом в пирите (Ильинская дайка); b) — крупный индивид самородного золота в метакристалле блёклой руды с включениями реликтовых индивидов мусковита (Msc) (Андреевская дайка).

Итак, в ходе исследования было установлено, что Андреевская крутопадающая дайка по сравнению с относительно пологопадающей Ильинской характеризуется развитием более высокотемпературных гидротермально-метасоматических образований. Так по гранит-порфирам Ильинской дайки развиваются преимущественно кварц-серицит-мусковитовые березиты, в то время как гранит-порфиры Андреевской дайки замещаются преимущественно кварц-мусковитовыми или мусковитовыми березито-грейзенами. При этом, наибольшая золотоносность и более высокая пробность самородного золота характерна именно для сульфидно-кварцевых жил Ильинской дайки. И как следствие Ильинская дайка в целом характеризуется высокими содержаниями золота и представляет больший промышленный интерес по сравнению с Андреевской дайкой.

На данном этапе исследования установлено, что наиболее благоприятны для формирования сульфидно-кварцевых жил с высокими содержаниями золота являются фациальные условия, при которых происходит образование классических серицитовых березитов (Ильинская дайка). Сульфидно-кварцевые жилы, сформировавшиеся при физико-химических параметрах характерных для образования березито-грейзенов (Андре-

Таблица 1. Состав самородного золота даек Андреевская и Ильинская

№ п.п.	Привязка	Содер	Σ		
		Элеме	нтов в ве	c. %	
		Cu	Ag	Au	
1	Андреевская дайка гор -412	0,45	12,75	85,99	99,19
2	Андреевская дайка гор -412	-	13,21	86,73	99,94
3	Андреевская дайка гор -412	0,46	15,84	82,97	99,26
4	Андреевская дайка гор -412	1,04	16,32	83,06	100,42
5	Ильинская дайка гор-362	-	13,70	86,66	100,36
6	Ильинская дайка гор-362	-	13,41	87,04	100,45
7	Ильинская дайка гор-362	-	13,74	86,75	100,49
8	Ильинская дайка гор-362	0,52	13,11	86,51	100,14
9	Ильинская дайка гор-362	-	14,38	85,16	99,54
10	Ильинская дайка гор-362	-	3,05	97,71	100,76

евская дайка) характеризуются относительно низкой золотоносностью. В то время как для ряда блоков с развитием березито-грейзенов отмечаются весьма завышенные содержания золота непосредственно в метасоматитах.

Литература

- 1. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Берёзовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 265 с.
- 2. Кизилов Г.И., Попова В.И., Чесноков Б.В. Экспрессное определение содержания золота в жилах Берёзовского месторождения по содержанию в них золотоносных минералов // Минералогия и петрография Урала, 1972. Вып. 86. С. 67-72.
- 3. Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермальнометасоматических образований. СПБ.: из-во ВСЕГЕИ, 2012, 560 с.
- 4. Попов В.А. Относительный возраст и типы березитов Берёзовского золоторудного месторождения. В сб.: Метаморфические горные породы Урала. Свердловск, 1970, с 93-95.
- 5. Сазонов В.Н., Бородаевский Н.И. Генезис текстур и структур метасоматитов березит-лиственитовой формации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 29 с.
- 6. Чесноков Б.В. Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов (на примере Берёзовского района на Среднем Урале) // Минералогия и петрография Урала, 1975. Вып. 106. С. 27-37.
- 7. Чесноков Б.В., Попова В.И. Вариации химического состава блёклых руд Берёзовского золоторудного месторождения на Урале // Минералогия и петрография Урала, 1972. Вып. 86. С. 73-83.

ИЛЬМЕНИТОВОЕ РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЕ В ПЕСЧАНИКАХ ВЕРХНЕГО ТРИАСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А.М. Шмакова 1 , С.С. Шевчук 2 , И.И. Голубева 2

¹Сыктывкарский государственный университет имени Питирима Сорокина, Сыктывкар

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар.

В отложениях триаса, в Предуральском краевом прогибе (ПКП), в середине прошлого века многими исследователями были обнаружены палеороссыпи ильменита. Одним из первооткрывателей ильменитовых палеороссыпей в данном районе был В. И. Чалышев [8], обнаруживший при описании песчаников триаса большесынинской впадины в ПКП на реках Кыдзьрасъю, Большая Сыня и Перебор тонкие черные прослойки рудных минералов.

Нами было изучено обнажение на р. Кыдзьрасъю протяженностью 6-7 м и высотой 13-14 м, представленное мелкозернистыми полимиктовыми (граувакко-кварцевыми) песчаниками. Породы имеют слоистую текстуру, обусловленную чередованием светлых и черных слоев. Светлые слойки имеют хорошо выдержанную мощность около 2 - 3 см, а толщина черных прослоев колеблется в пределах 1 - 8 мм. Последние образуют продуктивную толщу мощностью 15 см с видимой протяженностью 4.5 м. Породы формировались предположительно в обстановке осадконакопления в озере либо дельте реки [8].

Проведение минералогического исследования тяжелой фракции шлиха, взятого из продуктивной толщи данного обнажения, позволили сделать предположения об источнике сноса титановых минералов и их спутников.

Выход тяжелой фракции шлиха из продуктивных черных прослоев составило 49 781 г/м³ (отн.%). Установлено, что в нем присутствуют 17 минералов. Главными из них являются ильменит, он составляет практически половину шлиха (45.19%), а также эпидот (23.21%) и магнетит (15.76%). Второстепенные минералы представлены амфиболом, хромшпинелидами, гранатом и имеют содержания от 2.06% до 6.69%. К акцессорным минералам, имеющие содержание менее 1 %, относятся циркон, лейкоксен, рутил, гематит, кианит, мартит, пумпеллиит, ставролит, турмалин, шпинель, титанит.

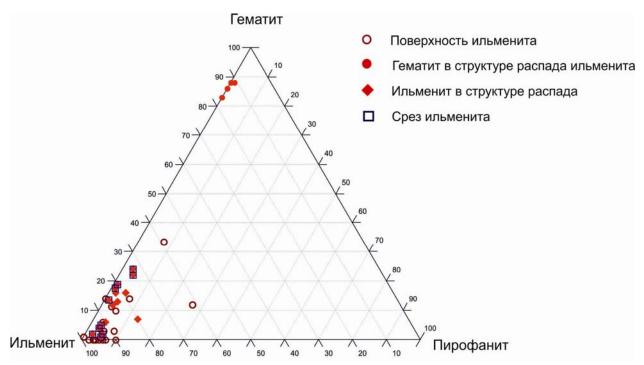


Рис. 1. Классификационная диаграмма ильменитов.

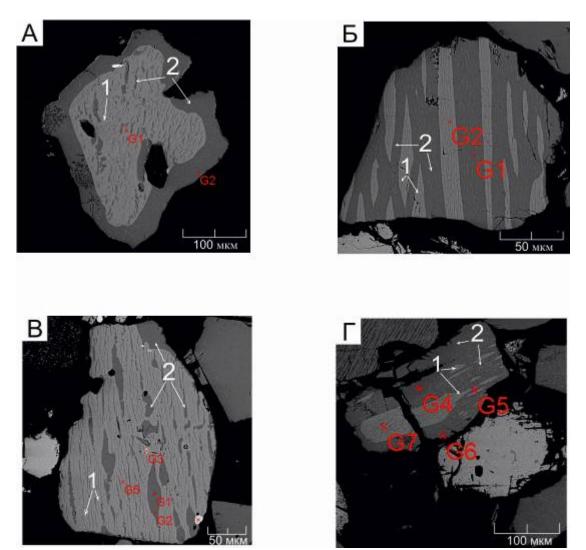


Рис. 2. Структуры распада в ильмените: А – в центральной части зерна проявляется структура распада твердого раствора на основе гематита (светлый) с ламеллями ильменита (темные). Каемка представлена ильменитом, предположительно регенирационного происхождения (образец № 7); Б – ильменит-гематитовая структура распада двух генераций. Гематит (светлый) содержит микровключения ильменита (темный), образуя структуры распада одной генерации и наоборот, в ильмените (темный) включены ламелли гематита (светлый) образующие структуры распада другой генерации (образец № 1); В – структура распада твердого раствора на основе гематита (светлый) с ламеллями ильменита (темный) (бразец № 4); Г – ильменит-гематитовая структура распада двух генераций; ламелли гематита (светлые) в ильмените (темный) содержат микровключения ильменита, образуя структуры рапада второй генерации (образец № 10).

Условные обозначения: 1 - гематит, 2 - ильменит, G - точки исследования на микрозонде (анализы представлены в Таблице 2).

Практически все минералы тяжелой фракции шлиха не окатанные и имеют хорошо сохранившиеся морфологические особенности. Таким образом, источник сноса минералов тяжелой фракции находился не далеко от его захоронения и, скорее всего, это была Уральская складчатая система, не исключая гряду Чернышева.

В ильмените, выявлено относительно высокое содержание TiO₂, варьирующее в пределах от 41.88% до 59.14%, в среднем 47.46% (таблица 1). На классификационной диаграмме ильменитов (рис. 1) видно, что практически во всех проанализированных зернах этого минерала отсутствует магний, за исключением трех образцов, где его содержание достигает 2.0%. Во всех зернах ильменита количество марганца в среднем составляет MnO - 2.35%, кроме единичного зерна с содержанием оксидов марганца до 13.0%.

При изучении срезов зерен ильменита, электронная микроскопия показала, что в данных минералах широко развиты структуры распада твердых растворов ильменит-гематитового состава нескольких генераций (рис. 2) (таблица 2). Подобные структуры характерны для минералов магматического генезиса.

Химический состав ильменита во многом зависит от термодинамических и физикохимических параметров, а также от химического состава исходных пород. Например, относительно высокие содержания марганца характерно для ильменита, кристаллизующегося в сланцах низких фаций регионального метаморфизма (MnO - 2.5-3.63) [1; 4]. В этом случае, в метаморфическом ильмените, как правило, наблюдаются

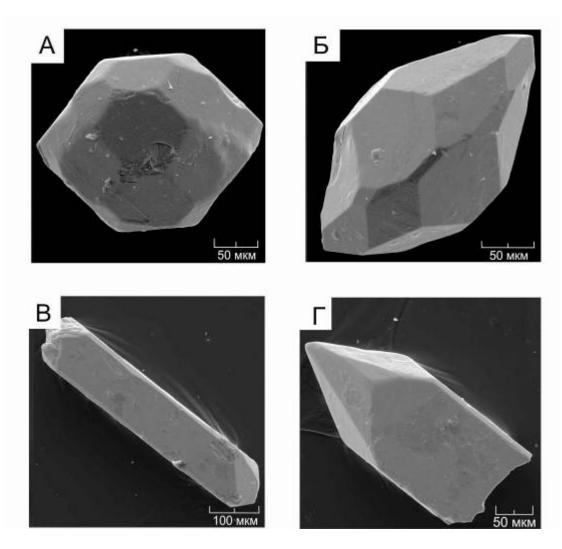


Рис. 3. Основные морфотипы цирконов: А – комбинация двух тетрагональных призм {110}, {100} с равными по площади гранями и дипирамид {101}, {211} также с равными по площади гранями; Б – комбинация тех же тетрагональных призм с преобладанием {110} и дипирамид с преобладанием дитетрагональной дипирамиды {211}; В – комбинация тетрагональных призм, с преобладанием площадей граней {100} над, {110} и дипирамид с равными площадями граней {101}, {211}; Г - комбинация тетрагональных призм с преобладанием площадей граней {100} и дипирамид с преобладанием площадей граней {211} дитетрагональной дипирамиды (Фотографии выполнены на электронном микроскопе).

Таблица 1. Химический и минальный составы поверхности зерен ильменита

Образец (№)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V_2O_5	FeO	MnO	MgO	Сумма		Гейкелит	Ильменит	Пирофанит	Гематит	Сумма
1	0.32	59.14	0.44	0.55	26.51	0.59	0.00	87.55		0	98	2	0	100
2	0.47	54.88	0.00	0.00	36.39	4.08	0.00	95.82		0	90	10	0	100
3	0.00	48.69	0.00	0.00	36.26	98.07	0.00	98.07		0	61	27	12	100
4	1.51	47.46	0.59	0.00	43.70	3.28	0.00	96.54		0	79	7	14	100
5	0.76	55.01	0.41	0.00	38.44	2.80	0.00	97.42		0	93	7	0	100
30	0.51	41.88	0.00	0.00	46.87	4.04	2.09	95.39	(%	7	55	7	31	100
36	1.42	53.15	0.59	0.00	37.79	1.69	0.00	94.64	(B %	0	96	4	0	100
38	0.79	52.98	0.00	0.00	42.51	2.81	0.00	99.09		0	94	6	0	100
40	1.25	48.21	0.71	0.00	40.42	0.2	0.00	90.79	Миналы	0	99	0	1	100
41	1.12	50.08	0.45	0.00	40.98	3.34	0.00	95.97	[ин	0	90	8	2	100
42	0.00	50.02	0.00	0.00	40.48	1.53	0.00	92.03	\geq	0	96	4	0	100
43	0.86	54.00	0.00	0.00	40.08	1.30	0.00	96.24		0	86	0	14	100
44	0.00	46.65	0.00	0.00	48.91	0.00	0.00	95.56		0	86	0	14	100
50	0.91	51.99	0.52	0.00	36.33	1.93	0.00	91.68		0	95	5	0	100
51	2.15	50.74	1.11	0.00	40.11	2.20	0.00	96.31		0	92	5	3	100
54	1.78	49.43	1.14	0.00	42.97	1.16	0.60	97.08		2	84	3	11	100
55	0.50	48.54	0.00	0.99	44.82	1.48	0.00	96.33		0	91	3	6	100
56	2.14	49.44	1.26	0.00	41.85	2.04	0.00	96.73		0	85	5	10	100
58	0.70	53.04	0.47	0.00	34.85	1.25	1.17	91.48		5	92	3	0	100

Таблица 2. Химический и минальный составы ильменита со структурой распада

Образец (№)	1			4	4 7			10			
Точка											
исследования	G 1	G 2	G 1	G 2	G 5	G 1	G 2	G 4	G 5	G 6	G 7
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	48.35	14.73	48.32	48.84	10.73	10.16	50.34	51.62	48.7	52.19	12.12
Al_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V_2O_5	0.7	1.14	0.00	0.00	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75
FeO	50.67	77.4	49.14	48.13	79.39	79.55	42.4	47.09	48.64	46.28	78.29
MnO	1.04	0.00	2.46	1.72	0.00	0.41	6.16	2.15	1.93	2.04	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.76	93.27	99.92	98.69	90.74	90.12	98.9	100.86	99.27	100.51	91.16
Миналы (в %)											
Гейкелит	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ильменит	82	17	79	85	12	10	80	90	83	93	14
Пирофанит	2	0	5	3	0	1	13	4	4	4	0
Гематит	16	83	16	12	88	89	7	6	13	3	86
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

пойкилитовые включения кварца. В исследуемом ильмените включения кварца отсутствуют, поэтому его метаморфогенное происхождение исключается. Повышенные количества марганца отмечаются также в ильмените, кристаллизующегося в гранитах, щелочных породах и некоторых разновидностях габброидов [2, 3, 5, 7]. Наиболее марганцовистые ильмениты образуются в породах щелочного состава [2, 5], поэтому для зерен ильменита с повышенным содержанием оксидов марганца до 13.0% источником, скорее всего, послужили щелочные породы. Для ильменита, кристаллизующегося в некоторых разновидностях габброидов, так же отмечается повышенное содержание марганца, но при этом характерно относительно повышенное содержание оксидов магния [3]. В исследуемом ильмените данный элемент, как правило, отсутствует. Поэтому, мы предполагаем, что химический состав, больше всего соответствует ильмениту, кристаллизующемуся в магматических породах кислого или среднего составов. На это указывают хорошо сохранившиеся кристаллографические особенности цирконов. Они представлены двумя морфологическими типами: длиннопризматическими и короткопризматическими. В обоих морфотипах наблюдаются комбинация двух тетрагональных призм {110}, {100} и двух тетрагональных {101}и дитетрагональных {211} дипирамид. При этом соотношения площадей граней призм и дипирамид варьируют (Рис. 3). Согласно классификации главных морфотипов циркона Ж. Пупина [9], зависимых от температуры и отношения щелочности - глиноземистости среды образования, выявленные морфологические особенности цирконов характерные для низкоглиноземистых гранодиоритов или гранитов (S_1 , S_2 , S_7 , S_{12} , S_{13} , S_{17} , S_{19} S_{22} , S_{23} , Q_4 , Q_5). Содержание HfO = 1.43 % подтверждает их кристаллизацию в кислых породах [6].

Тем не менее, утверждать источники сноса ильменита в триасовых песчаниках большесынинской впадины в Предуральском краевом прогибе, пока еще преждевременно. Для этого требуются дополнительные аналитические исследования в ильмените на предмет элементов-примесей.

Литература

- 1. Голубева И. И., Махлаев Л. В. Элементы-примеси в метаморфогенном ильмените // Минералогия Урала 2011: Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 27-32.
- 2. Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минералогия титановых россыпей. М.: Недра, 1964. 238 с.
- 3. Карпова О. В., Бурова Т. А. Ильменит из основных пород Компанского массива // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970. С. 216 -230.
- 4. Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука, 1967. 119 с.
- 5. Кривдик С. Г. Геохимические особенности ильменитов из щелочных комплексов Украинского щита (по данным LA-ICP MS) // Геохимия, 2014, № 4. С. 319-328.
- 6. Ляхович В. И. Акцессорные минералы, и генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 274 с.
- 7. Холоднов В. В., Шагалов Е. С., Бородина Н.С. Состав ильменита и магнетита в ритмично-расслоенном амфиболитовом габбро и анортозитах Медведевского месторождения (Средний Рифей, Южный Урал)// Ежегодник 2010, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158, 2011. С. 182-186.
- 8. Чалышев В. И., Варюхина Л. М. Биостратиграфия Триаса Печорской области. М.: Наука, 1966. 150 с.
- 9. Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73, № 3. P. 207—220.

ПЕТРОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ АСПЕКТЫ ХРОМИТОНОСНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

А.Н. Юричев

Томский государственный университет, Томск

Все месторождения и рудопроявления хромитов приурочены непосредственно к ультрамафитовым и, частично, мафит-ультрамафитовым массивам. Поэтому вопрос о способе формирования и концентрации хромитового оруденения в них, а также разработка критериев хромитоносности данных объектов имеет первостепенное практическое значение.

Накопленный практический опыт показывает, что установление формационного типа хромитоносных пород является одной из главных задач при прогнозировании хромитового оруденения промышленного масштаба. Поиски месторождений в массивах конкретных формаций определяется их строением и локальными особенностями, главными из которых являются петрографический и структурный контроль оруденения, в свою очередь зависящий от генетических особенностей последнего. Так, например, ультраосновным и основным породам, в которых ведущим развитием пользуется клинопироксен, свойственно не хромитовое, а титаномагнетитовое оруденение. Отсюда следует, что состав пироксена в ультрамафитах может быть в перспективе использован как один из прогнозных критериев. В крупных дифференцированных интрузиях устанавливается вертикальная зональность по типам оруденения, выражающаяся в локализации хромитов в нижних частях массивов и приуроченности титаномагнетитовых руд к гипсометрически более высоким горизонтам, где преобладают породы основного состава.

К настоящему времени достоверно установлено, что высокохромистые руды в дунит-гарцбургитовых массивах пространственно связаны с дунитами. При этом наиболее крупные промышленные содержания хромитов связаны с дунит-гарцбургитовыми массивами, характеризующимися значительным развитием дунитов, чередующихся с пироксеновыми дунитами и гарцбургитами. Отмечается прямая зависимость между масштабами хромитового оруденения и мощностью вмещающих дунитов. Следовательно, одним из условий потенциальной хромитоносности ультрамафитовых массивов и масштабов этого оруденения является присутствие в них больших масс дунитов. Однако к данному постулату надо подходить осторожно, так как последний, без понимания формационной принадлежности дунитов, может привести к серьезным ошибкам. Так, например, со значительными массами дунитов клинопироксенитовой формации (например, Кондерский массив на Алдане, Россия), по объему превосходящими дуниты дунит-гарцбургитовых массивов, промышленного хромитового оруденения не связано.

Таким образом, в настоящее время главным петрологическим прогнозным аспектом в перспективной оценке промышленной хромитоносности массивов является принадлежность их к дунит-гарцбургитовой формации и широкое развитие в них поля дунитов.

Обращаясь к дифференцированным интрузиям, отметим, что наибольшее влияние на их хромитоносность оказывают такие факторы, как:

- содержание хрома в родоначальной магме;
- наличие летучих компонентов, обеспечивающих длительность процесса кристаллизации пород и руд;
- степень магнезиальности и содержания Si, Ca и Al в породах, которые способствуют рассеянию хрома в силикатных минералах;
 - пространственные размеры магматического тела;
 - степень дифференцированности интрузии.

При анализе степени локализации жильных тел хромитов в исследуемом объекте важным является выяснение тектонической обстановки в период формирования массива и рудных тел в нем с привлечением методов петроструктурного анализа [1, 6-8]. Так, на-

пример, в случаях, если массив, обогащенный в глубинных частях хромитовыми концентрациями, формировался в спокойных тектонических условиях, то рудные массы от этих обособлений не отделялись и жильные тела не формировались. Последние могут образовываться только в условиях интенсивных тектонических деформаций, проявляющихся в период кристаллизации рудносиликатных масс [5]. О характере тектонического воздействия и его интенсивности свидетельствуют наблюдаемые в ультрамафитах и хромитовых телах структурные особенности и степень их проявления [6, 13-14].

Таблица 1. Изменение химического состава хромитов в зависимости от степени вкрапленности, Харчерузский массив, Полярный Урал.

	Вкрапленная						Густо	вкрапл	енная		Рассланцованная				
MgO	8,27	9,35	10,34	11,15	11,10	11,03	8,31	8,05	9,38	9,64	7,93	7,35	8,00	6,19	6,43
Al_2O_3	10,87	12,68	15,18	17,92	16,06	17,18	5,08	4,41	6,93	7,00	6,19	5,84	6,20	5,16	5,50
TiO ₂	0,14	0,07	0,13	0,17	н.о.	0,09	0,19	0,19	0,05	0,10	0,06	н.о.	0,03	0,04	0,02
V_2O_5	0,22	0,10	0,12	0,13	0,13	0,08	0,22	0,15	0,03	0,08	0,16	0,08	0,07	0,20	0,09
Cr_2O_3	55,24	55,71	52,12	48,99	51,90	52,27	62,27	63,38	60,89	60,99	62,60	62,42	61,21	62,67	63,45
MnO	0,60	0,56	0,32	0,55	0,32	0,50	0,49	0,62	0,33	0,50	0,80	0,60	0,48	0,59	0,51
Fe_2O_3	4,21	2,24	3,56	3,97	3,35	1,41	3,82	3,49	4,17	3,94	2,26	2,77	3,92	2,43	1,41
FeO	20,55	19,12	18,39	17,34	17,23	17,29	19,74	19,98	18,46	17,86	20,08	21,11	20,33	22,63	22,51
ZnO	0,25	0,31	0,13	0,03	0,19	0,11	0,18	0,03	н.о.	0,08	0,06	0,03	0,06	0,14	0,15
NiO	0,07	0,06	0,06	0,14	0,06	0,18	0,07	0,06	0,17	0,21	0,08	0,08	0,08	0,18	0,07
F#	58,2	53,4	49,9	46,6	46,5	46,8	57,1	58,2	52,5	51,0	58,7	61,7	58,8	67,2	66,3
Cr#	73,2	72,6	66,7	61,6	65,7	66,0	84,7	86,5	81,0	81,1	84,6	84,6	82,5	86,2	86,9

Изучение особенностей локализации хромитов в дунит-гарцбургитовых массивах офиолитовых серий Полярного Урала, Восточного Саяна и Тывы [7, 11-12] позволили в настоящий момент сформировать следующие закономерности:

- 1. В пределах массива наиболее благоприятными являются участки с широким развитием дунитов, имеющих низкие фоновые содержания Cr_2O_3 . Наличие в этих зонах линз дунитов с высокими концентрациями этого окисла является благоприятным аспектом для поисков хромитовых руд.
- 2. Распространенность рудоносных фаций и проявлений хромита в ультрамафитах зависит от глубины эрозионного среза массива, с увеличением которого отмечается снижение содержаний пироксенов в гарцбургитах (до 10 %), увеличение дунитовой составляющей, проявлений хрома и улучшение качества руд.
- 3. В дунитах с повышенной концентрацией хромшпинелида железистость оливина спускается до 2-3 % фаялитовой молекулы. Отмечается тенденция в снижении степени железистости оливина по мере приближения к хромитоносным зонам. Подобная минералогическая особенность для массивов Полярного Урала, наряду с показателем преломления *пд* породообразующего оливина, также снижающегося по мере приближения к рудному телу, отмечалась ранее А.Б. Макеевым и Н.И. Брянчаниновой [2] и была выделена ими в качестве поискового признака для скрытого хромитового оруденения.
- 4. Отмечено, что в пределах ультрамафитового массива химический состав акцессорных вкрапленных хромшпинелидов близок или соответствует составу рудных хромшпинелидов (рис. 1). При этом по мере увеличения «густоты» вкрапленности в рудной зоне отмечается увеличение качества хромитов (табл. 1). Сопоставимость состава акцессорного и рудного хромшпинелидов дает возможность спрогнозировать состав и технологическую сортность не выходящих на дневную поверхность рудных залежей по составу повсеместно распространенного акцессорного хромшпинелида.

Отметим, что сформулированная выше тенденция наиболее достоверно прослеживается для «свежих» неизмененных ультрамафитов, поскольку состав хромшпинелидов является весьма чувствительным индикатором к воздействию метаморфизма [2, 4, 9-10], который приводит к преобразованию, перекристаллизации хромшпинелидов и способствует

выносу из них хрома и алюминия при окислении закисного железа в окисное.

5. Большое влияние на форму и размер рудных тел оказывает пострудная тектоника. Хромитовые тела сохраняют первоначальную форму в участках массива, не подвергшихся тектонической переработке. В противном случае происходит будинаж рудных тел, образование мелких разрозненных жил и линз.

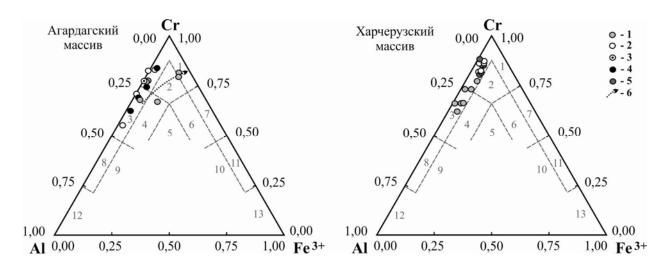


Рис. 1. Составы акцессорных и рудных хромшпинелидов в породах Агардагского (Тыва, Россия) и Харчерузского (Полярный Урал, Россия) ультрамафитовых массивов и их зависимость от густоты вкрапленности на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [3]. 1-5 — хромшпинелиды по степени вкрапленности: 1 — акцессорные вкрапленные, 2 — густовкрапленные, 3 — нодулярные; 4 — сливные, 5 — густовкрапленные рассланцованые; 6 — тренд преобразования составов акцессорных хромшпинелидов под воздействием метаморфизма. Шпинелиды: 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит.

Литература

- 1. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во ТГУ, 1989. 397 с.
- 2. Макеев А.В., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- 3. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. 1949. Вып. 103. 91 с.
- 4. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32-39.
- 5. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35-42.
- 6. Чернышов А.И. Ультрамафиты: пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность. Томск: Чародей, 2001. 214 с.
- 7. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31-46.
- 8. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990.
- 9. Юричев А.Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий фор-

- мирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30-34.
- 10. Юричев А.Н. Акцессорные шпинелиды как инструмент реконструкции термодинамических параметров кристаллизации // Руды и металлы. 2014. № 5. С. 32-36.
- 11. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 42-50.
- 12. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130-136.
- 13. Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonik history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq // Geological magazine. 2011. Vol. 148. P. 802-818.
- 14. Karato S-I. Deformation of Earth Materials. An Introduction to the Rheology of Solid Earth. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 463 p.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

A	Кошлякова Н.Н. 111	Суставов С.Г. 99
Алексеев А.В. 5	Л	T
Антонов А.В. 94, 123	Леонова Л.В. 70	Тимохин А.М. 106
Б	Лобастов Б.М. 56, 62	Φ
Бажин Е.А. 13	Ляхницкий Ю.С. 70	Федоров П.Е. 94
Баранова Е.А. 41	M	Федюк Р.С. 106
Берзин С.В. 16	Мачевариани М.М. 49	Фомина М.А. 67
Бестемьянова К.В. 20	Молошаг В.П. 52	X
В	Мочалов А.В. 106	Ханин Д.А. 99, 111
Вахрушев С.В. 25	Муталибов З.А. 106	Холоднов В.В. 114
Веретенникова Т.Ю. 67	Н	Ч
Волчек Е.Н. 27	Некрасова Н.А. 89	Чайковский И.И. 34
Γ	П	Червяковский В.С. 27
Голубева И.И. 128	Паламарчук Р.С. 123	Червяцова О.Я. 70
E	Паршина Н.В. 70	Черепков А.А. 123
Евдокимова К.В. 41	Перфилова О.Ю. 56, 62	Ш
3	Понарядов А.В. 25	Шагалов Е.С. 99, 114
Зайцева М.В. 16	Попов М.П. 67,	Шевчук С.С. 128
Замятина М.Д. 77	Потапов С.С. 70	Шмакова А.М. 128
Зворыгина А.А. 31	Прибавкин С.В. 77	Ю
И	Притчин М.Е. 41	Юричев А.Н. 134
Иванов К.С. 16	P	
К	Размыслов И.Н. 84	
Калинина Т.А. 34	Ростова А.В. 41	
Карнаухов Е.М. 62	C	
Кетров А.А. 94	Савельев Д.Е. 13	
Кисин А.Ю. 38, 41	Савчик Д.М. 56	
Клейменов В.В. 56	Сенотрусов В.А. 85	
Кориневский В.Г. 45	Сильянов С.А. 89	
Косарев А.М. 114	Сорока Е.И. 5	
Коновалова Е.В. 114	Степанов С.Ю. 94, 123	

XXI Всероссийская научная конференция

Уральская минералогическая школа - 2015

посвященная 70-летию Победы в Великой Отечественной Войне

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

Обложка – цветная. 139 стр. 60 экз.