

85 лет ИГЕМ РАН



V Российская молодежная научно-практическая Школа
с международным участием

«НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ»

23 - 24 ноября 2015
ИГЕМ РАН, г. Москва



**Пятая Российская молодёжная научно-практическая
Школа с международным участием**

Новое в познании процессов рудобразования

Сборник материалов

Москва, 23-24 ноября 2015 г.

Москва
ИГЕМ РАН
2015

Материалы Пятой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2015, - 298 с.: ил.

В сборнике представлены материалы Пятой Российской молодежной научно-практической Школы-конференции с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». Пленарные лекции и доклады посвящены изучению различных вопросов геологии, минералогии и геохимии рудных месторождений, а также вопросам геоэкологии. Задача Пятой Школы – знакомство студентов, аспирантов и молодых специалистов с новейшими достижениями в изучении процессов рудообразования.

Научно-практическая молодежная Школа призвана объединить молодых специалистов из различных организаций, работающих в области геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии.

Материалы Школы ориентированы на геологов, географов, минералогов, геохимиков, экологов и студентов ВУЗов соответствующих специальностей.

Материалы докладов публикуются в авторской редакции с минимальной редакторской правкой.

Редакторы: В.А. Петров, В.В. Крупская, Е.Е. Амплиева, С.А. Устинов

Фото на обложке: Забайкальский край, автор - С.А. Устинов

Тезисы докладов пятой Российской молодежной научно-практической Школы
с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования»

Подписано в печать 11.11.2015. Формат А4

Бумага офсетная. Тираж 100 экз.

Издатель – ИГЕМ РАН

Отпечатано в типографии «ПринтФормула»

121351, г. Москва, ул. Боженко, д. 10, корп. 2

e-mail: info@print-formula.ru, www.print-formula.ru

e-mail: oregeology@yandex.ru; <http://www.igem.ru>

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН)

© Совет молодых ученых и специалистов ИГЕМ РАН (СМУиС ИГЕМ РАН)

Пятая Российская молодежная Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования»

Организаторы



Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН)



Совет молодых ученых и специалистов ИГЕМ РАН
(СМУиС ИГЕМ РАН)

ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА



Федеральное агентство научных организаций Российской
Федерации
(ФАНО РФ)



Российский фонд фундаментальных исследований,
проект № РФФИ № 15-35-10497 МОЛ_Г

ИНФОРМАЦИОННАЯ ПОДДЕРЖКА



Общество с ограниченной ответственностью «Научно-учебный
центр «Минеральные ресурсы» (ООО НУЦ «Минеральные
ресурсы»), г. Москва, Россия



Российское минералогическое общество (РМО)



Каталог минералов

Организационный комитет

Председатель: Петров В.А., чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН

Рабочая группа:

Каргин А. В., к.г.-м.н., председатель СМУиС ИГЕМ РАН

Крупская В.В., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Амплиева Е.Е., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Устинов С.А., ИГЕМ РАН

Члены организационного комитета:

Аранович Л.Я., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Белогуб Е.В., д.г.-м.н., ИМин УрО РАН

Верчеба А.А., д.г.-м.н., МГРИ-РГГРУ им. Серго Орджоникидзе

Викентьев И.В., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Моржухина С.В., к.х.н., Университет «Дубна»

Наумов Е.А. к.г.-м.н., ИГМ СО РАН

Перцев А.Н., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Плотинская О.Ю., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Рихванов Л.П., д.г.-м.н., ТПУ

Ставрова О.О., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Старостин В.И., д.г.-м.н., МГУ им. М.В. Ломоносова

Тарасова Н.П., чл.-корр. РАН, ИПУР РХТУ им. Д.И. Менделеева, РАН

Черкашёв Г.А., д.г.-м. н., ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга

Ковальчук Е.В., МГРИ-РГГРУ, ИГЕМ РАН

Усачева А.А., ИГЕМ РАН

Языкова Ю. И., ИГЕМ РАН

Контакты:

Крупская Виктория Валерьевна, тел: 8(499)230-82-96, e-mail: krupskaya@ruclay.com

Амплиева Елена Евгеньевна, тел.: 8(499)230-82-59, e-mail: amplieva@igem.ru

Устинов Степан Андреевич, тел: 8(499)230-84-46, e-mail: oregeology@yandex.ru

V Российская молодежная научно-практическая школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» пройдет 23-24 ноября 2015 г. в **ИГЕМ РАН** - по адресу: г. Москва, Старомонетный пер., д. 35.

Оглавление

Организационный комитет	4
Тезисы докладов пленарных лекций	11
Использование изотопного состава меди и серы для оценки источника вещества и условий образования Удоканского месторождения (первые данные)12	
Белогуб Е.В., Матур Р., Садыков С.А.	12
Поведение изотопов кислорода в процессах растворения-кристаллизации минералов	
Дубинина Е.О.	14
Ракетно-космическая деятельность как источник воздействия на окружающую среду	
Королева Т.В.	15
2D/3D моделирование активных геоструктур и опасных геодинамических процессов на ГИС основе	
Петров В.А.	19
Тезисы докладов молодых учёных	21
Минеральный состав руд рудопроявления золота Чульбаткан (Хабаровский край, р-н им. Полины Осипенко)	
Алексеев А.С.	22
Влияние импульсных энергетических воздействий на микротвердость и физико-химические свойства и минералов кимберлита (серпентина, оливина, кальцита)	
Анашкина Н.Е.	24
Изучение особенностей минералого-петрографических особенностей золото-кварц-сульфидных руд месторождений Витватерсранд (ЮАР) и Большой Баллаганых (Ленский район)	
Андрющенко В.В.	27
Характеристика пород месторождения Ньюд-II и благороднометальная минерализация	
Анисимов Р.Л., Березин А.В.	30
Минералого-геохимическая характеристика околорудных метасоматитов и золотокварцевых жил Стахановского рудного поля (Берелехский район, Магаданская область)	
Арлюкова К.Р., Гринев О.М.	35
Вещественный состав и условия локализации золотого оруденения Топольнинского рудного поля (Горный Алтай)	
Асканаква О.Ю., Тимкин Т.В., Ворошилов В.Г., Савинова О.В.	39
Предварительные результаты U-Th-He датирования самородного золота из месторождения Олимпик Дам, Австралия	
Безносикова Ю.С., Якубович О.В.	43
Особенности формирования Au-Cu-порфирового месторождения Малмыж (по данным исследования флюидных включений)	
Буханова Д.С.	45
Структурные особенности разрывного нарушения в пределах Мараканского рудного узла (Бодайбинский рудный район)	
Ванин В.А., Гладкочуб Д.П.	49

Типохимизм касситерита пегматитов Каравшинского поля Герасимов В.К.	52
Геохимическая характеристика вторичных ореолов рассеяния и минералогическо-петрографические особенности пород северо-восточной части Хаутаваарского рудного поля (Южная Карелия) Гордон Ф.А. Алексеев И.А.	55
Особенности химического состава и катодоллюминесценции апатита из разных типов руд Октябрьского месторождения (Ангарская железорудная провинция) Грибоедова И.Г.	57
Кристалломорфология эсколаита по данным атомистического структурного моделирования и «комбинированного» подхода Громалова Н.А., Еремин Н.Н., Никишаева Н.Д.	59
Особенности геологии и состава оруденения нового малосульфидного платинового месторождения Северный Каменник (Панские тундры, Кольский полуостров) Грошев Н.Ю., Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Габов Д.А., Иванов А.Н.	61
Петрология мафических включений в продуктах извержений в. Безымянный 2006-2012 гг. Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю., Перепелов А.Б.	64
Особенности оруденения месторождения «Еловое» Юзикского рудного поля (Северная Хакасия) Дьячкова А.В.	66
Геохимические особенности безрудного Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье Иванова А.А., Сырицо Л.Ф.	69
Текстурно-структурные особенности руд и последовательность рудообразования Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал) Иванова Ю.Н.	73
Роль силикатно-карбонатной несмесимости в образовании карбонатитов камафугитовых комплексов Центральной Италии Исакова А.Т.	76
Структурный контроль мышьяковых и полиметаллических рудопроявлений междуречья рек Чегем – Черек Балкарский, Кабардино-Балкарская Республика Кайгородова Е.Н.	79
Мезозойские кимберлиты и родственные породы севера Анабарского района, Якутская алмазоносная провинция: особенности минерального состава и геохимическая типизация Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Ковальчук Е.В.	82
Методика геоинформационного моделирования опасных скоростей ветра и толщины гололёдных отложений на примере о. Сахалина Карпачевский А.М.	86
Сравнительная характеристика распределения микроэлементов в первичных и вторичных ореолах рассеяния на участке Восточном Кедровского рудного поля и Нижне-Чиримбинском рудном узле.	

Ковригина С.В.	90
Тонкодисперсные частицы цветных и благородных металлов в современных донных осадках Чукотского моря	
Колесник А.Н., Колесник О.Н., Карабцов А.А., Бондарчук Н.В.	94
Зависимость оценки запасов Cs-137 в почвах от глубины обработки и плотности пахотных горизонтов	
Комиссарова О.Л.	97
Новые данные по концентрации фтора во флюиде при образовании Li-F гранитов Салминского Плутона, Южная Карелия	
Конышев А.А., Зубков Е.С., Васильев Н.В., Воронин М.В., Ковальчук Е.В.	102
Геологическое строение и минеральный состав серебряно-полиметаллических рудопроявлений вдоль разлома Брейбоген острова Западный Шпицберген	
Коробова Г.А.	107
Высокогафниевый циркон из редкометалльного месторождения Снежное (Алтае-Саянская провинция)	
Красоткина А.О.	111
Сравнительная характеристика вещественного состава массивов гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и Сэгангринского комплекса	
Кузнецова Е.С., Домаренко В.А.	114
Новые данные о золотой минерализации северной части Башкирского мегаантиклинория (западный склон Южного Урала)	
Кутырев А.В., Степанов С.Ю.	118
Первая геоэкологическая оценка воздействия золотодобычи на среду Северо-Енисейского района Красноярского края	
Лапина В.В.	122
Составы оливинов кимберлитов трубок им. Ломоносова и Аномалии 688 (Архангельская алмазоносная провинция)	
Лебедева Н.М., Сазонова Л.В.	126
Расплавные включения в цирконе из Ястребецкого и Азовского редкоземельных месторождений Украинского щита	
Левашова Е.В., Толмачева Е.В.	130
Структурно-вещественные типы золотого оруденения месторождения Подгольное (Центрально-Алданский рудный район)	
Леонтьев В.И.	133
Элементы-примеси в кварце из гидротермальных и пегматитовых жил	
Марфин А.Е., Борозновская Н.Н., Коноваленко С.И., Корнева А.П.	137
Расчетная модель напряженно-деформированного состояния массива месторождения Антей (ЮВ Забайкалье)	
Минаев В.А., Петров В.А., Полуэктов В.В.	141
Перспективы выявления коренного хромит-платинового оруденения в породах Каменушинского зонального клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал)	
Минибаев А.М., Степанов С.Ю.	145

Особенности геологического строения Ергенинского Ti-Zr потенциального россыпного района	
Овчинникова М.В.	149
Петрологические особенности гранитоидов и связанных с ними метасоматитов Незаметнинского месторождения (Приморский край)	
Одариченко Э.Г.	153
Асубулакское рудное поле – основной источник уникальных редкометалльных минералов (Восточный Казахстан).	
Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н.	157
Коренные источники для формирования Исовско-Туринской россыпной системы	
Паламарчук Р.С. Степанов С.Ю.	161
Экономичная технология беспилотной магниторазведки и ее апробация на рудопрооявлениях Приольхонья	
Паршин А.В.	165
Геоинформационное решение прямой геолого-геохимической задачи с использованием аппарата физико-химического моделирования	
Паршин А.В., Абрамова В.А.	169
Золотая минерализация в коренных породах палеоценовых эксплозивных структур Сихотэ-Алиня и в аллювии дренирующих их ключей	
Перевозникова Е.В., Нечаюк О.Е.	173
К вопросу о составе минералообразующих сред редкометалльных Li-F гранитов Орловского массива в Восточном Забайкалье	
Пихулина А.В., Баданина Е.В.	178
Углеродородный состав флюидных включений в кварце и сульфидах Михайловского месторождения (Енисейский кряж) (по данным хромато-масс-спектрометрии)	
Рябуха М.А., Хоменко М.О.	180
Минералого-геохимические особенности циркона из редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья	
Сагитова А.М., Баданина Е.В.	182
Геохимия фосфоритов и железомарганцевых корок с подводных гор северо-западной Пацифики	
Саттарова В.В., Волохин Ю.Г., Ноздрачёв Е.А.	186
Радиоактивные и стабильные элементы в почвах и растительности прибрежных ландшафтов заливов Абросимова и Степового архипелага Новая Земля	
Семенков И.Н., Усачева А.А.	188
Применение компьютерной рентгеновской томографии при изучении прожилково-вкрапленной рудной минерализации медно-порфирового месторождения Песчанка	
Семина А.Д., Марущенко Л.И., Булыгина Л.Г.	192
Минералогия руд Борковского рудопрооявления золота, Енисейский кряж	
Сенотрусов В.А.	195
Магматизм и метаморфизм Мончегорского рудного узла: новые Sm-Nd возрастные данные	

Серов П.А., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Чашин В.В., Стешенко Е.Н....	199
Минералого-геохимические особенности бокситов Верхне-Ашутского месторождения Казахстана	
Сивков Д.В., Новиков В.М., Боева Н.М.....	203
Первая находка турмалина в метасоматитах гумбеитовой формации.	
Сидорова Н.В.	207
Термобарогеохимия флюидных включений жильного кварца золоторудного месторождения Советское (Енисейский край)	
Сильянов С.А., Некрасова Н.А.....	210
Формы нахождения золота в рудах вулканогенных гидротермальных месторождений Центральной Камчатки	
Скильская Е. Д., Округин В.М., Кудяева Ш.С., Москалева С.В., Яблокова Д.А.....	214
Хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского и Вересовоборского массивов (Средний Урал)	
Степанов С.Ю., Малич К.Н.	218
Экологические аспекты разработки угольных месторождений на примере Кузбасса	
Стреляев В. И., Принцева В.Ю., Широков В.В.....	222
Геохимические особенности кобальта и никеля в медных рудах гидротермальных полей Ашадзе-1 и Юбилейное (САХ)	
Суханова А.А.....	225
Акцессорные ниобаты в вольфрамоносных грейзенах Верхнеурмийского рудного узла (Приамурье)	
Суханова К.Г., Алексеев В.И.....	228
Использование генетического анализа кварца при изучении рудообразования на рудопроявлении Александра (Приморье)	
Сучков А.В., Раков Л.Т.	232
Минералогическая характеристика Au-U месторождения Хадатканда (Северное Забайкалье)	
Тарасова Ю.И.	236
Новые данные по "невидимому" золоту в ковеллине: экспериментальное исследование методом РСМА	
Тонкачев Д.Е., Чареев Д.А., Трофимов Н.Д., Валькова Е.Д., Тагиров Б.Р.....	240
Цезий-137 в фоновых ландшафтах тундровой и таежной зон	
Усачева А.А., Семенов И.Н.....	242
Геохимические ассоциации пород баженской свиты	
Усольцев Д.Г., Рихванов Л.П.....	246
Этапы деформаций и пути миграции флюидов разных уровней месторождения Антей: реконструкция на основе изучения планарных систем флюидных включений	
Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В., Прокофьев В.Ю.	250

Особенности химического состава минералов группы лампрофиллита и кристаллическая структура высокофтористого баритолампрофиллита из агпаитовой дайки (Кандалакшский район, Кольский п-ов)	
Филина М.И., Аксенов С.М., Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н.	256
Новые данные о геологическом строении рудопоявления Озёрное Накынского кимберлитового поля Якутской алмазоносной провинции	
Ходня М.С., Ерёменко Е.Г., Зарипов Н.Р., Игнатов П.А., Килижеков О.К.	259
Морфология и распределение сульфидных фаз в породах Йоко-Довыренского расслоенного массива. Метод рентгеновской компьютерной томографии	
Хомяк А.Н., Арискин А.А., Гилязетдинова Д.Р., Корост Д.В.	262
Изотопный состав серы сульфидов гидротермальных труб палеокурильщиков и продуктов их разрушения Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал)	
Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Садыков С.А.	263
Силикатно-карбонатная ликвация в щелочных магмах (на примере массива Рябиновый, Центральный Алдан)	
Чайка И.Ф.	266
Трансформация ландшафтов в старых районах угледобычи (на примере Подмосковского бурогоугольного бассейна)	
Шарапова А.В.	271
Геохимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Южная Якутия) и прогноз золото-медно-порфирового оруденения	
Шатова Н.В.	273
Особенности поведения халькофильных элементов в толеитовых магмах района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика)	
Шишкина Т.А., Портнягин М.В., Мигдисова Н.А., Сущевская Н.М.	277
Характеристика подпитки магматической системы вулкана Безымянный на основе изучения зональности минералов-вкрапленников вулканических продуктов	
Щербаков В.Д., Давыдова В.О.	282
Особенности вещественного состава хромшпинелидов из пород Харчерузского блока массива Сыумкеу (Полярный Урал)	
Юричев А.Н.	285
Особенности распределения радиоактивных элементов в породах кимберлитовой трубки Архангельская (месторождение им. М.В. Ломоносова)	
Яковлев Е.Ю., Киселев Г.П., Дружинин С.В.	289
Assessment of Bahariya Hematite - barite ore as a heavy weight concrete mix for subsea pipeline cladding	
Gaber, M. A.Wahab	292
Список участников V Российской молодёжной научно-практической Школы «Новое в познании процессов рудообразования»	294

Тезисы докладов пленарных лекций



Использование изотопного состава меди и серы для оценки источника вещества и условий образования Удоканского месторождения (первые данные)

Белогуб Е.В.^{1,2}, Матур Р.³, Садыков С.А.¹

¹Институт минералогии УрО РАН? bel@mineralogy.ru,

²ЮУрГУ, МФ

³Juniata College, USA

Традиционно для оценки источника вещества сульфидных месторождений используют изотопный состав серы. Разделение изотопов серы в геологических процессах происходит, главным образом, в результате равновесного термодинамического (реакции изотопного фракционирования при высоких температурах) и кинетического изотопного эффектов (направленные химические реакции при нормальных температурах). Процессы биогенной сульфат-редукции приводят к наиболее значительному изотопному облегчению серы в поверхностных условиях (Фор, 1989). Технологический прогресс последних десятилетий привел к попыткам привлечения для генетических построений изотопного состава цветных металлов, в том числе – меди.

В природе существует два стабильных изотопа ^{63}Cu и ^{65}Cu с распространённостью 69,1 и 30,9 ат.‰ соответственно. Величина, характеризующая отклонения изотопного состава образца от международного стандарта (NIST 976, 0.4456) вычисляется по формуле: $\delta^{65}\text{Cu} = ((^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}_{\text{образец}}) / (^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}_{\text{стандарт}}) - 1) \times 1000$. Первые попытки оценки изотопных соотношений меди в природных объектах, проведенные с использованием термоядерно-ионизационных масс-спектрометров (TIMS) не давали достаточной точности и воспроизводимости. К концу XX столетия количественное определение изотопов ряда металлов, включая медь, стало возможно благодаря внедрению мультиколлекторных масс-спектрометров с индуктивно-связанной плазмой (MC-ISP-MS).

В магматических месторождениях медь изотопно однородна, о чем свидетельствуют незначительные вариации $\delta^{65}\text{Cu}$ в магматических породах (-0.4 – 0.5 ‰ [Maréchal, 1998]) и магматогенном халькопирите (-0.10 – -0.20 ‰ (Zhu et al., 2000; Larsen et al., 2003)). Более широкие вариации $\delta^{65}\text{Cu}$ свойственны сульфидам гидротермальных месторождений (Larsen et al., 2003, Maher et al., 2003; Mason et al., 2005, Zhu et al., 2000 и др.). Наиболее широкие вариации $\delta^{65}\text{Cu}$ связывают с гипергенезом и сопровождающими его окислительно-восстановительными реакциями (Larsen et al., 2003, Markl et al., 2006 и др.), а также влиянием бактерий, сорбционных процессов и др. (Mathur et al., 2005).

Учитывая продолжающуюся дискуссию о генезисе крупнейших месторождений медистых песчаников, включая Удокан (Чечеткин и др., 1995; Габлина, Малиновский, 2008; Hitzman et al., 2010 и мн. другие) нами предприняты попытки изучения изотопного состава меди и серы в рудах Удоканского месторождения.

Объектами наших исследований послужили сульфидные (согласные со слоистостью вкрапленные и гнездовые, секущие прожилковые) и окисленные руды, а также продукты современного минералообразования. Всего проанализировано 22 образца, из них – 5 штучных сульфидных; 8 – флотоконцентратов групповых проб сульфидных руд; 10 – окисленных, включая 1 пробу водорастворимого сульфата. Во всех образцах минеральный состав охарактеризован количественно с привлечением данных оптико-микроскопических и количественных рентгеноструктурных исследований.

Результаты исследования показали следующее:

Изотопный состав меди Удоканского месторождения значительно варьирует, как в выборке сульфидов, так и кислородных солей меди, при общей тенденции утяжеления меди в минералах окисленных руд.

Обращает на себя аномально низкое значение $\delta^{65}\text{Cu}$ халькопирита из согласных вкрапленных руд (-6.00 ‰) и повышенные – в гнездовых послойных (-2,31 ‰), что говорит о влиянии процессов ремобилизации вещества при катагенезе и, возможно - об изотопной неомогенности источника вещества.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ для всех образцов отрицательные с большим разбросом (-4,2 ... -23.9 ‰ $\delta^{34}\text{S}$) и тенденцией облегчения на больших глубинах, что может свидетельствовать о значительном вкладе в первичное минералообразование биогенной изотопно-легкой серы.

И медь и сера в кислородных солях преимущественно более тяжелые, чем в сульфидах. Это хорошо согласуется с преимущественным осаждением из растворов зоны окисления более тяжелых изотопов как серы, так и меди, в виде нерастворимых соединений с обогащением раствора более легкими.

Дальнейшие работы в этом направлении состоят в накоплении статистически представительных данных, характеризующих Удоканское месторождение во всем объеме, включая рудообразующие минералы из различных текстурно-структурных типов руд.

Авторы благодарят руководство Байкальской горной компании, ОПУ «Удоканская медь», ОАО «Сосновгео» и SRK consulting за возможность работать на Удоканском месторождении.

1. Габлина И.Ф., Малиновский Ю.М. Периодичность меденакпления в осадочной оболочке Земли // Литология и полезные ископаемые, 2008. № 2. С. 155–173.
2. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир. 1989. 590 с.
3. Четкин В.С., Володин Р.Н., Наркелюн Л.Ф., Трубачев Ф.И., Быков Ю.В., Маркевич Г.Е. Удоканское месторождение медистых песчаников // Месторождения Забайкалья М: Геоинформмарк, 1995. Т.1.
4. Hitzman, M.W., Selley, D., Bull, S. Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through earth history. Economic Geology. 2010. 105 (3). P. 627-639.
5. Larson P., Maher K., Ramos F.C., Chang Zh, Gaspar M., Lawrence Meinert L. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming processes // Chemical Geology. 2003. V. 201. P. 337-350.
6. Maréchal C., Telouk P., Albarède F., 1999. Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasma-source mass spectrometry // Chemical Geology. V. 156. P. 251-273.
- Markl G., Lahaye Y , Schwinn G. Copper isotopes as monitors of redox processes in hydrothermal mineralization // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V.70. P. 4215–4228.
7. Mathur R., Ruiz J., Titley,S., LiermannL., Buss H., Brantley S. Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria. Geochimica and Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. P. 55233–5246.
8. Zhu X.K., O'Nions R.K., Gu, Y., Belshaw N.S., Rickard D. Determination of natural Cu-isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use as geochemical tracers // Chemical Geology. 2000. V.163. P. 139–149.

Поведение изотопов кислорода в процессах растворения-кристаллизации минералов

Дубинина Е.О.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, delta@igem.ru

При кристаллизации минералов возможно возникновение кинетических изотопных эффектов, поскольку этот процесс является однонаправленным. Вероятность кинетических эффектов возрастает с возрастанием скорости роста минеральных зерен, и в общем случае можно считать, что локальное изотопно-кислородное равновесие между поверхностью минерала и флюидом тем вероятнее, чем медленнее растет кристалл (Watson, 2004; DePaolo, 2010; Дубинина, Лакштанов, 1997). Быстрая кристаллизация не только способствует отсутствию локального изотопного равновесия, но и сохранению неравновесных зон в объеме кристалла. Процесс диффузионного уравнивания минерала с флюидом после кристаллизации не всегда реализуется, поскольку ему препятствуют низкие скорости диффузии в кристаллических фазах, умеренные и низкие температуры, а также ситуации, когда флюид покидает систему.

Для разных минералов область температуры, ниже которой проявляются кинетические эффекты, связанные с перекристаллизацией, различны. Например, для кварца это $T < 500^{\circ}\text{C}$ (Clayton et al., 1972), а для талька и серпентина – $T < 350^{\circ}\text{C}$ (Saccocia et al., 2009). Кинетические эффекты, возникающие в процессах растворения-кристаллизации, формально можно разделить на эффекты, связанные с фракционированием изотопов при растворении-кристаллизации в закрытой относительно флюида системе (Dubinina, Lakshtanov, 1997) и эффекты, связанные с отсутствием локального равновесия на границе раздела минерал-флюид (Дубинина, Лакштанов, 1997; DePaolo, 2010; Gabitov et al., 2012). Эффекты первого типа хорошо описываются моделью, в которой принимается допущение о постоянстве коэффициента фракционирования между поверхностью новообразованного минерала и флюидом (Dubinina, Lakshtanov, 1997), частным случаем модели является случай выполнения условия локального равновесия. Модель неоднократно применялась нами и другими авторами при интерпретации экспериментальных и природных данных (Дубинина и др., 2007, Аранович и др., 2009, 2010, Дубинина и др., 2010, Naden et al., 2003).

1. Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А., Викентьева О.В., Дубинина Е.О., Козловский В.М., Лебедева Ю.М. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 415-436.
2. Аранович Л.Я., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.Д. Изотопный состав кислорода сосуществующих минералов силлиманит-гиперстеновых пород Порьей Губы: свидетельства участия флюида в метаморфизме гранулитовой фации // Геохимия. 2010. № 8. С. 787-800.
3. Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чугаев А.В. Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 6. С. 786–790.
4. Дубинина Е.О., Лакштанов Л.З. Разделение изотопов кислорода при синтезе кварца в гидротермальных условиях // Зап. ВМО. 1997. СХХVI. № 6. С.11-22.
5. Дубинина Е.О., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Леин А.Ю., Сагалевиц А.М., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Мохов А.В. Изотопно-геохимические характеристики гидротермального поля Лост Сити // Геохимия. 2007. № 11. С. 1223-1236.
6. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3057–3067.
7. Dubinina E.O., Lakshtanov L.Z. A kinetic model of isotopic exchange in dissolution-precipitation processes // Geochim.Cosm.Acta. 1997. V. 61. №11. P. 2265-2273.

Ракетно-космическая деятельность как источник воздействия на окружающую среду

Королева Т.В.¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, korolevat@mail.ru

Ракетно-космическая деятельность (РКД) – один из самых молодых видов хозяйственной деятельности человека, первый на Земле успешный пуск космической ракеты-носителя состоялся в Советском Союзе в 1957 году, менее шестидесяти лет назад. Долгие годы развитие ракетно-космической техники в мире определялось, прежде всего, военными и политическими задачами, а вопросы обеспечения экологической безопасности такой техники в СССР долгое время не поднимались. С начала 1990-х годов в открытой печати стали появляться публикации о воздействии космической деятельности на окружающую среду и здоровье населения, которые не всегда отражали действительное состояние проблемы. В 1990 г. решением Военно-промышленной комиссии при Совете Министров СССР была принята к реализации специальная программа «Экос» – «Исследования и оценка воздействия ракетно-космической и боевой техники на окружающую среду», которая положила начало научным исследованиям, направленным на изучение экологических последствий ракетно-космической деятельности и обеспечение экологической безопасности.

В настоящее время для пусков ракет-носителей Российская Федерация использует два космодрома: Байконур (Республика Казахстан) и Плесецк (Архангельская область РФ). В Амурской области ведется строительство нового российского космодрома Восточный. Запуски космических аппаратов обеспечивают два ведомства – Министерство обороны РФ Федеральное космическое агентство (Роскосмос). Министерство обороны РФ осуществляет запуски ракет-носителей в интересах обороны и безопасности России, используя для этих целей, главным образом, космодром Плесецк. Роскосмос осуществляет функции по общей координации работ, проводимых на космодроме Байконур, в интересах науки, техники и различных отраслей экономики, то есть в гражданских и коммерческих целях. Из-за отсутствия достаточных объективных данных о природоохранных мероприятиях, проводимых на космодроме Плесецк, вопросы, связанные с обеспечением экологической безопасности космической деятельности, в представленном докладе, рассматриваются на примере эксплуатации космодрома Байконур.

Современная наземная космическая инфраструктура космодрома Байконур включает наземные стартовые комплексы, шахтные пусковые установки, монтажно-испытательные корпуса, заправочные станции, измерительный комплекс с вычислительным центром, кислородно-азотный завод. Обеспечивающая инфраструктура космодрома – это развитая сеть энергоснабжения, два аэродрома, более 400 км железнодорожных путей и 1000 км автомобильных дорог, 2500 км линий связи. Площадь космодрома составляет 6 500 кв. км. Для приема отработавших ступеней ракет-носителей на территории Республики Казахстан и Российской Федерации под районы падения отведено несколько миллионов гектаров земель. С космодрома Байконур наиболее часто осуществляются пуски ракет-носителей (РН) «Союз» и РН «Протон».

Ракетно-космическая деятельность, как и любая другая хозяйственная деятельность человека, связана с воздействием на окружающую среду, которое проявляется на космодромах и в районах падения отделяющихся частей ракет-носителей (РП ОЧ РН) – установленных в соответствии с баллистическими расчетами участках земной поверхности, предназначенных для приземления отработавших элементов конструкции РН. Первые ступени ракет-носителей отделяются на высотах 60-90 км, скорость их движения недостаточна для разрушения, которое может произойти в результате аэродинамических перегрузок или вследствие взрыва при перегреве баков с остатками топлива, поэтому разрушение (трансформация) ступени (ее составных частей) происходит при ударе о землю. Вторые ступени РН отделяются на высотах

140-160 км. При вхождении в плотные слои атмосферы происходит нагрев ступени до температур, приводящих к взрыву остатков топлива в баках, который, по теоретическим оценкам, происходит на высотах 25-30 км. Остатки топлива и продукты его сгорания поступают в атмосферу и рассеиваются на большой высоте. В качестве компонентов ракетного топлива в РН «Союз» используются керосин (топливо) и жидкий кислород (окислитель), в РН «Протон» – несимметричный диметилгидразин (топливо) и тетраоксид азота (окислитель).

Необходимость проведения экологического контроля и мониторинга при пусках с космодрома Байконур для обеспечения экологической безопасности РКД определена российско-казахстанским межправительственным Соглашением по экологии и природопользованию, а также обязательствами Роскосмоса по экологическому обследованию районов падения, оговоренных договорами с субъектами РФ. В Экологическом кодексе Республики Казахстан мониторинг ракетно-космического комплекса «Байконур» рассматривается как специальный вид государственного экологического мониторинга. Российское природоохранное законодательство не предусматривает государственного мониторинга состояния и загрязнения окружающей среды при осуществлении отдельных видов хозяйственной деятельности.

Ведомственная система экологического мониторинга и контроля РКД была создана по заказу Роскосмоса, в рамках реализации Федеральной космической программы России на 2006-2015 гг. Мероприятия, осуществляемые в рамках системы экологического мониторинга, являются одним из ключевых элементов обеспечения экологической безопасности ракетно-космической деятельности. Приказом Роскосмоса ответственным за проведение ведомственного экологического мониторинга определено Федеральное государственное унитарное предприятие «Центр эксплуатации объектов наземной космической инфраструктуры» (ФГУП «ЦЭНКИ»).

Работы по экологическому сопровождению пусков на космодроме выполняются по двум направлениям: во время проведения заправки ракеты-носителя и непосредственно после старта. В обоих случаях проводится отбор проб атмосферного воздуха. Кроме того, после проведения пуска с внешней стороны периметра стартового комплекса отбираются пробы почвы, в которых методами количественного химического анализа определяются показатели, характеризующие содержание в почвах компонентов ракетного топлива и продуктов их трансформации (в зависимости от типа ракеты-носителя).

В районах падения отделяющихся частей ракет-носителей контроль за источниками воздействия включает: регистрацию траектории падения отделяющихся частей и характера их падения; определение координат мест падения фрагментов, определение их количества и состояния. Также регистрируются последствия падения отделяющихся частей в виде проливов компонентов топлив, пожаров, разрушений, нарушения почвенно-растительного покрова.

В районах падения первых ступеней ракет-носителей, расположенных на территории Республики Казахстан, экологическое сопровождение пусков осуществляется совместно казахстанскими и российскими специалистами. На месте падения фрагментов конструкции ступени и на фоновых территориях отбираются пробы компонентов природной среды, которые направляются для проведения анализов в стационарные лаборатории. В последние несколько лет отрабатывается регламент съемки техногенных нарушений на местах падения фрагментов первой ступени на основе использования приемников спутниковой навигации и аэрофотосъемки мест падения с вертолета (в дополнение к отбору проб компонентов экосистем). На земле фиксируются координаты границ участков различных видов техногенных нарушений (разлета фрагментов ступени, проливов компонентов топлива, термического и пирогенного воздействия, разъезженности территории тяжелой техникой при разделке и эвакуации фрагментов конструкции и т.п.), а также участки с различными нарушениями растительного покрова. Аэрофотоснимки и границы участков добавляются в цифровой виде в геоинформационные проекты, созданные для отдельных районов падения, и в дальнейшем служат основой для оценки состояния территории при проведении экологического мониторинга в РП первых ступеней.

В районах падения вторых ступеней, расположенных в Российской Федерации, экологическое сопровождение пусков проводится региональными отделениями ФГУП «ЦЭНКИ». В этих работах также принимают участие различные научные организации. Экологическое сопровождение пусков осуществляется при допусковом и послепусковом вертолетном облете территории с отбором проб компонентов экосистем (почвы, растений, воды, снега) в точках постоянного контроля. В ходе облетов выполняется обследование района падения на наличие повреждений почвенно-растительного покрова (пожар, лесоповал и т.п.). При послепусковом облете территории ведется визуальный поиск фрагментов ступени, в случае обнаружения которых на месте падения отбираются пробы компонентов экосистем на содержание специфических и неспецифических показателей загрязнения компонентами ракетного топлива. Результаты экологических обследований также заносятся в электронные базы данных, в том числе, базы данных геоинформационных систем, на основе использования унифицированных форм электронной отчетности.

Анализ поступающей информации позволяет сделать вывод о том, что нарушение компонентов экосистем в результате ракетно-космической деятельности является локальным. На местах падения первых ступеней ракет-носителей химическое загрязнение компонентами ракетных топлив носит точечный характер, площадь проливов составляет не более нескольких десятков квадратных метров. Масса химически опасных веществ, проливы которых фиксируются на местах падения, составляет порядка первых десятков килограммов. Механические нарушения почвенно-растительного покрова на месте падения фрагментов также незначительны (до первых сотен квадратных метров). Более значительные по площади механические нарушения образуются при эвакуации фрагментов ступени тяжелой техникой, особенно в весенний и осенний периоды. Площадь разъезженных участков может достигать нескольких тысяч квадратных метров. Наибольший урон экосистемам наносят пожары, площадь которых может достигать нескольких сотен, а в ряде случаев, и нескольких десятков тысяч квадратных метров.

Существенно в меньшей степени воздействие на экосистемы проявляется в районах падения вторых ступеней, где, как правило, размер приземляющихся фрагментов небольшой, а их разлет может быть значительным. Кроме того, из-за географических особенностей территорий районов падения вторых ступеней и незначительного размера большей части фрагментов удается обнаружить лишь их малую часть. В районах падения вторых ступеней по сравнению с РП первых ступеней вероятность проливов остатков ракетного топлива на почву из фрагментов ступени и в результате их аэрогенного поступления из-за разрушения ступени в атмосфере ничтожно мала. По результатам многолетних исследований в РП вторых ступеней химическое воздействие компонентов ракетного топлива на экосистемы не обнаруживается. Случаи механического и пирогенного нарушения экосистем носят единичный характер.

Помимо экологического сопровождения пусков на территории позиционного района космодрома Байконур, в районах падения ОЧ РН и на сопредельных с ними территориях организована система наблюдений за состоянием природной среды – мониторинговые исследования динамики состояния компонентов экосистем, подверженных влиянию ракетно-космической деятельности, которая включает следующие наблюдения: на условно ненарушенных (фоновых) природных участках на территории космодрома и в районах падения ступеней ракет; на техногенно нарушенных участках разновозрастных мест падения в РП первых ступеней. Мониторинговые площадки выбраны с учетом природного разнообразия территории космодрома и районов падения ступеней ракет. С определенной периодичностью осуществляется контроль за состоянием растительности на площадках, а также отбор проб почвы и их анализ по разработанным показателям, отражающим воздействие РКД на почвенный покров. На разновозрастных (и относящихся к различным сезонам) местах падения первых ступеней оценивается площадь остаточных техногенных нарушений; скорость и характер самовосстановления растительного покрова.

В рамках системы экологического мониторинга РКД оценка состояния почвенного покрова выполняется с применением показателей, характеризующих химическую,

физическую и биологическую деградацию почв. При проведении почвенного мониторинга контролируются многие параметры, изменение которых может указывать на возникновение неблагоприятных тенденций или снижение почвенного плодородия. Оценка состояния растительности районов падения осуществляется по общепринятым флористическим, структурным и продукционным показателям.

Проводимые комплексные исследования на условно ненарушенных (фоновых) природных участках на территории космодрома и в районах падения ступеней ракет позволили установить, что характеристики почвенно-растительного покрова не выходят за рамки природной зональной variability. Наблюдения за разновозрастными местами падения первых ступеней показали, что для полного самовосстановления экосистем на нарушенных участках необходимо от 2-5 до 15-30 лет в зависимости от особенностей падения ступени, сезона года и ландшафтной структуры места падения.

Несомненную угрозу экологии представляют аварийные ситуации, возникающие при осуществлении ракетно-космической деятельности. Сценарий аварийной ситуации на активном участке полета ракеты-носителя зависит, главным образом, от того, на какой стадии технологического цикла произошла авария. Падение аварийного изделия на подтрассовую территорию возможно в том случае, если отказ техники происходит на участке работы первой и второй ступени. При отказе третьей ступени или разгонного блока аварийное изделие может перейти в стадию неуправляемого полета на низкой орбите. За последние 15 лет по трассе выведения произошло три аварии РН «Протон». В двух случаях аварии случились на участке полета второй ступени, ракета развалилась на фрагменты на высоте 120-150 км. Падение всех фрагментов произошло без взрывов на площади в несколько десятков километров вдоль трассы выведения. Химическое воздействие на этой территории обнаружено не было, что обусловлено тем, что ракеты разрушились в атмосфере, а остатки компонентов ракетного топлива были выброшены на высотах более 20 км и не достигли земли. Третья авария произошла после штатного отделения первой ступени. Падение оставшихся ступеней ракеты сопровождалось взрывом, в результате которого образовалась воронка диаметром около 45 метров и глубиной около 15 метров. На месте падения космического аппарата произошел пролив ракетного топлива из разрушившейся конструкции. Химическое загрязнение почвы ракетным топливом было зафиксировано только на месте его пролива, где была проведена детоксикация почвы. Остаточные количества ракетного топлива обнаруживались в почве на протяжении 6 лет. На месте воронки были проведены рекультивационные работы.

Последняя по времени авария РН «Протон» случилась 2 июля 2013 года, когда ракета упала в двух с половиной километрах от стартового комплекса. При падении произошел взрыв, в результате которого образовалась воронка размером 40 на 25 метров и глубиной до 5 метров. Площадь разлета фрагментов ракеты-носителя составила около 140 тыс. м². Начался масштабный пожар, выгорело примерно 48 тыс. м² территории космодрома. Площадь химического загрязнения составила около 13 тыс. м², где была проведена детоксикация. По результатам проведенных на месте аварийного падения исследований разработан проект рекультивации, предусматривающий полную реабилитацию территории.

В целом, по сравнению с другими отраслями промышленности, в частности, с нефтедобывающей, ракетно-космическая деятельность оказывает менее значимое воздействие на окружающую среду. Однако это не исключает необходимость продолжения работ по обеспечению экологической безопасности ракетно-космической деятельности.

2D/3D моделирование активных геоструктур и опасных геодинамических процессов на ГИС основе

Петров В.А.¹

¹*ИГЕМ РАН, г. Москва*

Ускоренное развитие экономического потенциала страны, в том числе в горнодобывающей промышленности, атомной энергетике, строительстве, происходит на фоне расширения масштабов аномальных природных явлений. Они могут быть практически мгновенными, как при землетрясении, или инициироваться весьма продолжительными изменениями региональной геодинамической обстановки. Антропогенное вмешательство в природную среду, например, при отработке месторождений полезных ископаемых вызывало, вызывает и в будущем может инициировать техногенные аварии с весьма вероятным перерастанием некоторых из них в экологические катастрофы.

Особенно актуален вопрос предотвращения или минимизации последствий природных и техногенных катастроф для таких объектов повышенной техногенной и экологической опасности, как шахтные поля, радиохимические предприятия, пункты изоляции отработавших ядерных материалов, плотины, газо- и нефтепроводы и т.д. Для этих объектов необходимо на единой геоинформационной платформе с применением новейших методов комплексных геолого-геофизических изысканий провести оценку современной геодинамической активности территории, выделить сейсмоактивные разломные зоны, установить закономерности влияния природных факторов напряженного состояния недр на характер протекания локальных техногенных процессов.

Например, в большей своей части крупные и уникальные месторождения стратегических видов минерального сырья (уран, золото, редкие металлы и др.) в геологическом прошлом формировались в активизированных подвижных поясах на границах стабильных литосферных блоков. В настоящее время эти шовные зоны характеризуются интенсивной тектонической нарушенностью и сейсмической активностью. Расположенные здесь горнодобывающие предприятия являются объектами повышенной техногенной и экологической опасности.

Техногенная опасность определяется тем, что в условиях увеличения выработанного пространства и перемещения фронта добычных работ на глубокие горизонты разреза активизируются проявления горного давления. На фоне изменения напряженного состояния массива пород это нередко приводит к горно-тектоническим ударам (техногенным землетрясениям) большой разрушительной силы. В результате, горнорудные предприятия вынуждены сворачивать или полностью останавливать работы. В условиях, когда предприятие является градообразующим, это приводит к негативным социально-экономическим последствиям.

Экологическая опасность обуславливается тем, что при переработке рудной массы образуется огромное количество химически активных отходов, размещаемых в открытых горных отвалах и хвостохранилищах. Нарушение целостности этих объектов в результате природных и техногенных деформаций сопровождается выносом загрязнителей (радионуклиды, тяжелые металлы) и заражением ими горизонтов подземных вод, используемых для водоснабжения населения, а также деградацией всей экосистемы.

В связи с этим формулируются приоритеты и задачи 2D/3D моделирования активных геоструктур и опасных геодинамических процессов на основе ГИС-технологий:

основной научный приоритет - снижение риска возникновения и уменьшение последствий катастроф природного и техногенного происхождения;

основная задача - разработка методов и средств прогнозирования чрезвычайных ситуаций и снижения рисков их возникновения.

Ключевая проблема состоит в том, чтобы изучить внешние причины техногенных аварий и усовершенствовать методы их прогнозирования и предотвращения.

В этом контексте для геологических структур ЮВ Забайкалья (Приаргунья) выполнен геолого-структурный анализ и геодинамическое моделирование на основе впервые разработанных схем кинематики разломов с ориентировками осей главных напряжений и типом напряженного состояния массивов пород, распространения сейсмодислокаций и распределения сеймотектонических режимов (стресс-тензоров).

Впервые для данной территории методом GPS-геодезии на пунктах постоянных и временных наблюдений проведены измерения скоростей и направлений современных горизонтальных движений, определены средний фокальный механизм землетрясений и направления осей сжатия-растяжения.

Имеющиеся и вновь полученные геоструктурные, геофизические, геотектонические, литологические, петрофизические и другие данные сведены в созданную ГИС ЮВ Забайкалья. Она включает территориально централизованную и тематически распределенную базу геолого-геофизических данных и 2D/3D модели литосферных блоков с распределением основных формационных типов пород и разломных зон.

На этой геоструктурной основе созданы модели строения, свойств и реологических связей геологической среды, определены граничные условия для числового тектонофизического моделирования методом конечных элементов.

Проведено пилотное 2D и 3D моделирование современного напряженно-деформированного состояния массивов пород и смещений в зонах сейсмоактивных разломов.

Впервые расчетные геодинамические модели интегрированы в ГИС, что позволяет проводить верификацию результатов на региональном уровне в полевых условиях.

На локальном уровне единичного горного массива верификация результатов моделирования проведена на одном из крупнейших месторождений Стрельцовского урановорудного поля по данным сейсмоакустических и деформационных методов получения информации *in situ* о напряженно-деформированном состоянии пород.

Работы по 2D/3D моделированию активных геоструктур и опасных геодинамических процессов показали, что применение ГИС позволяет:

повысить эффективность оценки состояния сейсмогенерирующих структур, что обеспечивает разработку мероприятий по предотвращению или существенному уменьшению экологических последствий природных и техногенных катастроф для объектов народного хозяйства, включая месторождения стратегических видов минерального сырья;

улучшить качество прогнозирования сейсмогеодинамических процессов в части пространственной связи областей генерации напряжений с конкретными геологическими структурами, что позволяет районировать территорию по современной сейсмогеодинамической активности на основе уточненных оценок размеров опасных зон и магнитуд землетрясений;

усовершенствовать системы мониторинга сейсмогеодинамических процессов, что позволяет на единой геоинформационной платформе повысить эффективность процедур принятия решений в сфере рационального недропользования, проведения природоохранных мероприятий и социально-экономического планирования.

Тезисы докладов молодых учёных



Минеральный состав руд рудопроявления золота Чульбаткан (Хабаровский край, р-н им. Полины Осипенко)

Алексеев А.С.^{1,2}

¹ООО «Третья ГТК», г. Москва,

²МГУ им. М.В. Ломоносова, aleksrybinsk@gmail.com

Золотое рудопроявление Чульбаткан расположено в 20 км южнее пос. Удинск (р-н им Полины Осипенко, Хабаровский край), в истоках руч. Чульбаткан, правого притока р. Бол. Уда, которая в свою очередь впадает в Амгунь. Рудопроявление относится к плутогенному гидротермальному типу золото-кварцевой формации (по Аводнин В.В. и др. 2005) или к месторождениям золота в интрузиях, формировавшихся в восстановительных условиях (тип *Intrusion related gold deposits*, по Thompson & Newberry, 2000).

Рудопроявление Чульбаткан располагается в известном золоторудном районе – Нижнее Приамурье Хабаровского края (Сихотэ-Алиньский вулканический пояс). В 100 км западнее его располагается месторождение – Албазино (~150 т Au). Также одним из благоприятных признаков золотой минерализации – это наличие разработок россыпи на р. Большая Уда. Россыпь разрабатывалась с третьей четверти 20 века, в настоящий момент работы по добыче россыпного золота не ведутся.

Рудопроявление расположено в зоне регионального разлома северо-восточного простирания (зона сдвига-растяжения), в эндоконтакте позднемеловой Чульбатской интрузии. Породы интрузии представлены рядом трондъемит-тоналит-гранодиорит, пересеченные маломощными дайками аплитовидных гранодиоритов и более молодых (палеогеновых) андезитов. Породы высокоглиноземистые (Кайдалов и др., 1986ф). Метасоматические изменения представлены карбонатизацией, серицитизацией, хлоритизацией и окварцеванием.

Рудные тела, по предварительной оценке, представлены крутопадающими (50-80°) пластообразными телами, мощностью 20-30 м. В центральной части рудопроявления рудные тела увеличивают мощность, приобретая более изометричную форму. Единственным полезным компонентом является золото, содержания серебра в рудах в 2 раза меньше чем золота.

Акцессорные минерал пород интрузии – ильменит и рутил, в единичных случаях встречается магнетит. Минералы представлены в виде причудливых «вкраплений» в биотите, вероятно, образовавшихся в ходе субсолидного замещения.

Главным, и единственным, рудным минералом породы является пирит. В основном распространен (до 10%, в среднем до 1-2%) в виде вкрапленности в породе (метасоматическое замещение биотита), реже в виде пирит-хлорит-серицитовых и кварц-пиритовых прожилков.

Второстепенными и редкими рудными минералами являются халькопирит, блеклые руды (зандбергит, тетраэдрит), галенит, сфалерит, гёссит, теллуриды золота и серебра (?) и собственно самородное золото. Эти минералы редко различимы невооруженным глазом и составляют десятые и сотые доли процентов породы. Встречаются в единичных случаях кварц-халькопиритовые жилы, мощностью до 5 см.

Золото большей частью (~90%) представлено в свободном виде (более половины) и в открытых сростках. Самородное золото изометричной, реже удлиненной формы. Размеры преимущественно варьируют в пределах 10-50 мкм, гораздо реже встречаются зерна меньших размеров (до 1–5 мкм) и более крупные самородки (0.2–0.4 мм). Золото в рудах высокопробное (массовая доля >90%).

Примечательно, что выделения самородного золота количественно никак не коррелируют с содержанием пирита в породе. Также следует отметить, что отчетливо выделяются 2 стадии рудного минералообразования: ранняя (нерудная) и поздняя (рудная). В раннюю стадию образовывается только пирит. В позднюю стадию образуются все остальные рудные минералы (блеклые руды, халькопирит, галенит, гёссит, сфалерит и пр.) вместе с

золотом. Золото преимущественно встречается в сростках с халькопиритом, блеклыми рудами, гёсситом и галенитом. Золото с пиритом связано только пространственно: не редко золото со своими спутниками образовывается по трещинам в пирите, при этом золото тяготеет к границе зерен пирита.

Спутники золота, такие как гёссит, блеклая руда (зандбергит – блеклая руда с примесью Zn), халькопирит и, вероятно, теллуриды серебра объясняют высокую положительную корреляцию золота с такими химическими элементами, как теллур, сурьма, медь, серебро и цинк.

Таким образом, спутниками золота на рудопроявлении Чульбаткан являются халькопирит, блеклые руды, галенит, гёссит, сфалерит, теллуриды серебра и золота (?), а не пирит, как предполагалось ранее.

1. Thompson, J.F.H., Newberry, R.J. Gold deposits related to reduced granitic intrusions // Reviews in Economic Geology. 2000. V. 13. P. 377-400.
2. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. 2-е изд. испр. и доп. М.; Академический Проект. Трикста. 2005.
3. Кайдалов В.А. и др. Отчет Херпучинской партии по групповой геологической съемке м-ба 1:50000, проведенной в междуречье Амгунь-Бичи на листах N-54-110-A,Б-в,г; В;Г; N-54-111-B; N-54-122-A,Б,Г; N-54-123-A,В за 1981-86 гг. 1986 г.

Влияние импульсных энергетических воздействий на микротвердость и физико-химические свойства и минералов кимберлита (серпентина, оливина, кальцита)

Анашкина Н.Е.¹

¹ИПКОН РАН, г. Москва, for_nataliya@list.ru

В процессах переработки алмазосодержащих кимберлитов актуальной задачей является разработка новых высокоэффективных методов, обеспечивающих сохранность кристаллов алмазов в процессах измельчения руд и повышение качества концентратов за счет разупрочнения кимберлита и увеличения контрастности гидрофобных, липофобных, люминесцентных свойств алмазов и минералов породы (Чантурия и др., 2015; Каплин, 2010). По мнению авторов (Диденко и др., 2005), метод теплового разрушения горных пород на основе использования для нагрева мощных СВЧ-генераторов имеет большие перспективы применения в технологических решениях процессов обогащения алмазосодержащих руд.

Ранее в (Чантурия и др., 1999, 2001а,б, 2005, 2006, 2007; Бунин и др., 2001, 2009) установлено, что нетепловое (Черепенин, 2006) воздействие мощных (высоковольтных) наносекундных электромагнитных импульсов (МЭМИ) на геоматериалы вызывает повышение эффективности процессов селективной дезинтеграции тонкодисперсных минеральных компонентов и вскрытие микро- и наночастиц благородных металлов. В данной работе представлены новые экспериментальные данные о влиянии МЭМИ на морфологию, химический состав поверхности и микротвердость природных минералов-диэлектриков – порообразующих минералов кимберлитов (оливина, кальцита и серпентина) и образцов кимберлитовой породы (месторождений Якутии).

Материалы и методики исследований. Исследования проводили на пробах измельченных минералов крупностью – 100 + 63 мкм и аншлифах размером 1×1×0.4 см. Для определения валовых содержаний элементов в минеральных пробах использовали метод атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (прибор Varian Vista CCD Simultaneous ICP-AES). Образцы кальцита представлены выколками по спайности кристалла (исландский шпат; элементный состав и содержание примесей в пробе кальцита, мас. %: Ca – 40.68; F – 0.85; Si – 0.11; Fe – 0.10; Al – 0.05; Mg – 0.03; Ba – 0.02; Sr – 0.01). Минерал бесцветный, прозрачный, имеет стеклянный блеск и ступенчатый излом. Кальцит обладал совершенной спайностью по направлениям ромбоэдра. Образцы кимберлита представлены аншлифами 1,5×1,5×0,5 см

Обработку проб измельченных минералов и аншлифов высоковольтными наносекундными видеоимпульсами проводили на лабораторной установке УОМЭП-1 (ИПКОН РАН, ООО НПП ФОН, г.Рязань). Длительность импульса не превышала 10 нс, напряженность электрической компоненты поля ~ 10⁷ В/м, энергия в импульсе 0.1 Дж, частота повторения импульсов 100 Гц; диапазон изменения времени обработки ($t_{обр}$) – 5 – 50 с (доза электромагнитного импульсного излучения – число импульсов N – 5·10² – 5·10³). Перед обработкой измельченные пробы увлажняли дистиллированной водой в отношении Т : Ж = 5 : 1 для повышения эффективности электромагнитного импульсного воздействия (Чантурия и др., 2001а, 2006; Бунин, 2009) и моделирования условий, приближенных к реальным технологическим процессам. После обработки МЭМИ пробы высушивали на воздухе при стандартных условиях и до проведения анализа содержали в разреженной атмосфере. Минеральные аншлифы перед электромагнитной импульсной обработкой не увлажнялись.

Для анализа структурно-химических свойств поверхности минеральных частиц использовали методы ИК-фурье-спектроскопии диффузного отражения (ИКФС, спектрометр IRAffinity-1, Shimadzu) и аналитической электронной микроскопии (РЭМ-РСМА, растровый электронный микроскоп LEO 1420VP с энергодисперсионным микроанализатором Oxford

INCA Energy). Микротвердость порообразующих минералов в исходном состоянии и после обработки минеральных аншлифов наносекундными МЭМИ определяли по методу Виккерса (HV, МПа) на микротвердомере ПМТ-3М, оснащенный фотоэлектрическим окулярным микрометром ФОМ-2.

Изменение структурно-химических и морфологических свойств поверхности порообразующих минералов в результате воздействия МЭМИ

ИК-фурье-спектроскопия. Изменение состояния поверхности оливина и серпентина в результате обработки МЭМИ оценивалось по данным ИК-спектроскопии диффузного рассеяния. В ИК-спектре оливина проявлялись в основном полосы, относящиеся к валентным, деформационным и крутильным колебаниям кремний – кислородного тетраэдра (SiO_4). Главная полоса спектра $\sim 800 - 1000 \text{ см}^{-1}$ обусловлена расщеплением вырожденного ассиметричного колебания ν_3 связи $\text{Si} - \text{O}$. Полосы спектрального интервала $400 - 600 \text{ см}^{-1}$ могут быть отнесены к расщеплению вырожденного ассиметричного деформационного колебания ν_4 связи $\text{Si} - \text{O}$. Узкая полоса при 3689 см^{-1} относится к адсорбированным на поверхности $\text{OH} -$ группам. Кроме того, анализ профиля ИК-спектра позволил сделать вывод о том, что анализируемый образец серпентина представляет собой форстерит $(\text{Mg}_2, \text{Fe})\text{SiO}_4$. Содержание собственно форстерита в исследуемом образце составляет не менее 88%.

В ИК-спектре серпентина в области валентных колебаний связи $\text{O} - \text{H}$ ($3700 - 3400 \text{ см}^{-1}$) в спектре идентифицируются четыре полосы: 3684 см^{-1} , 3650 см^{-1} , 3566 см^{-1} , 3400 см^{-1} . Связь при 3684 см^{-1} может быть отнесена к валентным колебаниям связи $\text{O} - \text{H}$ гидроксильных групп координированных с тремя атомами магния в октаэдрическом слое; оставшиеся полосы (3650 см^{-1} , 3566 см^{-1} , 3400 см^{-1}) ассоциированы с колебаниями гидроксильных групп, связанных с замещающими магний катионами октаэдрического слоя минерала (в данном случае с Fe). В спектральном интервале $400 - 1200 \text{ см}^{-1}$ диагностируются полосы при 628 см^{-1} , 960 см^{-1} и 1080 см^{-1} , относящиеся к валентным колебаниям связей $\text{Si} - \text{O}$ и $\text{Si} - \text{O} - \text{Mg}$. Анализ особенностей профиля спектра минерала позволяет полагать, что исследуемый образец является антигоритом.

Обработка измельченных проб МЭМИ вызывала существенные изменения в спектрах минералов. Изменения ИК-спектров оливина, помимо увеличения площади полосы поглощения $750 - 1100 \text{ см}^{-1}$, связаны также с исчезновением слабой полосы при 864 см^{-1} в результате обработки МЭМИ в течение 50 с. Расчет интегральных характеристик спектров серпентина показал, что площадь полосы ($850 - 1150 \text{ см}^{-1}$), относящейся к колебаниям связи кремний - кислород в тетраэдрах структуры минерала, увеличилась в 1.1 – 1.2 раза в результате импульсного воздействия.

Выявленные изменения спектральных характеристик, вероятно, обусловлены нарушением микроструктуры поверхностных слоев минералов и могут быть обусловлены такими процессами, как образование, перемещение и взаимодействие дефектов на различных структурных уровнях, формирование субструктур, а также процессами разупорядочения и аморфизации поверхности, приводящими к искажению и разориентации кристаллической структуры.

Аналитическая электронная микроскопия. По данным растровой электронной микроскопии (РЭМ – РСМА) в результате электромагнитной импульсной обработки в течение $t_{\text{обр}} \sim 10 - 100 \text{ с}$ на поверхности аншлифов серпентина образовывались следы незавершенных поверхностных пробоев; наблюдалась картина общего "разрыхления" поверхностного слоя минерала. Следы поверхностных пробоев образовывались в местах локализации микровключений оксидов (возможно, хромита), сульфидов (возможно, миллерита, NiS), других металл-содержащих микро- и наночастиц.

Влияние МЭМИ на микротвердость порообразующих минералов

С использованием метода измерения твердости по Виккерсу получены следующие экспериментальные данные о влиянии импульсных энергетических воздействий на микротвердость (HV, МПа) природных минералов-диэлектриков:

- микротвердость оливина монотонно снижалась с увеличением продолжительности импульсной обработки с 4250 МПа (среднее значение HV образцов в исходном состоянии) до 1560 МПа после обработки МЭМИ в течение 150 с; максимальное относительное изменение микротвердости составило величину порядка 62%.

- для кальцита максимальное относительное снижение HV составило 66% (с 790 до 265 МПа) и наблюдалось в результате воздействия МЭМИ в течение 100 и 150 с. В отличие от оливина, существенное уменьшение микротвердости (на 45%) образцов кальцита наблюдалось при электроимпульсной обработке течение первых 10-30 с (до 45%), что свидетельствует об эффективности кратковременных импульсных энергетических воздействий.

- микротвердость серпентина снижалась с увеличением продолжительности импульсной обработки с 430 МПа (среднее значение HV образцов в исходном состоянии) до 260 МПа после обработки МЭМИ в течение 50 – 150 с; максимальное относительное изменение микротвердости ~40%. Увеличение продолжительности импульсного воздействия более 50 – 100 с не вызывало дальнейшего существенного изменения микротвердости серпентина.

- в результате импульсных энергетических воздействий микротвердость связующей массы кимберлита понизилась с 360 МПа в исходном состоянии до 199 МПа при обработке в течение 100-150 с. Наблюдается 2 максимума снижения значений микротвердости при 30 и 100 с. (25 и 44 % соответственно). Однако, также как и для серпентина, наибольшее относительное изменение микротвердости наблюдается при кратковременной обработке (30 с).

Таким образом, на основе полученных новых экспериментальных данных о механизмах структурно-химических преобразований поверхности и разупрочнения природных минералов-диэлектриков при нетепловом воздействии наносекундных импульсов высокого напряжения можно сделать вывод об эффективности их применения в процессах обогащения алмазосодержащих руд.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки ведущих научных школ РФ «Научная школа акад. В.А. Чантурия» НШ-748.2014.5 и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-05-00007-а).

1. Бунин И.Ж., Бунина Н.С., Вдовин В.А., Черепенин В.А. и др. Экспериментальное исследование нетеплового воздействия мощных электромагнитных импульсов на упорное золотосодержащее сырье // Изв. РАН. сер. Физическая. 2001. Т. 65. № 12. С. 1788-1792.
2. Бунин И.Ж. Теоретические основы воздействия наносекундных электромагнитных импульсов на процессы дезинтеграции и вскрытия тонкодисперсных минеральных комплексов и извлечения благородных металлов из руд. Диссертация... докт. техн. наук. М.: ИПКОН РАН. 2009. 324 с.
3. Диденко А.Н., Зверев Б.В., Прокопенко А.В. СВЧ-разрушение и измельчение твердых пород на примере кимберлита // Доклады АН. 2005. Т. 403. № 2. С. 187-188.
4. Каплин А.И. Интенсификация процесса мокрого самоизмельчения кимберлитов на основе использования электрохимического кондиционирования водных систем. Диссертация... канд. техн. наук. М.: ИПКОН РАН. 2010. 107 с.
5. Чантурия В.А., Гуляев Ю.В. и др. Вскрытие упорных золотосодержащих руд при воздействии мощных электромагнитных импульсов // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 5. С. 680-683.
6. Чантурия В.А., Гуляев Ю.В., Бунин И.Ж., Вдовин В.А. и др. Синергетическое влияние мощных электромагнитных импульсов и поровой влаги на вскрытие золотосодержащего сырья // Доклады АН. 2001а. Т. 379. № 3. С. 372-376.
7. Чантурия В.А., Бунин И.Ж., Лунин В.Д., Гуляев Ю.В. и др. Использование мощных электромагнитных импульсов в процессах дезинтеграции и вскрытия упорного золотосодержащего сырья // ФТПРПИ. 2001б. № 4. С. 95-106.

Изучение особенностей минералого-петрографических особенностей золото-кварц-сульфидных руд месторождений Витватерсранд (ЮАР) и Большой Баллаганых (Ленский район)

Андрющенко В.В.¹

¹Горный Университет, г. Санкт-Петербург, jlerikj@mail.ru

Минеральные индивиды, образовавшиеся и сформировавшиеся в горной породе, в отличие от свободно выросших кристаллов (например, в полостях или пустотах), чаще всего обладают неправильной геометрической формой. Но именно совместный рост минералов в породе определяет появление между зернами взаимосвязи, определяющей силу и прочность межзерновой границы и в большей степени влияющая на дезинтеграционные характеристики горной породы.

Изучение анатомии, морфологии и физико-химических особенностей минеральных сростаний дает ценную информацию, напрямую связанную с генетическими особенностями минерального агрегата и технологическими условиями, которые необходимы при построении грамотной схемы переработки минерального сырья.

Таким образом, цель данного исследования сформулирована, как изучение механизма и последовательности формирования минералов на основе комплексного исследования границ сростания минеральных индивидов в агрегате.

Для получения особенностей строения границ сростания минеральных индивидов выбраны два объекта со сходным минеральным составом, но разными геологическими условиями формирования: золото-кварц-сульфидных руды месторождений Витватерсранд (ЮАР) и Большой Баллаганых (Ленский район). Оба объекта характеризуются приуроченностью золота к кварцево-жильным и сульфидным зонам.

Месторождение Большой Баллаганых относится к Ленскому золотоносному району. Представляет собой мощную толщу метаморфизованных и сложнодислоцированных осадочных пород рифейского возраста, прорванных разновозрастными интрузиями, преимущественно кислого состава, которые чаще всего и связывают с золотопроявлениями. По геолого-структурному и металлогеническому районированию данная площадь, входит в состав Мамско-Бодайбинской структурно-фациальной зоны Байкальской горной страны, расположена на стыке Витимо-Патомско-Нечерского антиклинория и Валюхтино-Ченчинской складчатой зоны в северо-восточной части Ленского золотоносного района и сложена породами патомской и тепторгинской серий верхнего и среднего рифея. Кварцевые жилы приурочены к породам некарбонатного состава (песчаники, алевролиты), кварцево-карбонатные – к породам существенно карбонатным (известнякам).

Степень золотоносности кварцевых жил в целом незначительная. Повышенной золотоносностью (1-6 г/т) обладают кварцевые жилы, содержащие сульфиды. Мономинеральные жилы обычно пустые. Приуроченность золота к какому-то либо минералу в данный момент времени не доказана.

В геологическом плане месторождение Витватерсранд представляет собою горизонты («риффы») золотоносных конгломератов различной мощности, залегающие среди кварцитов, реже – метаморфических сланцев. Прослой конгломератов в разрезе толщи, достигающей семи и более км, составляют не более 0.2 % ее мощности. Формирование этого месторождение чаще всего связывают с проявлением на жестком субстрате Каапвальского кратона одних из наиболее древних (3.7-2.5 млрд. лет) на Земле позднеархейских процессов тектономагматической активизации. В структурном отношении они приурочены к крупному прогибу, вытянутому в северо-восточном направлении на 500 км при ширине около 100 км.

В конгломератах этого объекта часто встречаются гальковидные образования кварца и пирита, имеющие различные размеры – «пиритовая картель и пиритовая дробь». Именно с площадями развития пирита связаны повышенные концентрации золота.

Основными задачами исследования стало:

- 1) оценка гетерогенности минералов;
- 2) изучить распределение и плотность различных дефектов в плоскости минеральных индивидов;
- 3) получить данные о гранулярном составе, форме зерен срastaющих минералов;
- 4) изучение строения границ срastания: определение типов границ срastания минеральных индивидов, их энергетические характеристики и физико-механические особенности.

Безусловно, физико-химические свойства границ срastания минеральных индивидов будут зависеть еще и от того, с каким - мономинеральным или полиминеральным субагрегатом мы собираемся работать. В данном случае оба объекта исследования обладают как гомофазными (т.е. поверхность раздела двух идентичных минералов), так и гетерофазными (между кристаллитами разных минералов) границами срastания минералов.

При помощи оптического микроскопа изучены особенности минералогопетрографического состава руд и охарактеризованы различные типы минеральных срastаний. Все качественные характеристики получены и в количественном эквиваленте. Описание наиболее типичных образцов приведено в сводной таблице. (таблица 1). На основе полученных данных выбраны границы срastаний минеральных индивидов для дальнейшего изучения на атомно-силовом микроскопе.

Таблица 1.

Месторождение	№ пробы	Минеральный состав	Количество минералов, %	Типы субагрегатов
Витватерсранд	АФ-1	Кварц	50	кварц-пирит, пирит-халькопирит, кварц-халькопирит, Пирит-пирротин, флогопит-кварц, серицит-кварц
		Пирит	35	
		Халькопирит	5	
		Пирротин	4	
		Флогопит	4	
		Серицит	2	
Большой Баллаганах	АУ-5	Кварц	40	кварц-пирит, пирит-халькопирит, кварц-халькопирит, пирит-магнетит, магнетит гематит, серицит-кварц, гидроокислы железа – кварц, гематит-кварц, полевой шпат –пирит,
		Пирит	35	
		Магнетит	10	
		Гематит	5	
		Халькопирит	2	
		Гидроокислы железа	3	
		Полевой шпат	3	
		Серицит	2	

Так как видимого золота в изученных образцах не обнаружено, скорее всего оно «сидит» в минералах изученных ассоциаций в виде тонких включений или изоморфных

примесей. Для получения информации о форме нахождения золота образцы анализировались методами сканирующей электронной микроскопии.

1. Генкин А.В., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. Тектурные особенности руд и механизм формирования трубообразных рудных тел кочбулакского месторождения. В кн: Методы исследования рудообразующих сульфидовых парагенезисов. М. Наука 1989 С. 127-139.
2. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. М. 1975. 340 с.
- 3 Кренделев Ф.М. Металлоносные конгломераты мира. Издательство "Наука". Новосибирск, 1974. С. 237.
4. Шипо Н.А., Сахарова М.С. Природа пиритовых образований из отложений Витватерсранда. Геология рудн. м-ний. 1988. № 25. С. 85-89.
5. Юшкин Н.П. Теоретические и методические основы расшифровки генетической информации, содержащейся в минералах. // Новые идеи в генетич. минералог. Л.: Наука 1983. С. 38-47.
6. Hallbauer, D.K. The mineralogy and geochemistry of Witwatersrand pyrite, gold, uranium and carbonaceous matter // Mineral deposits of Southern Africa. Geol. Soc. S. Afr. 1986. P. 731-720.

Характеристика пород месторождения Ньюд-II и благороднометалльная минерализация

Анисимов Р.Л.¹, Березин А.В.^{1,2}

¹СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, romjulleoanis@mail.ru

²ИГГД РАН, Санкт-Петербург, berezin_geo@yahoo.com

Мончегорский массив (мончеплутон) представляет собой дифференцированное интрузивное образование, сложенное преимущественно ультраосновными и основными породами. (Горбунов, 1985). Мончеплутон в плане имеет дугообразную форму и состоит из северо-западной и субширотной ветвей (камер). Массив отчетливо дифференцирован в вертикальном и горизонтальном направлениях, что выражается в понижении основности пород снизу вверх по разрезу и с запада на восток (Митрофанов, 2014).

Субширотная ветвь Мончеплутона - массив Ньюд – Поаз представляет собой пластовую интрузию основных пород с пологим наклоном первичной полосчатости на юго-запад. В западной оконечности верхняя часть разреза представлена переслаивающимися плагиоклазовыми пироксенитами и меланократовыми норитами. Среди них встречаются прослои обогащенных оливином пород мощностью до 100 м. (Горбунов, 1985). К зоне перехода от оливиновых пород к безоливиновым приурочен так называемый «критический горизонт» массива Ньюд. Он сложен незакономерным чередованием мезократовых и меланократовых норитов, плагиоортопироксенитов, габбро-норитов, гарцбургитов, микрогаббро и микрогабброноритов, а также интенсивно ороговикованных высокоглиноземистых сланцев кровли. (Митрофанов, 2014)

Месторождение Ньюд-II приурочено к верхней части массива Ньюд-Поаз, расположено в юго-западной части горы Ньюд. Поверхность участка месторождения сложена породами «критического горизонта», под которыми расположены оливиновые нориты, сменяющиеся с глубиной меланократовыми пойкилитовыми норитами.

Для исследования был использован каменный материал, отобранный в 2014 году в ходе экспедиции сотрудников кафедры ГМПИ (Петров С. В., Корнеев С. И.) при непосредственном участии Анисимова Р.Л. В ходе описания были выделены разности пород ультраосновного и основного состава, слагающие «критический горизонт», представленные следующими петрографическими типами:

Гарцбургит. Структура пойкилитовая, с небольшим развитием друзитовой, текстура массивная. Порода сложена преимущественно оливином (54%), ортопироксеном (27%), плагиоклазом (4%). Состав плагиоклаза отвечает андезину (Ap_{33}). Объемная доля вторичных минералов (серпентин, хлорит) достигает порядка 15 об%. Серпентин в данной породе образует каймы или заполняет трещины в зернах оливина. В трещинах по плагиоклазу развивается игольчатый хлорит, который также может формировать каймы вокруг ортопироксена. Оруденение незначительно, представлено отдельными мелкими включениями в зернах оливина.

Андезинит. Структура гипидиоморфозернистая с участками гранобластовой, текстура массивная. Порода почти полностью сложена плагиоклазом (84-98%). Состав плагиоклаза в целом отвечает андезину (Ap_{30-37}). Объемная доля вторичных минералов (хлорит, биотит и эпидот, иногда кварц) изменяется от незначительной до 16%. Хлорит развит повсеместно, в промежутках между зернами плагиоклаза иногда встречаются бесформенные скопления крупнопластинчатого биотита. Объемная доля рудных минералов в породе незначительна и достигает 2%. Включения мелкие, ксеноморфные, как правило, образуют гнезда.

Ортопироксенит. Структура пойкилитовая с участками друзитовой, текстура массивная. Порода сложена преимущественно ортопироксеном (83%), встречаются зерна плагиоклаза (около 9-11%). Состав плагиоклаза отвечает андезину-лабрадору (Ap_{42-59}). При погасании зерен ортопироксена наблюдается тонкие фигуры сростания. Объемная доля

вторичных минералов (ортоамфибол, хлорит) составляет около 3 %. Наблюдается замещение пироксенов по схеме: ортопироксен – ортоамфибол- хлорит. Объемная доля рудных минералов составляет от 2% до 5%. Форма зерен округлая, либо ксеноморфная, неправильная.

Норит. Структура пойкилитовая с небольшим развитием друзитовой, текстура массивная. Порода сложена плагиоклазом (40%), ортопироксеном (56%), клинопироксеном (3%). Состав плагиоклаза отвечает андезину-лабрадору (An_{44-59}). Вторичные минералы представлены ортоамфиболом, хлоритом и проявлены достаточно слабо. В продуктах замещения ортопироксена преобладает амфибол. Хлорит выражен слабее, заполняет трещины в плагиоклазе. Объемная доля рудных минералов около 2%.

Лейконорит. Структура гранобластовая, с небольшим развитием друзитовой, текстура массивная. Порода преимущественно сложена плагиоклазом (60%). Состав плагиоклаза отвечает андезину (An_{36-45}). Объемная доля вторичных минералов (ортоамфибол, хлорит, кварц) достигает порядка 32 %. В породе часто встречаются хлоритизированные псевдоморфозы ортоамфибола по ортопироксену. Хлорит также образует каймы на рудных зернах. Объем рудных минералов от всей породы составляет около 8%. Представлены мелкими зернами, которые имеют неправильную форму или образуют гнездообразные скопления до 1 мм.

На основании микроскопического изучения пород было установлено, что значительные содержания рудных минералов (2-8 об%) характерны для основных разностей пород. В ультраосновных породах (гарцбургит) медно-никелевое оруденение незначительно.

На основании петрохимических данных (рентгено-флуоресцентный анализ) среди представленных пород можно выделить три группы по содержанию MgO : 29,5 — 43,56% (гарцбургит, ортопироксенит, норит), 14,8 – 15,8% в лейконоритах, и 2,9 – 4,3% в андезинитах. В целом, распределение MgO можно связать с количеством и составом ортопироксена в данных породах. Зависимость, обусловленная количеством пироксена, кажется наиболее отчетливой. В норите и ортопироксените содержание пироксена значительно (59 – 85 об%), в лейконорите велико (32 об%) содержание продуктов его замещения – ортоамфибола и хлорита. В андезинитах замесившихся зерен ортопироксена крайне мало. В гарцбургите высокий показатель магнезиальности объясняется не только наличием пироксена (27 об%), но и содержанием оливина (54 об%). Таким образом, может быть выделен тренд, связывающий минеральный состав пород с содержанием MgO , возможно обусловленный их генетической природой (лейконориты - андезиниты).

С уменьшением MgO в породах соответственно, увеличивается количество плагиоклаза - гарцбургиты (4% Pl), ортопироксениты (10% Pl), нориты (40% Pl), лейконориты (60-65% Pl), андезиниты (84-98% Pl). Так же увеличение количества плагиоклаза сопровождается закономерным увеличением содержания натрия в породах от 0,2% до 7,6%. С уменьшением MgO количество анортитовой молекулы в плагиоклазах закономерно уменьшается (от 59% в норитах и ортопироксенитах до 33-37% в андезинитах). Это, вероятно, обусловлено тем, что при увеличении объемной доли плагиоклаза, его подверженность вторичным изменениям увеличивается. Кроме того, было установлено, что с увеличением MgO в породах закономерно увеличивается содержание калия, кальция и алюминия. Увеличение содержания калия может коррелировать с увеличением роли биотита. Увеличение содержания алюминия может иллюстрировать закономерное увеличение количества алюмосиликатов, входящих в состав пород, главным из которых является плагиоклаз.

На основании рентгеноспектрального, а также пробирно-атомно-абсорбционного анализа тяжелых фракций из норита, двух проб андезинитов и участка сплошной сульфидной руды были сделаны заключения относительно взаимоотношений сульфидных фаз и характере платинометального оруденения:

Преобладающими сульфидами в норите и андезинитах являются пирротин, пентландит и халькопирит, в одной пробе андезинитов халькопирит представлен единичными зернами, в сплошной сульфидной руде – пентландит и халькопирит, пирротин отсутствует. Химический

состав халькопирита во всех пробах сходен, в целом отвечает идеальному. Составы пирротина и пентландита представлены в таб.1. Они характеризуются достаточной однородностью.

Таблица 1. Формульные количества катионов (Fe, Ni, Co) в пирротине и пентландите из пород месторождения Нью-П.

Формульные количества катионов(Fe, Ni, Co) в сульфидах				
	Андезинит	Норит	Андезинит с дефицитом халькопирита	Сплошная сульфидная руда
Пирротин	0,87 - 0,91	0,88 - 0,92	0,88 - 0,91	не установлен
Пентландит*	7,01 - 9,17	8,88 - 9,19	8,75 - 9,22	8,95 - 9,21
* - расчет содержания приведен на 8 атомов S				

В норите и андезинитах пирротин заметно преобладает среди сульфидов. Халькопирит формирует каплеобразные обособления с ровными и постепенными границами. Для пентландита характерны две формы выделения: округлые изометричные обособления и вытянутые веретенообразные образования, единичные или формирующие колосовидные скопления. Границы в обоих случаях, как правило, ровные, четкие. В андезините с дефицитом халькопирита встречаются выделения пентландита в пирротине с неровной и извилистой границей. В данном андезините также установлен минерал смизит ($(\text{Fe}_{1,70}, \text{Ni}_{1,28}, \text{Co}_{0,10})_{\Sigma=3,09}\text{S}_4$), образующий каймы по зернам пирротина, что может свидетельствовать об окислительных обстановках на завершающей стадии формирования сульфидов. В сплошной сульфидной руде преобладает пентландит, характер взаимоотношения с халькопиритом не установлен.

Во всех пробах встречены мелкие включения молибденита. В пробе сплошной сульфидной руде встречены единичные зерна монацита и циркона, их химический состав в целом отвечает идеальному. В андезините с недостатком халькопирита отмечено содержание ильменита, его химический состав соответствует идеальному, при небольшой примеси марганца (не более 0,03 ф.е.). В данной пробе также встречено включение самородного золота в пирротине, размером примерно 5 микрон, форма выделения округлая.

Минералы платиновой группы были найдены во всех исследованных пробах. По результатам пробирно-атомно-абсорбционного анализа были получены следующие концентрации платиноидов(г/т): Pt – 0,13; Pd – 0,38 (андезинит); Pt – 0,14; Pd – 0,27 (норит); Pt – 0,13; Pd – 0,38 (андезинит с дефицитом халькопирита); Pt – 0,24; Pd – 1,73 (сплошная сульфидная руда). Платинометальная минерализация представлена, в основном, меренскитом, встречены единичные зерна котульскита и ирарсита (по данным рентгеноспектрального анализа).

Так, андезините установлено единичное выделение котульскита $(\text{Pd}_{0,49}, \text{Fe}_{0,64})_{\Sigma=1,13}(\text{Te}_{0,59}, \text{Bi}_{0,41})_{\Sigma=1}$, которое включено в пирротинный участок сульфидного полифазного зерна (пирротин, пентландит), приурочено к краю зерна. Форма выделения вытянутая, неправильная, каплеобразная. Края ровные, четкие. Размер около 5х2 микрон. В андезините с дефицитом халькопирита установлено единичное включение меренскита $((\text{Pd}_{0,65}, \text{Pt}_{0,21}, \text{Ni}_{0,12})_{\Sigma=0,98}(\text{Te}_{1,57}, \text{Bi}_{0,43})_{\Sigma=2})$ (рис. 1). Оно было установлено в полифазном сульфидном зерне (пирротин, пентландит, халькопирит), в каплеобразном выделении халькопирита. Включение меренскита приурочено к краю зерна. Форма выделения изометричная, округлая. Края ровные, четкие. Размер около 20 микрон.

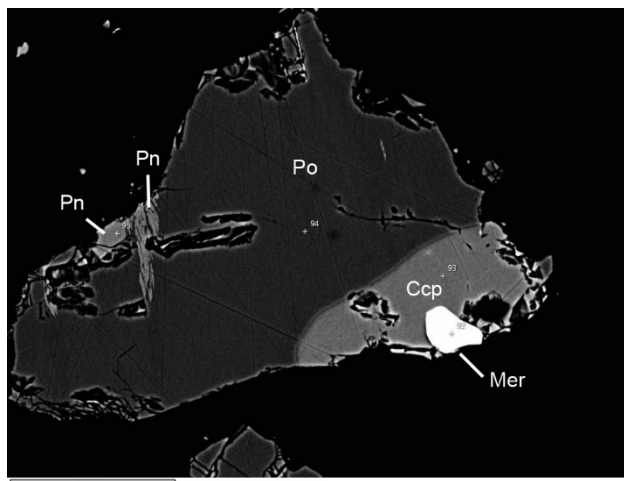


Рисунок 1. Включение меренскита в халькопиритовой капле полифазного зерна.

Условные обозначения: Mer – меренскит ($\text{Pd}_{0,65}, \text{Pt}_{0,21}, \text{Ni}_{0,12}$) $\Sigma=0,98$ ($\text{Te}_{1,57}, \text{Bi}_{0,43}$) $\Sigma=2$ Прочие обозначения приведены по (Whitney, 2010).

В норите установлено два минерала платиновой группы – меренскит ($(\text{Pd}_{0,99}, \text{Fe}_{0,16})$ $\Sigma=1,15$ ($\text{Te}_{1,38}, \text{Bi}_{0,62}$) $\Sigma=2$) и ирарсит ($(\text{Ir}_{0,53}, \text{Fe}_{0,37}, \text{Pt}_{0,21}, \text{Rh}_{0,11})$ $\Sigma=1,22$ $\text{As}_{1,10}\text{S}$). Меренскит представлен единичным включением в зерне пирротина, приурочен к краю зерна (рис.2). Форма выделения удлиненная, овальная. Края ровные, четкие. Размер около 9х3 микрон. Кроме того, зерно меренскита граничит и с включением молибденита кристаллографических очертаний, размером около 3 микрон. Их взаимоотношения позволяют сделать вывод о том, что кристалл молибденита сформировался позднее меренскита.

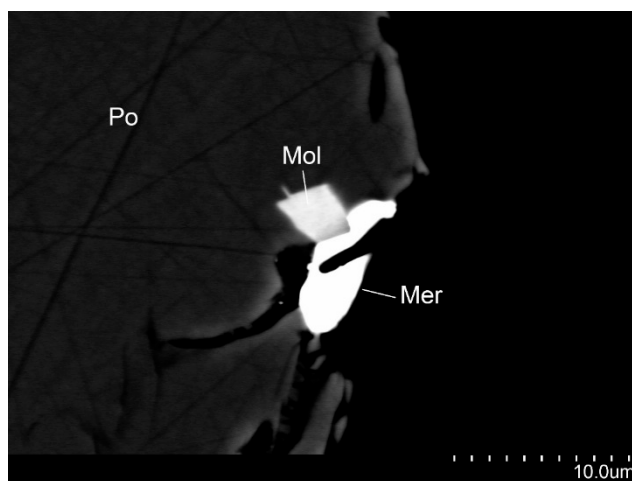


Рисунок 2. Включение меренскита в пирротине.

Условные обозначения: Mer – меренскит ($\text{Pd}_{0,99}, \text{Fe}_{0,16}$) $\Sigma=1,15$ ($\text{Te}_{1,38}, \text{Bi}_{0,62}$) $\Sigma=2$ Прочие обозначения приведены по (Whitney, 2010).

В сплошной сульфидной руде установлено наибольшее количество меренскита ($(\text{Pd}_{0,64} - 0,70, \text{Pt}_{0,12} - 0,14, \text{Ni}_{0,14} - 0,22)$ $\Sigma=0,98$ ($\text{Te}_{1,83} - 1,85, \text{Bi}_{0,15} - 0,17$) $\Sigma=2$). В отличие от предыдущих проб, меренскит представлен крупными самостоятельными обломками зерен. Форма обломков изометричная или удлиненная. Примерный размер от 50 до 100 микрон.

Таким образом, в норите и андезините устанавливается пирротин – пентландит – халькопиритовая ассоциация, в некоторых андезинитах халькопирит может занимать подчиненное положение. Для сплошной сульфидной руды характерными являются пирротин и пентландит. Минералы платиновой группы приурочены к пирротину, за исключением единичного случая, когда зерно меренскита содержится в халькопирите (андезинит). Состав благороднометальной минерализации также подтверждается данными пробирного анализа.

В результате работы была произведено определение коллекции горных пород «критического горизонта». На основании микроскопического изучения пород были

установлены главные разновидности пород и приуроченность рудных минералов к основным разностям (норит, андезинит, ортопироксенит).

На основании петрохимических данных может быть выделена зависимость, связывающая минеральный состав пород с содержанием MgO, возможно обусловленная их генетической природой (лейконориты - андезиниты).

На основании рентгеноспектрального и пробирно-атомно-абсорбционного анализа были сделаны заключения о том, что состав и характер сульфидной минерализации в породах, в целом, однороден. Минералы платиновой группы концентрируются в сульфидах, приурочены к фазе пирротина и имеют склонность к кристаллизации на границах раздела минеральных фаз.

Выражаем искреннюю благодарность сотрудникам кафедры ГМП И доценту Петрову Сергею Викторовичу и Белозерову Андрею Александровичу за помощь в подготовке и написании работы.

1. Donna L. Whitney and Bernard W. Evans. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 185–187.
2. Горбунов Г.И. и др. «Медно-никелевые месторождения Балтийского щита» Ленинград: «Наука». 1985.
3. Митрофанов Ф.П., Чашин В.В. «Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерогения». Апатиты: КНЦ РАН. 2014.

Минералого-геохимическая характеристика околорудных метасоматитов и золотокварцевых жил Стахановского рудного поля (Берелехский район, Магаданская область)

Арлюкова К.Р.¹, Гринев О.М.¹

¹НИ ТГУ, г. Томск, karina.arlyukova@mail.ru tomskgrom@Yandex.ru

Стахановское рудное поле Берелехского рудного района Магаданской области считается сравнительно хорошо изученным представителем малосульфидной золотокварцевой жильной формации (Горячев, 1998; Скрыбин, 2001; Михайлов и др., 2007 и др.). Данный район характеризуется наличием множества других золото-рудноносных полей, образующих нередко сближенные в пространстве группы, но запасы металла в каждом из них невелики. Для района является актуальной выработка поисковых критериев поиска наиболее крупных рудных полей со значительными запасами металла. Решение этой задачи возможно лишь при детальном изучении уже известных рудных полей и их всесторонней характеристике.

В течении 2013 – 2015 гг. авторы предприняли вначале анализ геолого-тектонической обстановки Берелехского рудного района (Гринев, Арлюкова, 2014), а затем геохимическое и минералогическое изучение вмещающих толщ, околорудных метасоматитов и золотокварцевых жил Стахановского рудного поля (Арлюкова, Гринев, 2014; 2015). В данной работе суммируются основные результаты проделанной работы с акцентом на предварительное изучение так называемого скрытого благороднометального оруденения не только в рудоносных жилах, но и в околорудных метасоматитах и вмещающих черносланцевых толщах.

Минералогическая характеристика объекта.

Шлифы и полированные пластинки изготавливались: из золотокварцевых жил, содержащихся в жилах шлировидных скоплений сульфидов (бонанцев), затронутых процессами гипергенного выветривания; из березитов с обильной вкрапленностью сульфидов; частично березитизированных пород; и неизмененных березитизацией вмещающих пород рудного поля.

Препараты исследовались в отраженном свете на рудном микроскопе и на РЭМ «VEGA» II LMU, совмещенном энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy 350) в режиме съемки BSE «Аналитического центра геохимии природных систем ГГФ ТГУ».

Полученные результаты по минералогическому составу изученных образований представлены в таблице 1.

В ходе изучения метаморфогенно-складчатых «черных сланцев» было установлено, что они в разной степени подвержены окварцеванию и сульфидизации и заметно (как по внешнему облику, так и по минеральному составу) отличаются от березитов. Кроме отмеченных предшественниками кварца, серицита, мусковита, хлорита и пирита, в них были установлены калиевые полевые шпаты, альбит, доломит, анкерит, сидерит, ильменит, гематит, скородит, рутил, лимонит, касситерит, галенит, халькопирит, пентландит, сульфиды Sb, Fe, Cu и Ni, циркон, монацит, фторпатит, ксенотим. Это свидетельствует о том, что «черные сланцы», вмещающие дорудные дайки диоритов и развитое по ним березит-золото-кварцевое оруденение, еще до проявления этого оруденения были высокоминерализованными породами, измененными в процессе складчатости и, возможно, внедрения меловых диорит-гранитных интрузивов региона. Это послужило основанием для выделения в процессе формирования рудного поля дополнительного предрудного метаморфогенно-метасоматического этапа.

Основной гидротермально-метасоматический рудный этап предшественников (березит-золото-сульфидно-кварцевый), согласно таблице 1, на этапе березитизации был представлен альбитом, кварцем, доломитом, анкеритом, сидеритом, скородитом, рутилом,

лимонитом, пиритом, арсенопиритом, цирконом, монацитом, фторапатитом, нередко с обильными пиритом и арсенопиритом.

Таблица 1. Минералы рудных жил и окolorудных метасоматитов Стахановского рудного поля

Типы минералов	Минералы	Теоретическая формула минералов	1	2	3	4	5-7
Породообразующие	КПШ	$K[AlSi_3O_8]$					+
	Альбит	$Na[AlSi_3O_8]$			+		+
	Серицит	$KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$			+		
	Хлорит	$(Mg, Fe)_6[Si_4O_{10}](OH)_8$					+
	Кварц	SiO_2	+	+	+	+	+
	Доломит	$CaMg[CO_3]_2$			+	+	+
	Анкерит	$CaFe_2 + (CO_3)_2$				+	+
	Сидерит	$FeCO_3$				+	+
Оксиды и гидрооксиды	Ильменит	$FeTiO_3$					+
	Гематит	Fe_2O_3					+
	Скородит	$Fe[AsO_4] \cdot 2H_2O$				+	
	Рутил	TiO_2			+		+
	Куприт	Cu_2O		+			
	Лимонит	$FeO(OH) \cdot nH_2O$				+	+
	Fe Платтнерит	$Fe[PbO_2]$	+				
	Fe Миметизит	$Pb_5[FeAsO_4]_3$	+				
	Миметизит	$Pb_5[AsO_4]_3$	+				
	Миметизит	$Pb_5[AsO_4]_3Cl$	+				
	SbPbFeO	?		+			
	SbPbCuO	?		+			
	Сервантит	SbO		+			
	Касситерит	SnO_2					+
Сульфиды	Пирит	FeS_2		+	+	+	+
	Арсенопирит	$Fe[AsS]$			+		
	Галенит	PbS	+				+
	Сфалерит	ZnS		+			
	Халькопирит	$CuFeS_2$					+
	Пентландит	$(Ni,Fe)_9S_8$					+
	Джемсонит	$Pb_4FeSb_6S_{14}$		+			
	Тетраэдрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$		+			
	Гудмундит	$FeSbS$			+		
	Cu Гудмундит	$CuFeSbS$					+
	Ульманит	$NiSbS$					+
Минералы редких и редкоземельных металлов	Циркон	$ZrSiO_4$			+		
	Монацит	$(Ce, La, Nd...) [PO_4]$			+	+	+
	Фторапатит	$Ca_5(PO_4)_3F$			+	+	+
	Ксенотим	YPO_4					+
Самородные металлы	Золото	Au	+		+		
	Свинец	Pb	+				

Примечание. Образец 1 – кварцевая жила с видимым золотом; образец 2 – сульфидно-кварцевый бонанц; 3 – березиты, развитые по дайкам и силлам диоритовых порфиров; образец 4 – березитизированный алевролит с микропрожилками кварца; образцы 5-7 – вмещающие «черные сланцы» (алевролиты, аргиллиты сульфидизированные).

Рудная жила кварца с видимым крупным золотом и редкими сульфидными шлирами (табл. 1) представлена: кварцем, купритом, оксидами Pb, Fe, As, Sb, Cu, пиритом, галенитом, сфалеритом, джемсонитом, тетраэдритом, сульфидами Sb, Fe, Cu и Ni, самородным золотом и свинцом. При этом группа оксидов Pb, Fe, As, Sb и Cu являются, по-видимому, продуктами гипергенного изменения сульфидных шпир в жилах кварца.

Таким образом, рудный процесс формирования Стахановского рудного поля, помимо выделенных предшественниками стадий березитизации золото-кварцевожильного оруденения должен быть дополнен предрудным метаморфогенно-гидротермальным этапом, а также пострудным гипергенным этапом.

Геохимическая характеристика.

Выше перечисленные группы вмещающих, березитизированных пород и золото-сульфидно-кварцевых жил были изучены геохимически методом ISP MS в «Аналитическом центре геохимии природных систем» ГГФ ТГУ.

Анализ спектров распределения микроэлементов при помощи отстроенных спайдерграмм показал, что наименьшими концентрациями большинства из них отличаются кварцевые жилы, а максимально насыщенными ими являются пиритизированные «черные сланцы», среднее положение между ними занимают березиты и березитизированные породы. Наиболее наглядно эти черты видно на графике распределения РЗЭ в исследованных образованиях (рис. 1). При этом характерно, что березиты и пиритизированные «черные сланцы», не смотря на существенную разницу в минералогическом составе, на графике распределения РЗЭ весьма близки друг другу, как по содержанию РЗЭ, так и по характеру их распределения.

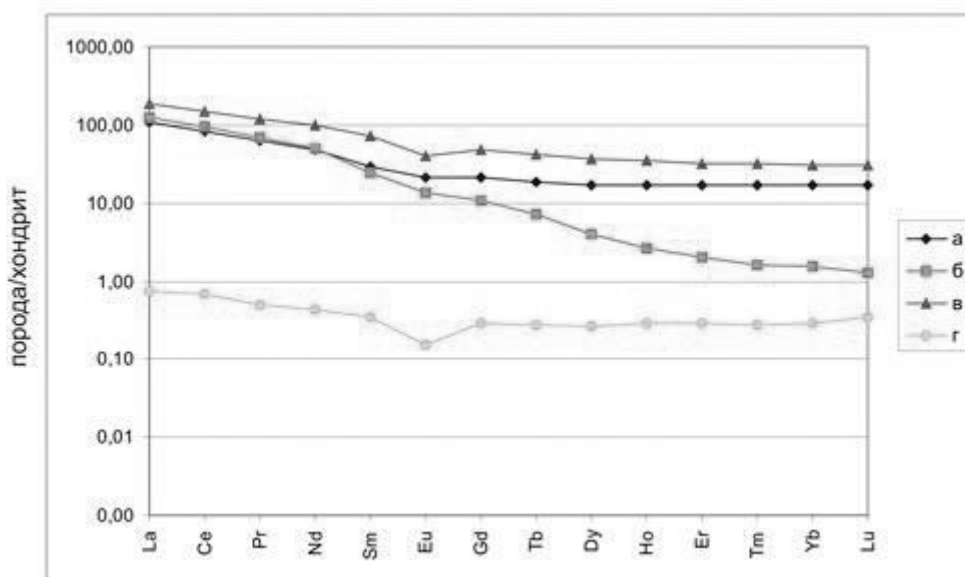


Рисунок 1. Спайдерграмма распределения РЗЭ в околорудных метасоматитах и золоторудной кварцевой жиле. Нормировано по хондриту (McDonough W.F., 1995).

а – березит по диоритовому порфириту; б – березитизированный аргиллит-алевролит; в – пиритизированный аргиллит; г – кварцевая жила с золотом.

На мультиэлементных спайдерграммах ярко выраженные положительные пики нормированных по хондриту образований показали Be, Ti, Cr, Ni, Rb, Sr, Zr, Nb, Sb, Ba, Hf, Ta, W, Pb, U и Th, а отрицательные – Sc, V, Cu, Zn, Ga, Mo, Cs, Te, Bi.

О поисковых критериях.

Проведенные исследования показали, что в качестве дополнительных поисковых критериев (к уже известным) потенциально рудоносных объектов в Берелехском районе могут выступать шлиховые скопления таких минералов как ильменит, гематит, рутил, касситерит, целая группа неокисленных сульфидов (особенно пирит и арсенопирит) (см. таблицу 1), а так же циркон, монацит, апатит и ксенотим.

В качестве геохимических реперов при производстве поисково-геохимических работ могут выступать геохимические ореолы Be, Cr, Rb, Sr, Zr, Nb, Sb, Ba, W, Pb, U и Th.

Вопросы благороднометаллоносности.

Предшественниками установлено, что в пирит-арсенопиритовых монофракциях березитов содержится до 60,3 г/т золота и до 36,6 г/т серебра (атомно-абсорбционный метод). Пробирным методом содержания золота составили в них до 16 г/т и серебра до 20 г/т. Учитывая эту информацию мы предварительно протестировали рудные и породообразующие минералы из исследованных основных зон рудного поля на благородные металлы при помощи РЭМ «VEGA» II LMU. В ходе исследований было установлено:

1) самородное золото кварцевых жил, помимо серебра (от 8,57 до 13,93%), содержит платиноиды (%): Os – 0,18-0,65, Ir – 0,24-1,16. Золото содержит включения самородного свинца, в котором установлено (%): Ru – 0,42-1,03, Rh – 0,38, Os – 0,62-1,70, Ir – 1,02, Pt – 0,39-1,05, Au – 2,11-3,41.

2) в минералах березитов и метасоматитов вне зон березитизации, установлено заметное содержание Au, Ag и МПГ. Главными их концентратами являются сульфиды, в меньших количествах – некоторые оксиды цветных металлов, а так же фосфаты и циркон.

3) Сложные окислы Pb, Fe, As, Sb, Cu из шлировых скоплений в золото-кварцевых жилах содержат заметное суммарное количество благородных металлов (от 2,38 до 7,19 %). Количественно среди них преобладают Au, Pt, Ir и Ru.

Главными концентраторами благородных металлов в околорудных метасоматитах являются сульфиды (%): пирит (от 6,40 до 9,39), галенит (от 6,92 до 8,49), сфалерит (от 5,75 до 6,09), халькопирит (от 6,23 до 7,38), блеклые руды (от 4,61 до 7,08), арсенопирит (3,41). Количественно резко преобладает среди них Au, затем Os > Ir > Pt, иногда присутствует Ru (от 0,0 до 2,0 %). Но в целом соотношения МПГ не устойчивы.

4) Эти данные требуют заверки другими аналитическими методами и в случае подтверждения высоких содержаний указанных металлов, обильно сульфидизированные метасоматиты могут включаться в подсчет запасов благороднометаллового сырья при селективной обработке разных типов руд.

1. Арлюкова К.Р., Гринев О.М. Минералогический состав околорудных метасоматитов и рудоносных золото-сульфидно-кварцевых жил месторождения Стахановец (Магаданская область) // Четвертая Российская молодежная школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ, 2014. С. 59-61.
2. Арлюкова К.Р., Гринев О. М. Геологические предпосылки золотооруднения Берелехского рудного района (Магаданская область) // Проблемы геологии и освоения недр. Т. 1. Томск, 2014. С. 45-47.
3. Арлюкова К. Р., Гринев О. М. Геохимия околорудных метасоматитов и золотокварцевых жил Стахановского рудного поля Берелехского района (Магаданская область) // Вопросы науки: Естественно-научные исследования и технический прогресс. Сборник статей по материалам III Международной научно-практической конференции. Воронеж. 2015, Т. 2. С. 18-22.
4. Горячев Н. А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 210 с.
5. Михайлов Б. К., Стружков С. Ф., Арпетов В. В., Наталенко Н. В., Цимбалюк Н. В. И др. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции // Руды и металлы. №5. 2007. С. 4–17.
6. Скрыбин А. И. О центрах зональности золотого оруднения бассейна р. Берелех // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Т. 2. Магадан: Металлогения, 2001. С. 204–206.

Вещественный состав и условия локализации золотого оруденения Топольнинского рудного поля (Горный Алтай)

Асканакова О.Ю.¹, Тимкин Т.В.¹, Ворошилов В.Г.¹, Савинова О.В.¹

¹НИИ ТПУ, г. Томск, asojlb@rambler.ru

Золотосодержащие скарновые месторождения широко известны во многих рудных районах – Горном Алтае (Синюхинское, Мурзинское), Кузнецком Алатау (Натальевское, Федоровское), Горной Шории (Майско-Лебедское, Сухаринское), Тыве (Тарданское, Копто), Полярный Урал (Новогоднее Монто). Процессы скарнообразования на этих объектах связаны со становлением сложного по составу габбро-диорит-плагиогранитного магматизма нижне- и среднепалеозойского возраста (Шокальский и др., 2000). Формирование золотого оруденения имеет сложный и длительный характер, чем собственно скарновый процесс (Гаськов и др., 2010). Поэтому исследование, как золоторудной минерализации, так и метасоматических процессов является первоочередной задачей при поисках на объектах в сходных геологических обстановках. В данной работе приводятся результаты исследований вещественного состава и условия локализации золотого оруденения в пределах Топольнинского рудного поля.

Топольнинское золоторудное поле находится в правобережье р. Ануй и р. Карама между селами Топольное и Степное на территории Солонешенского района Алтайского края (рис. 1). В структурном плане рудное поле расположено в пределах Ануйского структурного блока, который по зонам крупных разломов – на западе Башчелакского, на востоке Куячинского, граничит соответственно с Талицким и Катунским блоками. По металлогеническому районированию Топольнинское золоторудное поле входит в состав Ануйского медно-золоторудно-россыпного узла Ануйского рудного района Северо-Алтайского золотоносного пояса.

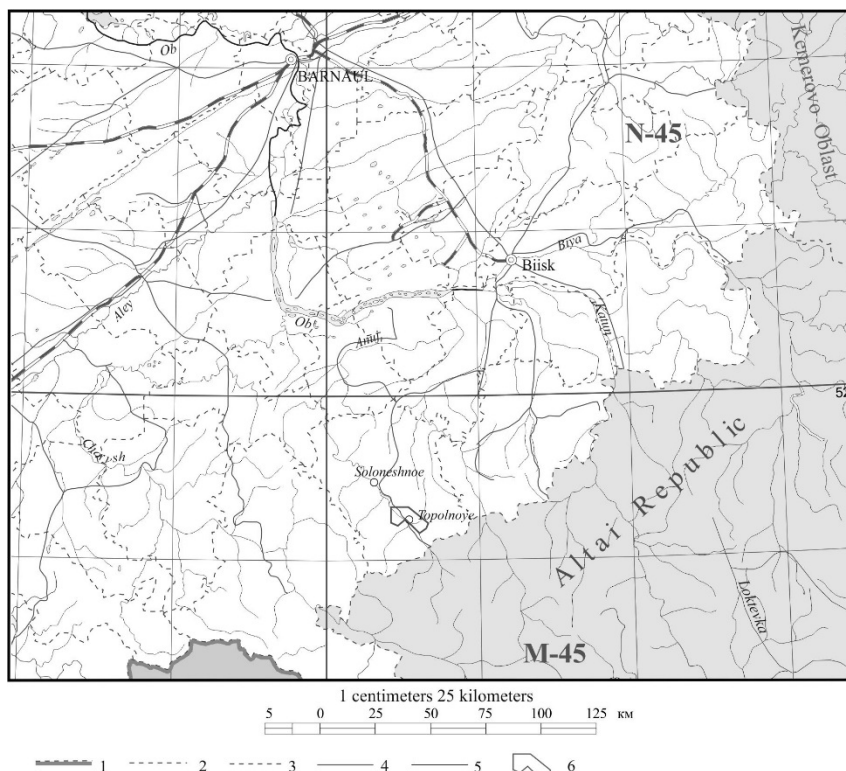


Рисунок 1. Обзорная карта района работ.

1 – государственные границы; 2 – границы субъектов РФ; 3 – границы административных районов; 4 – дороги; 5 – гидросети; 6 – контур площади работ.

Интрузивные образования представлены многофазными (от габбро до гранитов) гипабиссальными интрузиями (Топольнинская и Караминская), относимые к позднедевонскому Топольнинскому комплексу. Тектонические нарушения северо-западной ориентировки выражены зонами интенсивной трещиноватости и метасомитически измененных пород (пропилитизация, березитизация). К наиболее тектонически напряженным участкам экзоконтактов массивов приурочены зоны брекчирования и катаклаза, кроме того, они инъецированы дайками диорит-порфиров, гранодиорит- и гранит-порфиров.

В пределах рудного поля, расположенного в зоне контакта Топольнинского гранитоидного комплекса с карбонатными, карбонатно-терригенными толщами, локально распространены различные по составу и характеру проявления контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические образования (Гусев и др., 2013). По нашим данным, в рудном поле проявлены метасоматические изменения скарнового, пропилитового и березитового типов (Савинова и др., 2014). Рудная минерализация в наибольших концентрациях приурочена к скарнам, послескарновым пропилитам и частично к березитам (Тимкин и др., 2015).

В основу статьи положены данные, собранные авторами в процессе изучения вещественного состава руд и метасоматитов рудопоявлений Топольнинского рудного поля, в рамках научного сопровождения поисковых работ. Проведённые работы включали полевые и камеральные периоды. Целью полевых работ был отбор образцов пород при ведении специализированной документации наиболее информативных участков канав, керн буровых скважин и фрагментов естественных обнажений. В ходе камеральной обработки каменного материала, помимо методов классической петрографии и минераграфии, использовались следующие виды анализов: плазменно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES) (силикатный анализ), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ISP-MS), рентгено-структурный анализ минералов руд и метасоматитов, сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ (микрозондовый анализ) рудных минералов, термокриометрия газово-жидких включений в минералах. Вся исследовательская работа проведена на кафедре геологии и разведки полезных ископаемых Томского политехнического университета НИ ТПУ.

В пределах Топольнинского рудного поля нами были выявлены два типа руд: золото-скарновый и золото-кварцевый.

Золото-скарновый тип руд пространственно приурочен к телам скарнов и скарноидов. Эти руды имеют достаточно сложный минеральный состав, пятнистую, массивную, полосчатую текстуру и преимущественно средне-мелко-скрытозернистую структуру. Они сложены минеральными комплексами скарновой, пропилитовой и наложенной на них березитовой стадий минералообразования. Основными минералами скарновой стадии являются гранат, пироксены реже – волластонит с резко подчиненной ролью магнетита и везувиана.

Основными рудными минералами золото-скарнового типа руд являются пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин. Содержание этих минералов составляет от 2 до 5 %. К более редким, но характерным, минералам этого комплекса относятся сфалерит, галенит, борнит, золото, электрум, теллуриды Pb, Bi и Ag, селениды Bi и Pb, сульфиды Ni, Co и As.

Минерализованные зоны с золото-кварцевым типом руд приурочены к зонам березитизации за пределами скарнов. Они представлены системой крутопадающих жильно-прожилковых тел карбонат-кварцевого состава с убогой неравномерно распределенной сульфидной минерализацией.

Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, реже хлоритом. Из карбонатов преобладает кальцит, отмечаются анкерит, доломит. Рудные минералы представлены сульфидами, теллуридами, содержание которых не превышает 1–2 %. Из сульфидов распространены пирит и арсенопирит. Характерными минералами для этого типа руд являются молибденит, халькопирит, сфалерит, реже – галенит, цумоит.

Исследования особенностей взаимоотношений рудной минерализации показали, что руды формировались с образованием нескольких последовательных минеральных ассоциаций: 1 – ранняя, кварц-кальцит-пирит-арсенопиритовая; 2 – вторая минеральная ассоциация кварц-пирротин-халькопирит-эпидот-амфибол-кальцитовая; 3 – поздняя, золото-теллуридно-сульфидная минеральная ассоциация. В составе этой ассоциации нами впервые для рудного поля установлены: герсдорфит $(\text{Fe}_{0,17}\text{Ni}_{0,5}\text{Co}_{0,36})\text{As}_1\text{S}_{0,93}$, цумоит $\text{Bi}_{1,02}\text{Te}_1$, гессит $\text{Ag}_{1,81}\text{Te}_1$, кобальтин $\text{Co}_1\text{As}_{1,08}\text{S}_{1,19}$, раклиджит $(\text{Bi}_{1,97}\text{Pb}_1)_{2,97}\text{Te}_{4,02}$, ульманит $\text{Ni}_1\text{Sb}_{1,35}\text{S}_{1,38}$, поубаит $\text{Pb}_1\text{Bi}_{1,71}(\text{Se}_{0,56}\text{Te}_{0,14}\text{S}_{3,85})_{4,55}$, самородный висмут.

На основе взаимоотношений с различными минералами, форм выделения и пробности, самородного золота в обоих типах руд преобладает мелкое, тонкое, пылевидное, средний размер зерен составляет около 0,05 мм.

Проба золота по данным разных методов анализа варьирует в пределах от 900 до 565 ‰, в среднем составляет 771 ‰.

Установлено, что химический состав золота, концентрирующегося среди скарнов, изменяется в пределах: Au – 60,36–90,06 мас. % (в среднем 752 %), и содержит серебро (в среднем 21,2 % – электрум), медь (до 1,7 %).

Золото из березит-кварцевых зон за пределами скарнов отличается умеренно высокой пробностью, имеет следующий состав (в мас.%): Au – 86,91–88,46 (в среднем 877 %), Ag – 7,41–8,26.

По ряду признаков (составом и возрастом рудовмещающих комплексов, по морфологии рудных тел), наряду с геологической ситуацией, изученный объект близок месторождениям золото-скарнового типа (Платонов, Санин, 1998). Наиболее близкими аналогами, из хорошо изученных рудных полей, являются Синюхинское (Горный Алтай), в меньшей мере – Майско-Лебедское (Горная Шория), а также Новогоднее Монто на Полярном Урале. Топольнинское рудное поле сходно с вышеуказанными объектами по приуроченности к гранитоидным массивам сходного состава, формировавшимся в обстановках островной дуги и активной континентальной окраины, по набору метасоматических формаций, по составу и последовательности формирования рудной минерализации. Вместе с тем, есть и отличие от других золото-скарновых объектов: 1) в разрезе скарнируемых пород Топольнинского рудного поля (на современном уровне среза) отсутствуют вулканиты основного состава; 2) в рудах Топольнинского рудного поля очень низкие концентрации сульфидов практически отсутствует магнетит; 3) жильная составляющая рудной минерализации, помимо кварца, в существенной степени представлена кальцитом.

Все эти отличия связаны, по нашему мнению, с верхнерудно-надрудным срезом золотогенерирующей магматогенно-гидротермальной системы Топольнинского рудного поля.

Таким образом, согласно проведенным исследованиям, можно сделать ряд выводов:

1. Выявлены последовательно сформированные продуктивные минеральные ассоциации: пирит-арсенопиритовая, борнит-галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновая (полиметаллическая) и золото-теллуридно-сульфидная, которые соответствуют ступеням минерального равновесия. Золото по времени выделения параллелизуется с теллуридно-сульфидной минерализацией, но пространственно локализуется в виде включений в минералах всех названных ассоциаций и в нерудных минералах, прежде всего, скарновых.

2. Установлены минералы-носители золота, из которых выделены золото самородное и электрум. Наиболее тесно самородное золото ассоциирует с минералами золото-теллуридно-сульфидной ассоциации, с которыми оно иногда находится в срастаниях. Золото в рудах мелкое, тонкое, пылевидное золото, средний размер зерен которого составляет около 0,05 мм.

3. По вещественному составу и условиям формирования Топольнинское рудное поле отнесено к золото-скарновой формации с развитием двух типов руд – золото-скарнового и золото-кварцевого. В целом руды малосульфидные, количество сульфидов редко достигает 5 %.

4. Наиболее близкими по генезису и геологической ситуации объектами-аналогами являются Синюхинское рудное поле, в меньшей степени Майско-Лебедское и Новогоднее Монто. Предполагается верхнерудно-надрудный срез магматогенно-гидротермальной рудоносной системы Топольнинского рудного поля, с чем и связывается специфика состава руд изученных рудопроявлений, прежде всего, их убогосульфидность.

В целом, в пределах Топольнинского рудного поля, на базе известных рудопроявлений, можно прогнозировать выявление мелкого (до среднего), сложного в геологическом отношении, золоторудного месторождения золото-скарнового промышленного типа.

1. Гаськов И.В., Борисенко А.С., Бабич В.В. Стадийность и длительность формирования золоторудной минерализации на медно-скарновых месторождениях // Геология и геофизика. 2011. Т. 51. № 10. С. 1399–1412.
2. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М., Дзгоева Е.А., Кукоева М.А. Петрология и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Солонешенского рудного района Алтая. Бийск: АГАО. 2013. 200 с.
3. Савинова О.В., Тимкин Т.В., Асканакова О.Ю. Флюидные включения и изотопия карбонатов Топольнинского золото-скарнового поля (Горный Алтай) // Фундаментальные исследования. 2014. № 8 (5). С. 1107–1113
4. Савинова О.В., Тимкин Т.В. Вещественный состав и последовательность минералообразования рудопроявления Лог-26 Топольнинского золоторудного поля (Горный Алтай) // Вестник Томского государственного университета. 2014. №. 383. С. 212–220
5. Платонов А.Н., Санин В.Н. Золотоносность скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 57–66.
6. Тимкин Т.В., Ананьев Ю.С., Бушманов А.И. Геохимическая зональность с элементами геолого-структурной неоднородности Топольнинского рудного поля (Горный Алтай) // Фундаментальные исследования. 2015. №. 2(3). С. 509–513.
7. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

Предварительные результаты U-Th-He датирования самородного золота из месторождения Олимпик Дам, Австралия

Безносикова Ю.С.¹, Якубович О.В.^{1, 2}

¹ СПбГУ, г. Санкт-Петербург, juliabeznosikova@mail.ru,

² ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, olya.v.yakubovich@gmail.com

Изотопные системы на основе ^4He длительное время не использовались в области изотопной геохронологии по той причине, что достаточно незначительного нагрева чтобы гелий покинул кристаллическую решетку большинства минералов. Однако недавно показанная высокая сохранность гелия в самородных металлах позволила по другому взглянуть на перспективы ^4He -датирования (Шуколюков и др., 2012а). Ввиду особенностей строения электронных оболочек гелий и другие благородные газы имеют очень низкую растворимость в металлах. Поэтому вынужденно попав в кристаллическую решетку минерала гелий мигрирует к различного рода дефектам, стокам. Энергия которая требуется для его выхода из подобных ловушек значительно превосходит энергию необходимую для его диффузии в металле. Таким образом гелий оказывается заперт в этих дефектах вплоть до их разрушения, которое происходит при плавлении металла. Такая особенность поведения гелия обеспечивает его высокую сохранность в самородных металлах в ходе геологической истории. Последнее было экспериментально подтверждено на примере ^{190}Pt - ^4He датирования изоферроплатины (Шуколюков и др., 2012б). Таким образом существует потенциальная возможность U-Th-He датирования самородного золота (Шуколюков и др., 2010). Однако первые попытки такого датирования столкнулись с рядом методологических проблем (Якубович и др., 2014). В этой работе мы попробовали продвинуться в их решении.

В качестве объекта исследования было выбрано самородное золото из месторождения Олимпик Дам. Выбор этого месторождения обусловлен хорошей степенью его геологической изученности, наличием большого объема геохронологических данных и особенностью минерализации, позволяющей предположить высокие содержание урана и тория в самородном золоте, а также большим количеством доступного нам материала.

Месторождение Олимпик – Дам (Olympic Dam) находится в Южной Австралии и является уникальным по запасам месторождением комплексных золото-ураново-медных руд. Оно содержит почти 40 % от общего объема мировых разведанных запасов урана, около 32 млн т Cu, более 1,2000 т Au и 7000 т Ag. Район месторождения расположен на восточной окраине Австралийской платформы, в геологической провинции Стюарт Шельф, вблизи сочленения докембрийского кратона Голер по глубинному разлому с внутриконтинентальным рифтом Аделаида (Панов, 2001). Месторождение приурочено к крупному грабену в фундаменте, выполненному неметаморфизованными брекчиями подстилающих гранитов и среднерифейских вулканических пород, в разной степени гематитизированных, хлоритизированных и серицитизированных. Рудные тела залегают на глубине от 350 до 650 - 1000 м. Существуют различные точки зрения о возрасте Cu-U-Au-Ag минерализации этого месторождения. Часть исследователей полагают что образование этого месторождения носило полифазный характер. Так, например, выделяется 4 группы возрастов по ураниниту: 1350-1400; 1220; 830 и 570 млн. лет. Но наиболее общепризнанной является точка зрения о связи этого оруденения с верхнепротерозойской магматической активностью (1400-1600 млн.лет).

Первая ступень подготовки образцов к U-Th-He датированию состояла в определении концентрации радиогенного гелия и урана в самородном золоте. Это было необходимо для того, чтобы определиться с необходимым количеством материала для датирования. Концентрации радиогенного гелия в золоте достигала значений $3 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{г}$ (МСУ-Г-01-М), содержание урана достигало 90 ppm (Finnigan MAT). Таким образом объем материала необходимого для U-Th-He датирования составлял порядка 0,05-0,1 мг.

Вторая ступень состояла в исследовании кинетики выделения радиогенного гелия методом ступенчатого отжига (МСУ-Г-01-М), в ходе которого образец золота постепенно нагревался и измерялось количество выделенного на каждой ступени радиогенного гелия. Нагревание происходило до температуры порядка 1060°C, при котором значения выделившегося гелия были максимальны. Это подтвердило, что большая часть гелия выделяется из металла при температуре, близкой к температуре плавления (так называемый «burst-effect»), а доля низкотемпературного гелия (выделяющегося ниже 800°C) незначительна (менее 1-3%).

Следующая ступень состояла в детальном микроскопическом исследовании образцов. В ходе изучения образцов на предмет форм нахождения урана и тория, выполненном с помощью электронного микроскопа с приставкой для рентгеновского микроанализа (Zeiss Merlin, МРЦ «Нанотехнологии»), была исследована поверхность золотин и установлено, что они частично покрыты тонкой плёнкой алюмофосфатов редкоземельных элементов, которые содержат U и Th. Ввиду высокого содержания урана и тория в этих микровключениях была предпринята попытка прямого U-Pb датирования самородного золота из месторождения Олимпик Дам. Но полученные значения оказались сильно дискорданты и не позволили определить возраст золота U-Pb методом. Для проведения U-Th-He датирования золотины отмывались от этой пленки в концентрированной соляной кислоте в течение нескольких дней. Далее золото запаивалось в кварцевые ампулы в условиях низкого вакуума, с целью избежать потерь при испарении золота при его нагреве до температуры плавления. Наличие ампулы позволяет сохранять золото, уран и торий внутри, но не препятствует измерению гелия в образце. Измерение содержания радиогенного гелия проводилось на масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН), для трех образцов содержание радиогенного гелия определялось методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Alphachron (Curtin University, Australia).

Определение урана и тория в образцах проводилось методом изотопного разбавлением с использованием комбинированного ^{230}Th - ^{235}U трассера. Разложение золота проводилось в царской водке. При измерении содержания U и Th в Curtin University (3 образца) раствор «переводился» в азотнокислую форму после чего сразу же измерялся на квадрупольном ICP-MS. При измерении содержания урана и тория в ИГГД РАН перед измерением изотопных отношений на ICP-MS ELEMENT-2 полученный раствор дополнительно доочищался от матрицы (золото) путем электролиза на платиновых электродах (1,5 V, 12 часов, 5% HCl).

Полученные нами предварительные данные свидетельствуют о верхнепротерозойском возрасте золоторудной минерализации месторождения Олимпик Дам и подтверждают возможность U-Th-He датирования самородного золота.

1. Панов Б.С. Олимпик Дам – уникальное медно-уран-золото-серебрянное месторождение (Австралия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 4. С. 58-68.
2. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Рыцк Е.Ю. О возможности изотопного датирования самородного золота U-Th-He методом // Докл. АН. 2010. Т. 430. № 2 С. 243-247.
3. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б. и др. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He метод) // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 545-559.
4. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Яковлева С.З., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Геотермохронология по благородным газам: Миграция радиогенного гелия в кристаллической структуре самородных металлов и возможности их изотопного датирования // Петрология. 2012. Т. 20. №1. С. 1-21.
5. Якубович О.В., Шуколюков Ю.А., Котов А.Б. и др. U-Th-He датирование самородного золота: первые результаты, проблемы и перспективы // Петрология. 2014. Т. 22. № 5 с. 460-468.

Особенности формирования Au-Cu-порфирового месторождения Малмыж (по данным исследования флюидных включений)

Буханова Д.С.¹

¹ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, dasha-snejinka@yandex.ru

Медно-порфировое месторождение Малмыжское расположено в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии на останцовых горных грядках – Малмыжских высотах, вытянутых в северо-восточном направлении на 25 км вдоль правого берега р. Амур. Месторождение локализовано в благоприятных экономических условиях, что обуславливается его расположением вблизи крупной водной артерии, железной дороги и асфальтированной дороги Хабаровск – Комсомольск на Амуре, юго-западнее последнего на 80 км.

Малмыжская порфировая система является частью Нижне-Амурского рудного кластера, обладающего потенциалом обнаружения крупных и гигантских месторождений, и приурочена к узлу пересечения региональных зон тектонической проницаемости. По ресурсному потенциалу Малмыжское месторождение сопоставимо с гигантскими линейными золото-меднопорфировыми системами мирового класса, такими как Оуу Tolgoi (Монголия, Южная Гоби), Pebble (США, Аляска), Баимская рудная зона (Россия, Западная Чукотка) и др., запасы и ресурсы меди в которых составляют первые десятки миллионов тонн, золота - от сотен до первых тысяч тонн, молибдена - сотни тысяч тонн. Общие прогнозные ресурсы (категории P_1+P_2) на основании опубликованных данных составляют 4,9 миллиона тонн меди и 266 тонн золота при средних содержаниях меди 0,3-0,4% и золота 0,1-0,3 г/т (Читалин и др., 2013).

В геологическом строении Малмыжской останцовой гряды принимают участие осадочные терригенные отложения верхнемелового возраста, прорванные верхнемеловыми интрузиями и дайками диорит-гранодиоритового состава и перекрытые четвертичными рыхлыми образованиями преимущественно аллювиального, озерно-аллювиального и пролювиального генезисов.

Изучены флюидные включения в кварце из жил и прожилков с сульфидами и магнетитом Центральной системы золото-меднопорфирового месторождения Малмыжское. Для исследования было отобрано 10 образцов из керна скважин пересекающих рудное тело в различных частях системы (в интервале глубин от 36 до 630 м). Более 80 газово-жидких включений были исследованы и проанализированы микротермометрически в лаборатории кафедры петрологии геологического факультета МГУ. В соответствии с классификацией газово-жидких включений (Campos and etc., 2002), в исследованных образцах выделены следующие типы включений (рис. 1).

MS-тип – многофазные и пересоленные, содержащие как несколько растворимых полупрозрачных кристаллов, так дочерние рудные минералы (вероятно магнетит, гематит, пирит и возможно халькопирит), а также небольшое количество жидких и газовых фаз.

G-тип – преимущественно газовые включения низкой плотности и низкой солености, водная фаза наблюдается только в виде тонкого ободка вдоль стенок вакуоли.

B-тип – включения с высокой концентрацией солей в вакуолях (рассолы), характеризуются наличием галита и небольших непрозрачных кристаллов – дочерних минералов (скорее всего пирита или гематита). Могут также присутствовать и другие твердые фазы, такие как сильвин, а также неизвестные минералы.

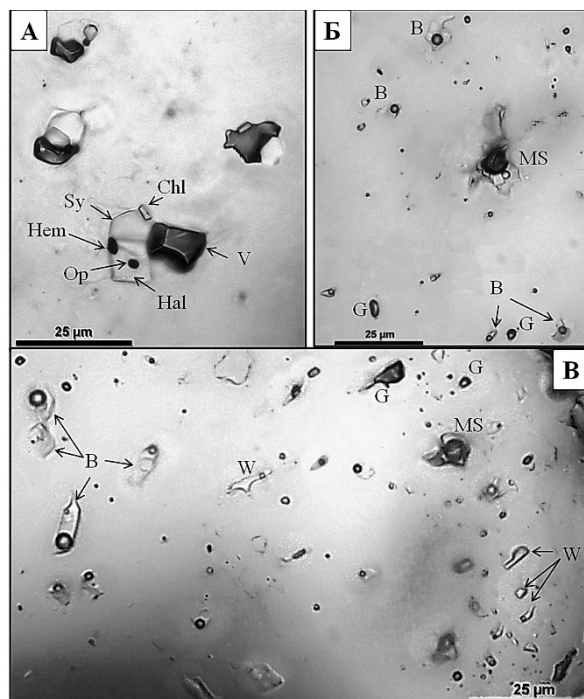


Рисунок 1. Микрофотографии флюидных включений в кварце из сульфидно(халькопирит-пирит)-кварцевого прожилка (образец MD41-446).

А: Включения подтипа MS₂. Б, В: Различные типы газовой-жидких с минеральными фазами включений. Условные обозначения: Hal - галит, Sy - сильвин, Hem - гематит, Op - рудный минерал, Chl - хлорид, V - газовая фаза.

W-тип – преимущественно жидкие включения, как правило, состоят из водного раствора низкой солености и небольшого пузырька газа.

Включения MS («multisolid») типа – чрезвычайно соленые, практически не содержат каких-либо жидких фаз при комнатной температуре (до 10% от общего объема включения). В этом отношении они напоминают "безжидкостные" включения, описанные в комплексе Бушвельд (Schiffries, 1990).

Размер включений MS не превышает 30 мкм, во время наблюдений при комнатной температуре не всегда легко отличаются от более типичных для порфировых месторождений включений типа В и могут быть определены лишь при постепенном нагреве до высоких температур (вплоть до 1000°C).

Среди включения типа MS выделяется два подтипа. Подтип MS₁ характеризуется относительно небольшими размерами – менее 10 мкм. Газовая фаза в таких включениях преимущественно не превышает 10-20% объема вакуоли. Для включения подтипа MS₂ более характерны размеры около 15-30 мкм, и чаще всего газовый пузырек в них занимает около 30% объема вакуоли. В таких включениях газ сжимает и деформирует твердые вещества, которые составляют около 70% объема вакуоли. Включения подтипа MS₂ расположены случайно, часто тяготеют к центральным частям кристаллов, в то время как для подтипа MS₁ более характерно линейное распределение вдоль растущих граней в кристалле-хозяине. Гомогенизируют MS включения всегда в жидкость, для подтипа MS₂ это температуры 850-1000°C, а для MS₁ 670-730°C (рис. 2).

Кроме дефицита жидкости и относительно постоянного объема газовой фазы, они содержат четко определенные, постоянные минеральные вещества, достаточно легко узнаваемые под микроскопом. Преимущественно этот типичный набор дочерних минералов: три полупрозрачных кристалла и небольшой рудный. Растворимые полупрозрачные кристаллы – это галит (NaCl), сильвин (KCl) и вероятно хлорид железа – полупрозрачный минерал, который обычно показывает зеленовато-голубой цвет и имеет сильное двулучепреломление (рис. 1А). Нередко кристаллы хлоридов также содержат едва различимую рудную фазу.

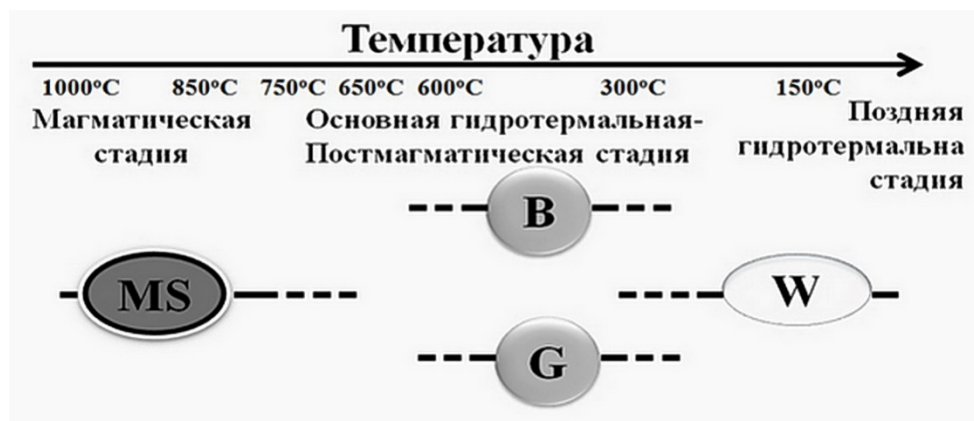


Рисунок. 2. Эволюция флюида месторождения Малмыжское.

Включения типа **В** («boil»), как правило, на 30-50% состоят из жидкой фазы, на 20-40% из газовой фазы и на 20-50% из минеральной – зачастую бесцветные кристаллы, часто это хорошо сформировавшиеся кубики галита (рис. 1Б, В). Включения подтипа B_1 - двухфазные, твердых фаз в них не наблюдается. Во включениях подтипов B_2 и B_3 , кубики NaCl сопровождается более округлыми прозрачными кристалликами – вероятно сильвин (KCl). В некоторых включениях типа В различных подтипов встречается небольшая фаза метана выявленная как при замораживании включений, так и с использованием рамановского спектрометра.

Чаще включения типа В распределены вдоль растущих граней в кристалле-хозяине, но реже наблюдаются и их отдельные скопления или же единичные проявления. Их размеры варьируют от нескольких микрон до 15-20 мкм.

Включения подтипов B_2 и B_3 выделены по температурам гомогенизации. При микроскопическом описании включения подтипа B_3 отличаются от подтипа B_2 лишь чуть более крупными размерами 10-20 мкм. Иногда включения содержат зерна рудных минералов. Это могут быть микрозерна гематита, магнетита, пирита или даже халькопирита. Реже присутствуют и другие твердые фазы неизвестного состава.

Включения типа В гомогенизируют как в жидкую, так и в газовую фазу, что свидетельствует о связи данных включений с основными событиями вскипания гидротермального рудного раствора. Температуры гомогенизации включений подтипа B_1 от 331 до 409°C, B_2 от 405 до 503°C и B_3 от 542 до 580°C (рис. 2).

Включения типа **G** («gas rich») – преимущественно сложены газовой фазой, низко соленые и низкоплотные. Часто такие включения пространственно тесно связаны с включениями типа В. Газовая фаза в таких включениях занимает более 80 % от объема вакуоли, а водная фаза образует тонкий ободок вокруг пузырька (рис. 1Б, В). Размер этих включений колеблется от первых до 10 мкм. Они распределены случайным образом в пределах кристалл или образуют тесные скопления в центре зерна, либо выстраиваются по граням роста кристаллов или заполняют пространство при кристаллизации микротрещин (псевдо вторичные включения). Включения неправильной формы распространены редко.

Включения типа **W** («water rich») – преимущественно жидкие. Их легко отличить от включений типа В по значительно меньшему объему газового пузырька при комнатной температуре и отсутствию дочерних минералов. Они всегда гомогенизируют в жидкость при более низкой температуре, чем включений типа В, от 220 до 305°C для включений подтипа W_2 и между 100 и 196°C для включений подтипа W_1 (рис. 2). Во включениях подтипа W_1 все же иногда присутствует минеральная фаза – прозрачный белый кристаллик, который растворяется при температурах около 100-150°C. Вероятно, вторичные включения подтипа W_1 характеризуют пострудные события внедрения низкотемпературного флюида отлагающегося в виде гипс-ангидритовых прожилков распространенных на месторождении.

Выводы: В жильном кварце золото-меднопорфирового месторождения Малмыжское выявлено четыре типа газовой-жидких включений: MS (multisolid – многофазные

преимущественно состоящие из минеральных агрегатов), В (рассолы), G (преимущественно газовые) и W (преимущественно водные).

MS включения, которые содержат ряд твердых при комнатной температуре веществ, а также небольшую водную фазу (вероятно это система $\text{NaCl-KCl-}((\text{Fe}, \text{Mg}, \pm\text{Cu}) \text{Cl})\text{-H}_2\text{O}$, при средней солености 70 мас.% $\text{NaCl}_{\text{экв.}}$), гомогенизируются при магматических температурах около 950°C и безусловно являются первичными в большинстве кварцевых жил и прожилков месторождения. Такие включения представляют собой первый эксгаляционный флюид, который отделялся от магмы на глубине. Их высокие температуры гомогенизации сопоставимы с температурами кристаллизации породообразующих минералов, что может указывать на захват растущими кристаллами кварца несмешивающейся смеси силикатного расплава и сильно засоленных жидкостей отделившихся от магмы в виде MS включений. В отличие от типа MS, включения типа В вторичные в данной золото-меднопорфировой системе, но не смотря на это, вероятно они сингенетичны основной стадии формирования руд Малмыжского месторождения.

Эволюция флюида месторождения Малмыжское началась с магматических температур от 1000 до 670°C - включения типа MS завершают магматическую стадию; при охлаждении, в постмагматической гидротермальной обстановке в диапазоне температур от 580 до 330°C происходил захват включений типа В и G; слабоминерализованные, преимущественно жидкие включения типа W захватывались при температурах менее 305°C и соответствуют завершающей стадии притока флюида в систему.

1. Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И., Игнатьев Е.К., Колесников А.Г. Малмыж - новая крупная золотомедно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65-69
2. Campos E, Touret JLR, Nikogosian I, Delgado J Over- heated, Cu-bearing magmas in the Zaldivar porphyry-Cu deposit, Northern Chile // Geodynamic consequences. Tectonophysics. 345. 2002. P. 229-251.
3. Schiffries C.M. Liquid-absent aqueous fluid inclusions and phase equilibria in the system $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ // Geochimica et Cosmochimica Acta. 54. 1990. P. 611-619.

Структурные особенности разрывного нарушения в пределах Мараканского рудного узла (Бодайбинский рудный район)

Ванин В.А.,¹ Гладкочуб Д.П.¹

¹ИЗК СО РАН, Иркутск, Vanin_geo@mail.ru

Ыканское золоторудное месторождение расположено в Бодайбинском золоторудном районе в пределах Мараканского рудного узла. В строении площади принимают участие позднерифей-вендские образования. К верхнерифейским образованиям относятся углеродистые метапесчаники, алевролиты и сланцы аунакитской свиты, к вендским образованиям относятся углеродистые алевросланцы вачской свиты и метапесчаники, углеродистые алевролиты и пелитовые сланцы анангской свиты. Оруденение локализуется в верхнерифейских породах аунакитской свиты (рис. 1). Рудопроявление золота было обнаружено в 80-е годы прошлого столетия при ГДП-50 при составлении геологического разреза аунакитской свиты. В дальнейшем, работами А.И. Иванова рудопроявление было переведено в ранг мелкого месторождения. Месторождение приурочено к СВ крылу Вачской антиклинали второго порядка осложняющей ЮЗ крыло Маракано-Тунгусской синклинали.

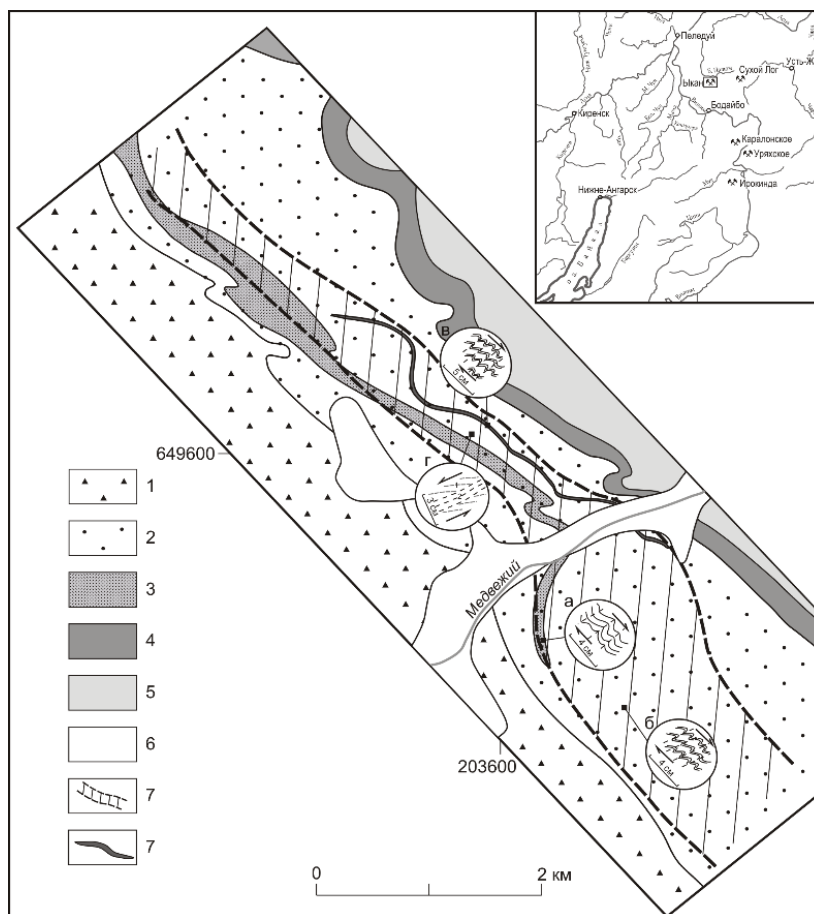


Рисунок 1. Геологическая схема месторождения Ыканское.

1–3 аунакитская свита: 1 – сланцы углеродистые, 2 – сланцы слюдисто-гранатовые, 3 – высокоуглеродистые алевросланцы; вачская свита: 4 – высокоуглеродистые сланцы; анангская свита: 5 – метапесчаники; 6 – четвертичные отложения; 7 – зона разлома; 8 – рудное тело. Диграммы: а – наклонная микроскладчатость эшелонированного типа; б, в – микроплочатость с элементами кренуляционного кливажа; г – угол встречи кливажа (1) и слоистости (2).

Оруденение контролируется пологим разломом северо-западной ориентировки и падением сместителя (10–30°) на северо-восток. Разлом представляет собой зону со сложным внутренним строением с меняющейся мощностью от 80-110 м. Повышенные содержания

золота чаще фиксируются в участках пород, обогащенных кварц-пирротиновыми, пирротиновыми прожилками (Иванов, 2009; Иванов, 2014). Такие прожилки мощностью 1-2 мм. отмечаются в слоистых углеродистых кварцитах и зонах микроплойчатости (гофрировки) углеродистых хлорит-серицитовых сланцев. Оруденение характеризуется отсутствием или малым процентным содержанием кварца в руде и весьма неравномерным распределением золота.

Внутренняя структура разлома в отличие от структуры за его пределами характеризуется интенсивным развитием элементов плоскостных (сланцеватость), линейных (минеральная линейность, борозды) и складчатых (гофрировка, флексуры) структурных форм. Активные тектонические подвижки привели к межслоевым срывам по плоскостям напластования и субслоистой сланцеватости с образованием комбинированных слоисто-сланцеватых текстур, которые в целом располагаются субсогласно основному сместителю.

В результате хрупко-пластических деформаций вмещающие породы интенсивно дислоцированы в разнообразные симметричные, асимметричные складки флексурного типа, которые вызывают особый интерес в плане изучения кинематических перемещений по разлому. Исследуемая площадь характеризуется весьма плохой обнаженностью и, поэтому структурная характеристика изучалась по полотну и стенкам горных выработок.

Зафиксированные в горных выработках симметричные и наклонные складки имеют пологие шарниры погружения ($15-20^\circ$) в северо-восточном, восточном направлении ($65-90^\circ$), размах крыльев составляет 2–4 м, угол сжатия $60-70^\circ$. Асимметричные складки характеризуются наклоном осевых поверхностей в юго-восточном направлении. Подобные складки, возможно, сформированы в результате сдвиговых перемещений по разлому. Также зафиксированы симметричные складки с размахом крыльев до 3 метров, углами сжатия $120-130^\circ$ с северо-западным ($310-320^\circ$) азимутом погружения шарниров под углом $5-10^\circ$, которые вероятно отражают надвиговые процессы по разлому.

Флексуры, выраженные в изменении угла падения и простираения пород, в плане представлены коленообразными изгибами толщи пород. Зафиксированные флексуры в южной части месторождения – наклонные, падение крыльев от 20 до 70° , крутое погружение шарниров в северо-восточном направлении, имеют размер от первых метров до первых десятков. Вблизи северо-западной границы месторождения отмечается система флексур, имеющая общую протяженность 1200 м, погружение шарниров северо-восточное под углом $10-25^\circ$. Северное крыло северной флексуры имеет падение (30°) на северо-восток (20°). В ядерной части отмечается заваливание первичной слоистости в обратном направлении приобретая аз. пад. 270° и угол падения 30° . Южное крыло имеет юго-восточное (170°) падение и далее на юго-восток приобретает залегание близкое к фоновому ($10-30^\circ < 20^\circ$). Подобный структурный рисунок приобретают породы и в южной флексуре. По данной системе флексур была определена амплитуда сдвиговых смещений по разлому, которая составляет примерно 240 м.

Помимо мезомасштабной складчатости в разных частях разлома зафиксированы структурные формы сопряженной микроплойчатости (гофрировки). Подобные структуры образуются при продольном сжатии ($0-15^\circ$) к сланцеватости в процессе прогрессивной деформации и являются зонами повышенных касательных напряжений. Так, по черным углеродистым алевросланцам формируется микроскроплойчатость эшелонированного типа, а по более пластичным хлорит-серицит-кварцевым и углеродистым хлорит-серицитовым сланцам формируются комбинированные структуры микроплойчатости с элементами кренуляционного кливажа. Данные структуры характеризуются юго-восточным ($70-80^\circ$) наклоном осевых плоскостей и северо-восточным ($80-85^\circ$) погружением шарниров микроскладок под углом $10-15^\circ$ и отражают правосторонние сдвиговые подвижки по разлому (рис. 1).

На пологое залегание разлома указывает острый угол между слоистостью и кливажем. Например, в стенке карьера в толще слюдистых кварцитов установлен прослой мощностью 3 см, в котором угол встречи кливажа серицит-кварцевых сланцев и распространенной

слоистости в слюдистых кварцитах составляет 15°. При детальном изучении установлено, что кварциты и сланцы имеют один и тот же состав, но разное процентное минеральное соотношение слюда/кварц. Т.е. серицит-кварцевые сланцы есть ничто иное, как рассланцованные кварциты с реликтами слоистых текстур и кластами кварцитов, последние имеют структуры типа «снежного кома». Вероятно, что слоистые кварциты, оказавшись в зоне максимальных динамических напряжений, приобрели сланцеватость (кливаж) за счет надвиговых движений по разлому, сохраняя при этом реликты слоистых текстур.

Кварцево-жильные образования на территории месторождения представлены субсогласными со слоистостью прожилками мощностью до 1 см. Наиболее мощные прожилки до 15 см. являются секущими по отношению к основному залеганию пород.

В пределах месторождения отмечаются единичные жилы мощностью 1.5 м. невыясненной морфологии. Прожилки и жилы мощностью от 5 до 15 см. имеют две системы направленности. Первая система имеет азимут простирания 110-150°, вторая – 170-210°, падение жил вертикальное. Эти жилы не связаны с рудообразованием и имеют пострудный возраст.

Пример Ыканского рудного поля свидетельствует о возможной локализации золотого оруденения вкрапленного типа в пологих зонах разлома северо-западного простирания в Бодайбинском районе. Поисковыми признаками могут служить такие структурные элементы как микроплочатость, кренуляционный кливаж, а также приуроченная к ним пирротиновая минерализация.

1. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2014. 215 с.
2. Иванов А.И. Месторождение Ыканское – новый тип коренных месторождений золота сульфидного типа в Бодайбинском рудном районе // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. №1 С. 27–36.

Типохимизм касситерита пегматитов Каравшинского поля

Герасимов В.К.¹

¹НИИ ТГУ, г. Томск, 1. gerasimov@mail.ru

Впервые оловоносные пегматиты Туркестанского хребта, были обнаружены участниками радиевой экспедиции в начале XX века. Дальнейшие поисково-разведочные работы выявили комплексную редкометальную минерализацию всего Туркестанского хребта.

Объектом исследования в данной работе стал касситерит редкометальных пегматитов, наиболее крупного Каравшинского поля входящего в состав Туркестанского пегматитового пояса.

Все пегматитовые жилы поля связаны с одноименным Каравшинским массивом, представленным нижнепермскими гранитами гранит-лейкогранитовой формации (Ненахов, 1988).

Оловоносное оруденение района исследования связано с двумя резко различающимися типами жил прослеживающимися по всей площади массива в 24 км².

Первый тип жил представляет собой наиболее удаленные от контакта с материнскими гранитами, пегматитовые тела поздних парагенетических типов. Эти жилы отчетливо зональны, неравномерно, но достаточно сильно альбитизированны, замещая полностью микроклин альбитом, оставляя от первого лишь небольшие реликтовые островки.

Типичный представитель этого типа пегматитов – шток №2 второго участка поля. Это линзовидное тело с раздувом, где мощность возрастает до 10 м. Жила залегает согласно среди вмещающих пород, представленных сильно метаморфизированными кристаллическими сланцами. Она отчетливо зональна. В краевой части присутствует аплитовидная кварц-полевошпатовая оторочка 3-8 см, с участками мелкочешуйчатой желтовато-зеленой разновидностью мусковита – жильбертитом, обогащенной литием и рубидием. Затем идет среднезернистая зона кварц-микроклинового состава, местами сильно замещенная сахаровидным альбитом белого, серого, желтого, реже голубоватого цвета. Её сменяет зона блокового микроклина причем включенные в нем зерна кварца и трифилина достаточно сильно кородируются альбитом, явно указывая на позднюю альбитизацию микроклина. Далее идет мощная клеветандитовая зона, переходящая в кварц-сподуменовую с обособлением осевых кварцевых ядер.

Неравномерно и преимущественно во внутренних зонах участками развиты замещающие комплексы – кварц-мусковитовый, альбитовый (сахаровидный) и кварц-лепидолитовый. По трещинам этих зон наблюдаются достаточно крупные пластинчатые выделения колумбита размером до 6 x 4 x 0,1 см. Они часто содержат микроскопические включения касситерита и вольфрамитов.

Касситерит в этой жиле располагается в мощной альбитизированной зоне в виде достаточно крупных вкрапленников, иногда ассоциируясь с пластинчатым колумбитом, зеленым турмалином и фосфатами.

Касситерит имеет темнокоричневый цвет и обычно наблюдается в виде неправильных зерен размерами от нескольких миллиметров до нескольких см. Очень часто эти зерна представляют собой двойники. Хорошо образованные кристаллы встречаются достаточно редко.

Многие пегматиты и сами граниты затронуты процессами грейзенизации, которые и представляют второй тип оловоносных жил.

Если первый тип жил представлен несколькими штоковидными жилами на Каравшинском поле, то грейзенизированные пегматитовые тела распространены весьма значительней. Грейзенизированные участки весьма неравномерно распределяются по всему телу жилы, однако с некоторой тенденцией тяготеют к зальбандам. Хотя отдельные участки встречаются иногда и в центральных частях жил в виде неправильных, разноориентированных прожилков достигающих нескольких метров в длину. Минеральный состав всех

грейзенизированных жил значительно уступает альбитизированным пегматитом. Основная её масса сложена кварцем, мусковитом, альбитом с реликтами микроклина. Акцессорные минералы представлены гранатом, турмалином и касситеритом реже бериллом и сильно окисленными зернами железистых фосфатов. Касситерит этих жил обнаруживается в виде редкой вкрапленности. Размер отдельных зерен или плохо оформленных кристаллов касситерита находится в прямом соотношении с величиной ассоциирующихся с ним жильных минералов. Тем не менее оловоносность грейзенизированных тел значительно колеблется от практически безрудных участков до достаточно высоких концентраций в пределах одной жилы. Причем наиболее богатые касситеритом жилы были всегда интенсивно и полностью грейзенизированы, как показали полевые работы по Туркестанскому хребту.

Нами с помощью микронзондового анализа был исследован состав касситерита Каравшинского поля.

Таблица 1. Химический состав (масс. %) касситерита пегматитов Каравшинского поля.

Компоненты	1	2	3
Ta ₂ O ₅	2,53	2,87	2,62
Nb ₂ O ₅	1,93	1,44	1,63
TiO ₂	0,04	0,03	0,06
SnO ₂	89,6	92,87	91,57
HfO ₂	0,06	0,09	0,08
ThO ₂	–	–	–
Al ₂ O ₃	–	–	–
Y ₂ O ₃	–	–	–
WO ₃	–	–	–
FeO	0,64	0,66	0,74
MnO	0,09	0,11	0,08
MgO	–	–	–
CaO	–	0,33	0,32
Na ₂ O	–	–	–

Примечание: 1 – касситерит из клевеландитовой зоны сподумен-микроклин-альбитового пегматита; 2 – касситерит из сильно альбитизированной зоны блокового микроклина сподумен-микроклин-альбитового пегматита; 3 – касситерит из кварц-сподуменновой зоны сподумен-микроклин-альбитового пегматита.

Следует отметить, что в касситерите поздних парагенитических типов пегматитов постоянно присутствуют изоморфные примеси Nb и Ta, причем тантал в нем всегда преобладает над ниобием. Примечательно, что в ранее изученном колумбите этих жил (Герасимов, 2015) напротив, постоянно присутствует Sn. А поздние генерации этого минерала фактически близки к неотанталиту.

Проанализированный касситерит сподумен-микроклин-альбитового пегматита так же имеет постоянную примесь Hf, Fe и Mn, а так же достаточно часто встречающиеся Ti причем содержание последнего несколько растет от зальбандов к центральной части жил. Выявленные типохимические особенности касситерита в пегматитах жилах Каравшинского поля могут

быть использованы для идентификации тел несущих комплексную редкометальную минерализацию всего Туркестанского хребта.

1. Ненахов В.М. Позднепалеозойские гранитойдные комплексы Туркестано-Алая / В.М. Ненахов, Л.В. Кузнецов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. №5. С. 17-29.
2. Герасимов В.К. «Типоморфизм колумбита пегматитов Каравшинского поля» // Сборник тезисов XIX Международного научного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр». Томск. ТПУ. 2015. *в печати*

Геохимическая характеристика вторичных ореолов рассеяния и минералого-петрографические особенности пород северо-восточной части Хаутаваарского рудного поля (Южная Карелия)

Гордон Ф.А.¹ Алексеев И.А.²

¹ Горный университет, г. Санкт-Петербург, fany.gordon@yandex.ru

² СПбГУ "Институт Наук о Земле" каф. ГМПИ, г. Санкт-Петербург, i.alexeev@spbu.ru

Хаутаваарская структура расположена в южной части архейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, в области его сочленения с Ладужской структурно-формационной зоной раннепротерозойского возраста. Супракрустальные породы, объединяемые в составе хаутаваарской серии, формировались в различных обстановках в интервале времени от 3,02 до 2,67 млрд лет и имеют общую мощность в 5.5-6.0 км. Структура характеризуется наиболее полным гетерогенным разрезом вулканогенно-осадочных образований лопийского вохраста. Породы представлены образованиями коматиит-базальтовой, базальтовой, андезит-дацитовой и дацит-риолитовой формаций. Интрузивные образования представлены габбро-феррогаббро (Виетукалампинский комплекс), ультрабазитами (Хюрсальский комплекс) и кислыми более поздними породами (многофазные Шуйский и Хаутаваарский комплексы) (Светов, 2005). Все вышеперечисленные толщи на завершающем этапе формирования зеленокаменного пояса подвергались метаморфизму зеленосланцевой-амфиболитовой фаций умеренных давлений (Рыбаков, 1980). Металлогению Хаутаваарской структуры определяют разнообразные типы руд – колчеданные, полиметаллические, Cu-Ni-сульфидные, Au-S-кварцевые (Сиваев, 1988; Горощко, 1993; Кулешевич и др., 2015).

В пределах Хаутаваарской структуры проводились поисково-разведочные работы на золото с помощью выявления вторичных литохимических ореолов рассеивания. Однако одной из наиболее существенных проблем геохимических поисков по рыхлым отложениям является выявление и оперативная оценка коренных источников установленных геохимических аномалий (Плющев и др., 2008). Для уточнения состава исходных пород, минерального состава и структурно-текстурных особенностей гидротермальных изменений пород, выделения эпигенетических минеральных парагенезисов и изучения гидротермально-метасоматической зональности, а также пространственно связанного с ними оруденения, проводилось детальное петрографическое изучение пород участка. Анализ полученных петрографо-геохимических данных позволяет уточнить модель рудообразования, определить участки возможной локализации оруденения и его прогнозные характеристики.

В результате проведенных комплексных геолого-геохимических исследований установлены следующие геохимические типы золоторудной минерализации (Алексеев, Сергеев, 2013):

1. Развивающиеся в зонах рассланцевания по ультрабазитам Хюрсальского комплекса. Данный тип характеризуется тесной пространственной связью аномалий элементов сидерофильной группы Cr, Ni и Co, с одной стороны, и элементов халькофильной группы Zn, Cu, Pb, в меньшей степени As. Сопровождается интенсивной серпентинизацией, хлоритизацией пород. Рудные минералы резко ксеноморфны, минерализация представлена магнетитом, титаномagnetитом, ильменитом.

2. Зоны рассланцевания, пространственно сопряженные с феррогаббро Виетукалампинского комплекса. Для них характерна пространственная связь аномалий Ti, V и аномалий высоких порядков Pb, Zn, Cu, Co, As. В участках проявленной интенсивной тектоники габброиды сильно изменены – это преимущественно интенсивно эпидотизированные, биотитизированные, хлоритизированные и карбонатизированные амфиболиты по габбро. Рудная минерализация представлена 2 ассоциациями: 1 – сульфидная

(пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит), 2 - титано-магнетитовая ассоциация – магнетит, ильменит с элементами распада, титаномагнетит, рутил, титанит.

3. Зоны рассланцевания и интенсивного проявления кварц-серецит-карбонатных метасоматитов в зоне контакта пород Калаярвинской свиты с гранитным массивом Коруд, в районе одноименного колчеданного рудопроявления. Данный тип наиболее ярко выражен в аномалиях высоких порядков As, при подчиненной роли аномалий полиметаллов и редких знаков элементов-спутников золота. Вулканиты Калаярвинской свиты, преобладающие в пределах участка, превращены в кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы, интенсивно проявлены процессы карбонатизации и сульфидизации. Рудная минерализация представлена пиритом, реже пирротинном, сфалеритом, халькопиритом.

1. Алексеев И.А., Сергеев А.С. Отчет о результатах геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния в пределах участка недр «месторождение рудного золота Хюрсьюльское» в рамках лицензии ПТЗ 01666 БЭ от 28.02.2013. Санкт-Петербург. 2013
2. Вихко А.С. Поиски золота по вторичным литохимическим ореолам рассеивания на перспективных участках Хаутаваарской площади, Карелия. Материалы международной конференции "Золото Фенноскандинавского щита" Петрозаводск. 2013.
3. Горошко А.Ф. Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутаваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 1993. С. 171-192.
4. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. "Благороднометальная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади" // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.12, Петрозаводск 2009. С.12-25.
5. Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В. "Au-S-кварцевое Mo-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия" // Руды и металлы. №3. Москва. 2015. С. 38-50.
6. Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. "Технология петрографо-геохимической интерпретации аномальных геохимических полей" // Разведка и охрана недр. 4-5. Москва, 2008. С. 66-72.
7. Сиваев В. В., Горошко А. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые Улялегского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 и средне-масштабного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983–1988 гг. в Южной Карелии // Фонды ТГФ. Петрозаводск, 1988.
8. Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2005. 229 с.

Особенности химического состава и катодолюминесценции апатита из разных типов руд Октябрьского месторождения (Ангарская железорудная провинция)

Грибоедова И.Г.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, irinagriboedova@rambler.ru, igg@igem.ru

Целью настоящей работы стало изучение особенностей химического состава и катодолюминесценции апатита из разных типов руд Октябрьского железорудного месторождения. Образцы предоставлены сотрудником ИГЕМ РАН Полозовым А.Г.

Октябрьское месторождение представляет собой чашеобразную структуру, приуроченную к кратерным раструбам железоносных диатрем юга Сибирской платформы. Обобщенный разрез «чаши» имеет преимущественно трехчленное строение: нижняя часть представлена брекчиями обрушения, состоящие из обломков и глыб скарнированных и слабоизмененных пород обрамления диатрем, туфов, долеритов, базальтов; на брекчиях обрушения, залегают обогащенные рудным материалом существенно карбонатные псаммитопсефитовые образования – так называемые «чашечные» руды; на «чашечных» рудах залегает тонко-параллельно-ритмично-слоистая толща переслаивания зеленовато-серых песчаников и алевролитов.

Апатиты исследованы с разных глубин и из следующих типов руд: магнетитовой, магнетит-апатитовой, кальцит-магнетитовой, магнетит-сульфидной, а также из магнетит-сульфатной жилы.

Образцы руд представлены в виде аншлифов запрессованных в эпоксидную смолу.

Было проанализировано 11 образцов, около 100 зерен апатита.

Химический анализ апатита проводился в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-8200, оборудованном пятью кристалл-дифракционными спектрометрами и одним энергодисперсионным спектрометром. Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 kV, токе на цилиндре Фарадея 20 nA, диаметре пучка зонда 3 мкм. Исследование проводилось на 22 элемента: Si, F, Fe, P, Ce, Al, Y, Mn, Ba, La, Sr, Sm, Th, Ca, Mg, Pr, Cl, Na, Nd, S, V, Dy. Время экспозиции на основные элементы (Ca, P) составляло 10 сек., для микропримесей Si, Fe, Al, Ba, Sr, Mg, Cl, Na, S – 20 сек., для F – 30 сек., для Ce, Th, Nd, La – 60 сек., для Sm, Y, Pr, Mn, Dy, V – 100 сек. Для обеспечения электропроводимости, образцы напылялись тонким слоем углерода. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с использованием программы фирмы JEOL. В качестве стандартов использовались следующие синтетические соединения и минералы: F, Ca, P – фторапатит, Si, Al – анортит, Fe – шорломит, Sm – SmP₅O₁₄, Y – Y₂O₃, Mn – спессартин, Ba – барит, Pr – PrP₅O₁₄, Ce – CeP₅O₁₄, Sr – SrSO₄, Th – ThO₂, Nd – NdP₅O₁₄, La – LaF₃, Mg – оливин, Cl – Cu₂Cl(OH)₃, Na – жадеит, S – SrSO₄.

Регистрация цветного оптического паттерна КЛ (катодолюминесценции) и локального характеристического спектра в заданной точке пробы производилась на микроанализаторе Camesa MS-46 (оператор – Голованова Т.И.), дополненном оригинальным оптическим детектором на базе камеры высокого разрешения Видеоскан – 285 и спектрометра Ocean Optics USB 2000+VIS-NIR-ES. Регистрация паттерна КЛ осуществлялась при ускоряющем напряжении 20 kV, токе 20 nA, в режиме растра. Время экспозиции 239,7 сек. Оптический спектр прописывался в точке при аналогичном токе и времени накопления 20 сек.

По результатам рентгеноспектрального микроанализа выявлено наличие в апатитах следующих микропримесей: F, FeO, SO₃, Cl, Ce₂O₃, Sm₂O₃, La₂O₃, Nd₂O₃, SiO₂. В качестве потенциальных центров люминесценции интерес представляют Ce₂O₃, Sm₂O₃, Nd₂O₃.

Линия Ce³⁺ (390 нм) отождествляется однозначно, следует отметить, что в пробах отобранных глубже, чем 600 метров люминесценция церия не наблюдается вне зависимости от типа руд.

Остальные линии КЛ статистически увеличивают свою относительную интенсивность с глубиной. Среди этих линий уверенно отождествляется центр люминесценции, связанный с Sm^{3+} (диаграмма 600 нм).

Линии 500 и 575 нм скорее всего Dy^{3+} , с результатами рентгеноспектрального микроанализа не коррелируются, это говорит о том, что катодоллюминесценция в данном случае оказалась более чувствительной к данной микропримеси.

Линия 435 нм однозначно не отождествляется, возможно это оптический дефект в апатите, а может быть и примесь Tb^{3+} , находящаяся ниже предела обнаружения.

Весьма интересно, что для большинства длинноволновых линий, в целом тренд, направленный на увеличение интенсивности, имеет «провал» в районе глубины 700 метров. Ниже этой отметки закономерное возрастание относительной интенсивности начинается заново. На основании этого можно предположить две глобальные геохимические стадии в рудогенезе.

Теоритически, оценка относительной интенсивности длинноволновой КЛ может служить признаком текущего эрозионного среза при поисковых работах на месторождениях этого типа, если такая закономерность будет подтверждена на аналогичных объектах, в связи с этим исследования будут проведены для Рудногорского и Коршуновского месторождений.

1. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции. Справочник. Москва: ВИМС им. Н.М. Федоровского. 2001. 316 с.
2. Калугин, И.А., Третьяков Г.А., Фон-дер-Флаасс Г.С. Происхождение железных руд в траппах: образование рудоносной диатремы с корневой зоной взаимодействия между базальтовой магмой и эвапоритами. Новосибирск. 1994. 45 с.
3. Фон-дер-Флаасс Г.С. Структурно-генетическая модель рудного поля ангаро-илимского типа (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38. № 6. С. 530-544.
4. Фон-дер-Флаасс Г.С., Наумов В.А. Чашеобразные структуры железорудных месторождений юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 5. С. 390-402.

Кристалломорфология эсколаита по данным атомистического структурного моделирования и «комбинированного» подхода

Громалова Н.А.¹, Еремин Н.Н.¹, Никишаева Н.Д.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, gromalnat@mail.ru

Процессы, происходящие на поверхности кристалла как пограничной области кристалл – внешняя среда представляют огромный интерес для кристаллохимии. Каким бы богатством граней не обладал кристалл, выросший под влиянием внешней среды, можно выделить грани и комбинации простых форм, которые незаметно проявляются при любых условиях роста. Поэтому особый интерес имеет та форма роста, которая определяется кристаллической структурой. В настоящем исследовании оценивается термодинамически равновесный габитус кристаллов эсколаита с использованием понятия – поверхностная энергия грани ($E_{\text{пов.}}$), которая является мерой термодинамической стабильности грани кристалла (Урусов, Еремин, 2012; Громалова и др., 2012), а также с применением оригинальной методики "комбинированного" подхода, разработанной авторами ранее (Громалова и др., 2011). Данная методика впервые учитывает информацию, как о геометрических особенностях кристаллической структуры, так и об атомной релаксации в поверхностном слое материала.

Для энергетических оценок поверхностей кристалла с различными индексами hkl была разработана блочная методика (Tasker, 1979), подробно изложенная на русском языке в работах (Громалова, Урусов, 2011; Громалова и др., 2012). Расчеты $E_{\text{пов.}}$ проводятся для всех возможных вариантов разреза, из которых выбирается наиболее энергетически выгодный. При исследовании выбираются все грани, полученные в результате геометрического расчета, а также, проявившиеся в огранке кристаллов из экспериментов. Для построения идеализированного теоретического габитуса кристалла в программе-визуализаторе типа WinSHAPE (<http://www.shapesoftware.com>) необходимо иметь информацию об относительных расстояниях от определенной грани до начала координат, которая пропорциональна $E_{\text{пов.}}$. Для определения равновесного габитуса требуется рассчитать энергии всех возможных граней, которые могут принимать участие в огранке. Конечный габитус кристалла формируется на основе известного построения Вульфа, согласно которому в данном случае относительные расстояния от грани до начала координат пропорциональны величинам их поверхностных энергий (см., например, Урусов, Еремин, 2012; Громалова и др., 2012). Для проведения атомистических расчетов поверхностной энергии различных граней кристаллов эсколаита (программа Metadise (Watson et al., 2006)) был использован частично ионный набор потенциалов межатомного взаимодействия, оптимизированный ранее в работе (Eremin et al., 2008). После получения всех интересующих значений $E_{\text{пов.}}$ термодинамически-равновесный габитусный ряд для эсколаита выглядит как: {0001}–{11-20}–{22-43}–{10-11}–{10-10} (Громалова и др., 2015).

Методика «комбинированного» подхода к расчету равновесного габитуса впервые учитывает информацию, как о геометрических особенностях кристаллической структуры, так и об атомной релаксации в поверхностном слое материала (Громалова, Урусов, 2011). Поскольку для некоторых граней величины ретикулярной площади грани могут быть сравнительно высокие, поэтому несмотря на то, что в ряде случаев, они имеют низкую $E_{\text{пов.}}$, в огранке кристаллов они не проявляются. Реконструкция равновесных габитусов кристаллов эсколаита по данным атомистических расчетов в сравнении с огранкой природных кристаллов из (Минералы, 1972), а также результатами «комбинированного» подхода представлена на рис 1.

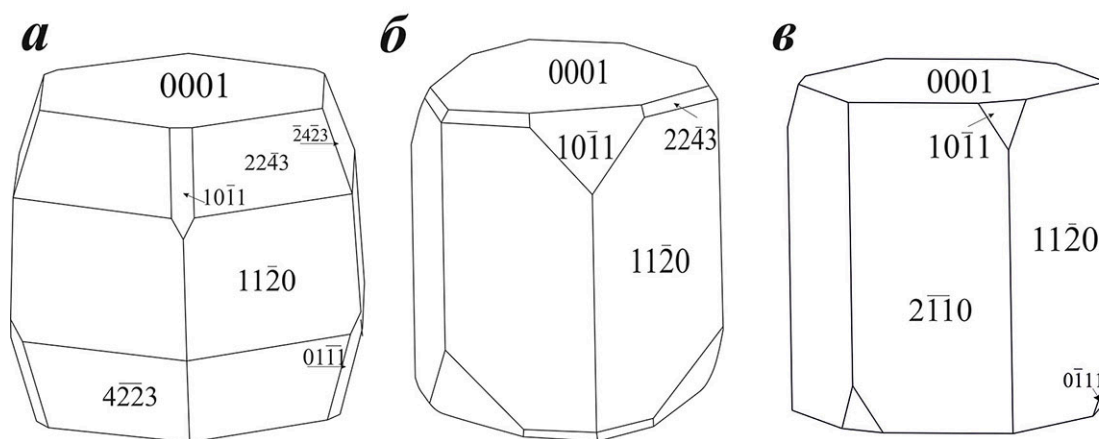


Рисунок 1. Теоретически рассчитанные равновесные габитусы кристаллов эсколаита. Полученные в рамках: *а* – атомистического расчета, *в* – «комбинированного» подхода (по данным настоящего исследования) в сравнении с огранкой: *б* – природных кристаллов (Минералы, 1972).

Как видно из рисунка, морфологическая значимость грани {0001} практически одинакова, как для природного (Минералы, 1972), так и для теоретических (настоящая работа) кристаллов эсколаита. Несмотря на тенденции сходства морфологии природных и теоретически рассчитанных кристаллов, проведенный анализ габитусов показал, что в ряду полученных кристаллов морфологически происходит его изменение: так, морфологическая значимость грани {11-20} наименее выражена в огранке эсколаита, рассчитанного с применением энергетического подхода. Обратная тенденция наблюдается при анализе морфологической значимости грани {22-43}, обладающая сравнительно невысокой поверхностной энергией, она проявляется в огранке термодинамически равновесного эсколаита (рис. 1а). Как видно из рисунка 1 облик и габитус кристалла эсколаита, полученного с применением «комбинированного» подхода близок к его природному аналогу.

Благодарности. Авторы благодарны профессору Stephen Parker (University of Bath) за ценные советы и консультации при работе с программой. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 14-05-31385 мол_а.

1. Громалова Н.А., Урусов В.С. () Хризоберилл и его ювелирная разновидность – александрит. Раствор-расплавная кристаллизация и комплексное изучение состава, морфологии и свойств природных и синтетических кристаллов. Lambert Academic Publishing. 2011. ISBN 978-3-8433-2169-3. 262 p.
2. Громалова Н.А., Еремин Н.Н., Урусов В.С. Атомистическое моделирование свойств смешения и локальной структуры твердых растворов $\text{Be}(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe}^{\text{III}})_2\text{O}_4$ // Физика и химия стекла. 2011. Т. 37. №3. С. 398-412.
3. Громалова Н.А., Еремин Н.Н., Дорохова Г.И., Урусов В.С. Морфология синтетических кристаллов хризоберилла и александрита: анализ экспериментальных данных и теоретическое моделирование // Кристаллография. 2012. Т. 57. № 4. С. 679-686.
4. Громалова Н.А., Еремин Н.Н., Урусов В.С. Атомистическое компьютерное моделирование кристалломорфологии минералов группы корунда // Записки Российского минералогического общества. 2015. Т. 144. №4. С 84-92.
5. Минералы. Справочник. 1972. Т. 2. Вып. 3. 676 с.
6. Урусов В.С., Еремин Н.Н. Атомистическое компьютерное моделирование структуры и свойств неорганических кристаллов и минералов, их дефектов и твердых растворов ГЕОС Москва. 2012. 448. ISBN: 978-5-89118-581-0
7. Eremin N.N., Talis R.A., Urusov V.S. Computer modeling of the local structure, mixing properties, and stability of binary oxide solid solutions with corundum structure // Crystallography Reports 2008. 53. №5. P. 755-763. DOI: 10.1134/S1063774508050052
8. Watson G., Kelsey E.T., de Leeuw N.H. et al. // J. Chem. Soc. Faraday Trans. 1996. V.92. 433.
9. <http://www.shapesoftware.com>

Особенности геологии и состава оруденения нового малосульфидного платинового месторождения Северный Каменник (Панские тундры, Кольский полуостров)

Грошев Н.Ю.¹, Корчагин А.У.¹, Гончаров Ю.В.², Субботин В.В.¹, Габов Д.А.¹, Иванов А.Н.¹

¹ГИ КНЦ РАН, г. Анапиты, nikolaygroshchev@gmail.com

²ОАО «Пана», г. Анапиты, pana@com.mels.ru

В результате проведённых в 2011-2013 гг. поисково-оценочных работ на участке Северный Каменник (рис. 1, А) в Западно-Панском габброноритовом массиве Кольского полуострова выявлено, оценено и утверждено в ГКЗ новое месторождение комплексных платинометаллических руд малосульфидного типа (2015 г.). Оруденение сосредоточено в пределах Северного платиноносного рифа в Нижнем расслоенном горизонте (НРГ), который прослеживается на десятки километров. В шести км на восток ранее было разведано и поставлено на баланс аналогичное месторождение Киевей (Korchagin et al., 2009).

Главной геологической структурой месторождения является НРГ, протягивающийся практически через всю площадь с запада на восток. В разрезе массива горизонт определяется частым чередованием контрастных по составу пород (анортозитов, лейкократовых габброидов, габброноритов, норитов, пироксенитов), которые выделяются на фоне преобладающих однородных массивных средне- или мелкозернистых габброноритов. Специфическим для НРГ признаком являются оливинсодержащие породы, а также породы группы норитов-пироксенитов. Наибольшие мощности этих магнезиальных дифференциатов, с которыми, как правило, пространственно сближена комплексная сульфидная минерализация, наблюдаются в местах прогибов подошвы НРГ. В связи с тем, что формирование НРГ традиционно объясняется дополнительной инъекцией магмы в камеру, мы предполагаем, что подобные прогибы являются результатом магматической эрозии закристаллизовавшихся кумулатов потоками порций «свежей» магмы. Мощность НРГ в западной части площади сильно варьирует: от 5 м в пережимах до 70 м в раздувах-углублениях (в среднем, 30–40 м). В восточной части площади мощность НРГ более выдержанная, с вариациями 50–80 м. Падение НРГ в южном направлении выдерживается на всём протяжении; углы падения, в среднем, 40–45°, однако в западной части участка нередко возрастают до 50–55°, в восточной – постепенно снижаются до 35°.

Уровни сульфидного и связанного с ним платинометаллического оруденения локализуются, главным образом, в средней или приподошвенной части НРГ (рис. 1, Б-Г) преимущественно в мезократовых габброноритах и норитах, в меньшей степени в оливиновых и лейкократовых породах. В отдельных разрезах насчитывается несколько таких уровней. Мощность зоны НРГ, включающей оруденение, обычно 3–10 м, в раздувах-углублениях – до 35 м. При минимальной мощности НРГ (10 м и меньше) оруденение, как правило, отсутствует. Наиболее выдержанные, богатые и мощные рудные интервалы объединены в Основное рудное тело (ОРТ), прочие – отнесены к Нижнему рудному телу (НРТ) и серии рудных линз локального распространения (рис. 2).

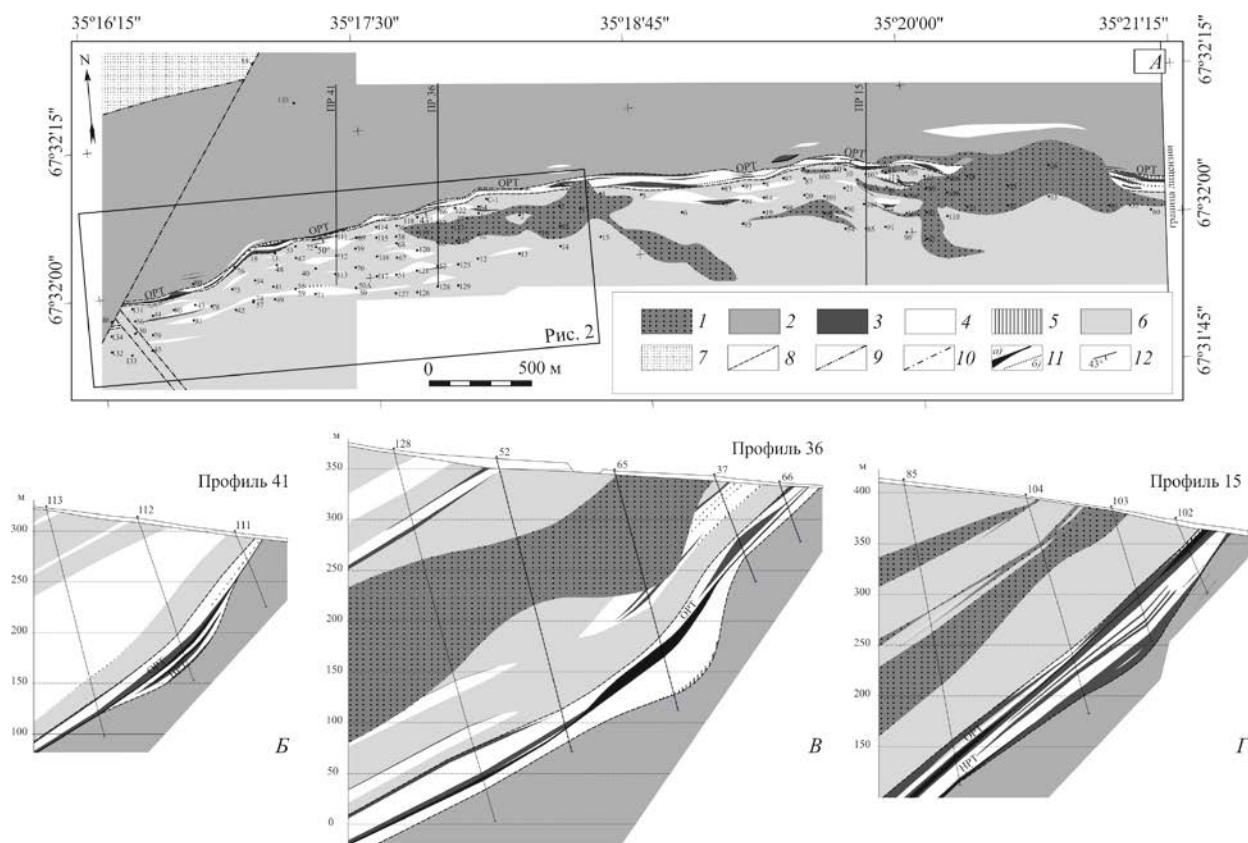


Рисунок. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Северный Каменный (А) и геологические разрезы (Б, В, Г).

1 – магнетитовое габбро; 2 – габбронориты, подстилающие НРГ; 3 – лейкогаббро и лейкогаббронориты, анортозиты; 4 – чередование норитов, габброноритов средне-, крупнозернистых и лейкогаббро; 5 – нориты и пироксениты; 6 – габбронориты, перекрывающие НРГ; 7 – щелочные граниты; 8 – границы НРГ; 9 – тектонический контакт массива; 10 – разрывные нарушения; 11 – малосульфидное платинометальное оруденение: а) рудные тела, б) участки некондиционных руд; 12 – элементы залегания Основного рудного тела (ОРТ).

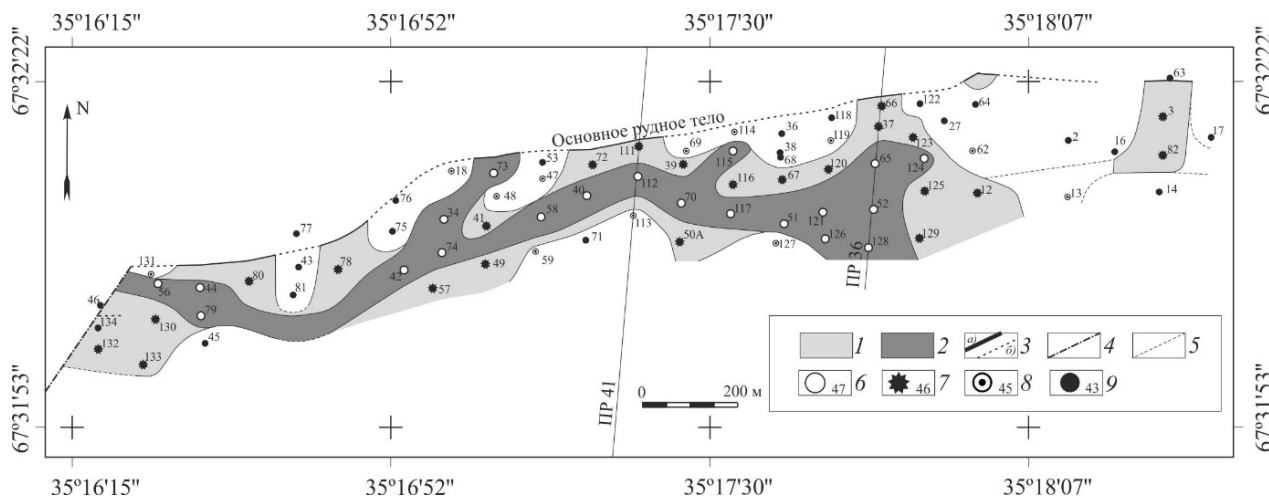


Рисунок. 2. Проекция Основного рудного тела на горизонтальную плоскость при бортовом содержании условного палладия 3,0 г/т до глубины 250 м.

1 – область развития платинометальных руд ($m^*C > 3 \text{ м}^* \text{г/т Pd}_{\text{усл}}$); 2 – зона локализации наиболее продуктивных платинометальных руд ($m^*C > 20 \text{ м}^* \text{г/т Pd}_{\text{усл}}$); 3 – выход ОРТ на поверхность: а – установленный, б – предполагаемый; 4 – разрывное нарушение; 5 – предполагаемые границы зон локализации руд; 6, 7 – проекции пересечений скважинами ОРТ различной продуктивности: 6 – $m^*C > 20 \text{ м}^* \text{г/т Pd}_{\text{усл}}$, 7 – $m^*C > 3 \text{ м}^* \text{г/т Pd}_{\text{усл}}$; 8 – скважины с некондиционным оруденением; 9 – безрудные скважины.

Содержание благородных металлов (Pt+Pd+Au) колеблется в пределах 0,2–14,6 г/т. Повышенные его значения характерны для западной части месторождения. Руды существенно палладиевые: среднее отношение Pd/Pt = 5,5. Содержание цветных металлов: Ni – 0,01–0,4%, Cu – 0,01–0,6%. Минеральный состав руд месторождения практически аналогичен оруденению месторождения Киевей, локализованного в восточной части Северного рифа (Субботин и др., 2012). Главными рудообразующими сульфидами являются халькопирит (48% от массы сульфидов), пирротин (26 мас.%) и пентландит (26 мас.%). Они же являются главными концентраторами цветных металлов, а в пентландите в виде твердого раствора сосредоточено еще и до половины валового Pd. Содержание палладия в пентландите достигают 3,15 мас.%. В рудах месторождения установлено более 30 минералов платиновых металлов и золота. Главными минералами платиновых металлов являются сульфиды и висмута-теллуриды платины и палладия: высокоцит (Pd,Ni)S, котульскит Pd(Te,Bi), брэггит (Pt,Pd,Ni)S, мончеит Pt(Te,Bi) и меренскиит Pd(Te,Bi)₂. Реже встречаются самородное золото (Au,Ag,Pd), сперрилит PtAs₂, сопчеит Ag₄Pd₃Te₄, разнообразные арсениды палладия и др.

Результаты изучения геологического строения месторождения Северный Каменник можно рассматривать как свидетельство близкого расположения западного фланга платиноносного рифа к пульсировавшему магмоподводящему каналу, обеспечившему на различных стадиях формирование массива и поступление рудоносной магмы. В практическом аспекте открытие нового месторождения платинометаллических руд означает установление промышленных рудных объектов на обоих флангах Северного рифа, подтверждает общую перспективность последнего и нацеливает на тщательное изучение его средней части, которая по протяженности сопоставима с уже разведанными.

Доклад посвящается памяти академика РАН Ф.П. Митрофанова. Работы проводились при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-35-20501-мол-а-вед, № 13-05-12055-офи-м).

1. Korchagin A.U., Subbotin V.V., Mitrofanov F.P., Mineev S.D. Kievey PGE-bearing deposit of the West-Pana layered intrusion: geological structure and ore composition // An Interreg-Tacis Project: Strategic Mineral Resources of Lapland – Base for the Sustainable Development of the North. Project publication. Volume II. – Apatity: KSC RAS. 2009. P. 12-32.
2. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинометаллическая минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник КНЦ. 2012. № 1. С. 55-66.

Петрология мафических включений в продуктах извержений в. Безымянный 2006-2012 гг.

Давыдова В.О.¹, Щербаков В.Д.¹, Плечов П.Ю.^{1,2}, Перепелов А.Б.³

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, vestadav@gmail.com

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Новосибирск

В последние несколько десятилетий продукты извержений в. Безымянный представляют собой однородные пористые двупироксеновые умереннокалиевые и умеренно железистые андезиты и андезибазальты (Shcherbakov et al, 2011, Turner, 2013). Данные породы содержат 56.5-57.2 масс. % SiO₂ и 3.9-4.2 масс. % MgO, отвечая наиболее высокомагнезиальным породам современного эруптивного этапа.

Современные эруптивные продукты вулкана Безымянный (2006-2012 гг.) выносят большое количество разнообразных включений. Среди включений выделяются перидотитовые мантийные ксенолиты (Щербаков, Плечов, 2010), коровые ксенолиты, кумулятивные сростки и мафические включения, являющиеся результатов взаимодействия двух магм.

Описываемые включения обладают набором общих признаков, позволяющих отделять их от ксенолитов и вмещающих пород. Все они встречаются в виде округлых, изометричных, более плотных обособлений, ясно макроскопически отличимых от вмещающих пород по структурно-текстурным особенностям. Размеры включений составляют от 1 до 40 см. Во всех включениях присутствует интерстициальное вулканическое стекло с небольшим количеством крупных микролитов (10-30 мкм) с признаками скелетного роста. Основная масса вмещающих пород, напротив, характеризуется большим количеством мелких микролитов (1-30 мкм). Для включений характерна меньшая пористость. Несмотря на схожий минеральный состав включений и вмещающих пород, включения содержат значительное количество неравновесных кристаллов оливина и амфибола, окруженных агрегатами их распада. Все включения обогащены Si по сравнению с вмещающими породами в 2-10 раз.

Все мафические включения по комплексу структурно-текстурных признаков, минеральному и химическому составу разделяются на четыре группы. Существование четырех типов включений, содержащих различные парагенезисы, отвечающие различным условиям формирования, свидетельствует о сложном многоуровневом строении магматической системы вулкана Безымянный.

Наиболее распространенные включения отвечают попадающим в приповерхностный очаг (Т~960°C и Р~0,77-0,87 кбар) магмам, формирующимся в предполагаемом глубинном очаге (Shcherbakov et al, 2011, Turner, 2013) при Т~1000-1040°C, Р~7-8,5 кбар и в ходе подъема претерпевшим различную степень взаимодействия с веществом магматического канала. Включения третьего типа содержат парагенезисы, отвечающие основным магмам, питающим глубинный очаг в. Безымянный (Almeev et al, 2013, Shcherbakov et al, 2011, Turner, 2013). Включения четвертого типа отвечают кумулятивным образованиям глубинного очага, содержат парагенезисы питающих систему основных магм и, зачастую, мантийные ксенолиты и/или отдельные сростки высокомагнезиального оливина и хром-шпинелидов.

1. Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Петрология мантийных ксенолитов в породах вулкана Безымянный (Камчатка) // ДАН. 2010. Т. 434. №6, С. 1-4.
2. Almeev R.R., Kimura J-I., Ariskin A.A., Ozerov A.Yu. Decoding crystal fractionation in water-rich calc-alkaline magma from Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia, using mineral and bulk rock chemistry // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 141-171.
3. Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Izbekov P.E., Shipman J.S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // Contrib. Mineral. Petrol. 2011, V. 162, P. 83-99.

4. Turner S. J., Izbekov P. E., Langmuir C. The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54 year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 108-121.

Особенности оруденения месторождения «Еловое» Юзикского рудного поля (Северная Хакасия)

Дьячкова А.В.¹

¹ТПУ, Томск lagy_geology@sibmail.com, alena_sidlyarova@mail.ru

Юзикское золоторудное поле расположено на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в северной части Саралинского золоторудного узла. Район сложен мощными сложнодислоцированными терригенно-вулканогенными и карбонатно-метаморфическими толщами, отнесенными к верхнему протерозою-кембрию (Свиридов, 2009).

На Юзикском рудном поле из металлических полезных ископаемых, кроме золота, известно проявление меди, из неметаллических – проявление фосфоритов. В качестве сопутствующего элемента в проявлении фосфоритов отмечается уран. Ранее проведенными поисковыми и поисково-оценочными работами проявлениям дана отрицательная оценка из-за ограниченных запасов и низких содержаний.

В геолого-структурном отношении район месторождения приурочен к западному контакту Саралинского грабена и Юзикской брахиантиклинали. Брахиантиклиналь образует крупные линейные и брахиформные структуры с пологим падением пород.

Юзикское рудное поле по тектоническому положению находится в зоне сочленения двух разновозрастных структурных комплексов - каледонского и герцинского, обособленных по структурно-формационным признакам и по типу геотектонического развития. В соответствии с этим на площади выделяются два структурных этажа: нижний геосинклинальный (венд-среднекембрийский) и верхний – рифтогенный (раннедевонский). Отложения верхнего структурного этажа слагают Орджоникидзеvский грабен, представлены вулканитами раннего девона. Основной разрывной структурой Юзикского рудного поля является Главстан-Юзикский разлом субмеридионального простирания, ограничивающий Орджоникидзеvский грабен с запада и проходящий по границе вулканогенных пород раннего девона и карбонатных отложений вендского возраста. Разлом представлен несколькими субпараллельными ветвями, контролирующимися разновозрастными дайками (среднекембрийскими и раннедевонскими), телами брекчий, гидротермально-измененных пород (окварцеванных, анкеритизированных, лимонитизированных) и кварцевыми жилами. Суммарная мощность разломной зоны в различных частях варьирует от 50 м до 500 м (Свиридов, 2009).

В геологическом строении Юзикского рудного поля принимают участие стратифицированные образования от венда до нижнего девона. Интрузивные образования в районе представлены средне-мелкозернистыми лейкократовыми гранитами и дайками основного состава, которые формируются в ряд комплексов: когтахский ($v\delta\epsilon_2kg$), мартайганский ($\delta_3-v\delta_2\epsilon_2m$), тыгertyшский ($\xi\delta\gamma\epsilon_3-Ot$), горячегоvский (ηD_1g), лутагский (ξD_2l).

Месторождение «Еловое» расположено в пределах северной части Юзикского рудного поля и является одним из наиболее крупным в изучаемом районе. Площадь участка месторождения «Еловое» 29,1 км².

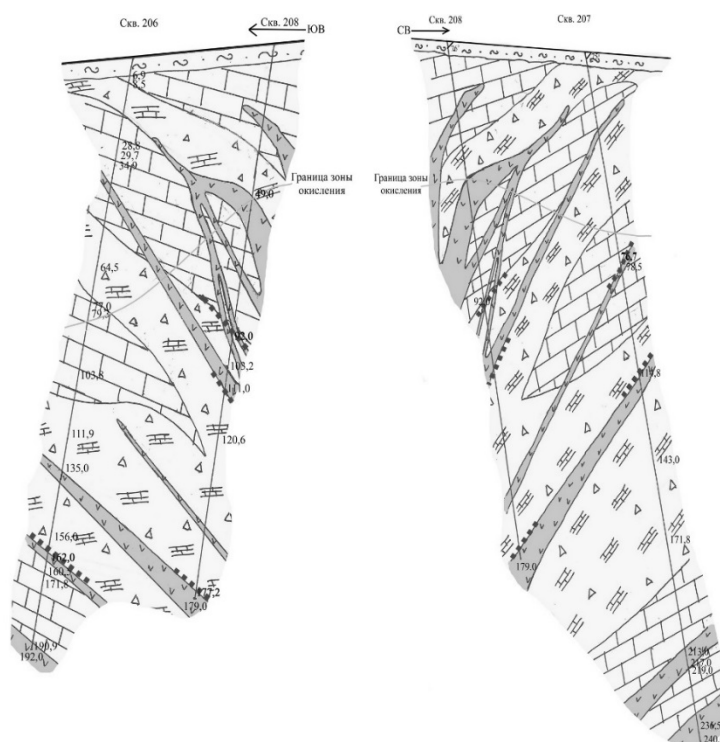
Рудные тела приурочены к блокам среднепалеозойской активизации региона (Баженов, 1971), к границе вулканогенных образований раннедевонского возраста, залегающих в виде мульды, и карбонатных отложений вендского возраста. Рудные тела двух морфологических типов: удлиненные крутопадающие ленто- и линзообразные тела имеющие форму крутопадающих пластообразных залежей и рудные тела лополитообразной и линзообразной формы в плане и сечениях (Свиридов, 2009). Оруденение локализуется как в эффузивах, так и карбонатных образованиях. Рудовмещающие породы брекчированны, лимонитизированны, гидротермально изменены (Кузнецов, 2015).

Для минералого-петрографических исследований были отобраны образцы из вмещающих пород и золотосодержащих руд с целью: проведения оценки рудоносности и прослеживания расположения рудных тел, изучения разновидностей и минерального состава пород, участвующих в геологическом строении участка.

При изучении полученного материала, было установлено, что в геологическом строении месторождения «Еловое» принимают участие эффузивы основного и среднего состава (метадолериты и метаандезиты), метасоматиты, известковистые брекчии с эффузивным заполнителем, мраморизованные известняки, брекчии эффузивов с хлорит-карбонатным цементом, туфоалевролиты и метасоматические известковые песчаники.

По минералогическому составу выделяются первичные сульфидные и вторичные окисленные руды. Граница окисленных руд с первичными рудами довольно четкая и уверенно выделяется при документации и опробовании. Зона окисления в вертикальном разрезе достаточно не изучена. Она распространяется до глубины 40 – 60 м и принята в среднем на уровне 45 м от поверхности. Первичные руды начинаются с глубин 30 – 35 м (Кузнецов, 2015).

Автором составлены геолого-петрографические разрезы (рис. 1). Скважины бурились под углом 75 – 76°. Углы падения пород варьируют от 30° до 55°. При описании образцов со скважин № 206, 207, 208 подтвердилось расположение рудной зоны от 112 до 165 м, также найдены более мелкие по толщине прослои оруденения.



**Рисунок 1. Геологический разрез по скважинам 206-208, 208-207 (работа автора).
Масштаб 1:2000**

Условные обозначения:



метасоматиты;

известняки;

известковистые брекчии с эффузивным заполнителем;

эффузивы основного и среднего состава.

Минеральный состав пробы до 98% представлен породообразующими минералами. Доля сульфидов, главным образом пирита, не превышает 5%. Помимо пирита в рудах присутствует небольшое количество киновари.

Золото в руде тонкодисперсное до 0,2 мм. Наряду с золотом ценным компонентом является серебро. Отношение золота к серебру составляет 1:0,93 (87,07% : 82,25%) в

цианируемой форме. Подсчет запасов серебра не проводился. Поэтому при проведении детальных разведочных работ на объекте необходимо предусмотреть в обязательном порядке анализ проб на серебро (Свиридов, 2009).

Основываясь на наличии многочисленных даек основного и среднего состава, эффузивов, разрывных нарушениях, был сделан вывод, что месторождение «Еловое» участка «Кварцевый» тесно связано с близповерхностной вулканической деятельностью. Насыщенность средних и основных магм газами и флюидами обусловила интенсивное развитие гидротермально-метасоматических процессов. Предполагается, что рудные тела относятся к эндогенному (гидротермально-метасоматическому) типу золото-кварц-карбонатной малосульфидной формации малых глубин (тип Карлин) (Дьячкова, 2015).

В рудообразовании выделяется два эндогенных этапа: дорудный гидротермальный и рудный гидротермально-метасоматический, разделенные субвулканическими дайками основного и среднего состава. Гидротермальное минералообразование связано с изменением вмещающих пород: калиевый метасоматоз, альбитизация, окварцевание, пропилитизация, лиственизация. Образование гидротермально-метасоматических минерализованных зон, сопровождалось формированием березитов (кварц-хлорит-серицит-карбонатного состава) с тонкой рассеянной вкрапленностью пирита, вмещающих золоторудные тела.

В зоне окисления, в результате гипергенных процессов, метасоматиты превращены в глиноподобные породы, состоящие из гидрослюда 50 – 60%, кварца 30 – 35%, лимонита 5 – 10%, ярозита, каолинита и являются продуктами зоны кварц-гидрослюдистого гипергенного выщелачивания. Следовательно, по условиям образования выделяется рудное и гипергенное золото. Для рудного золота наиболее характерны комковидные, жилковидно-пластинчатые и изометрические формы выделения. Для гипергенного – тонкопластинчатые, губчатые (Свиридов, 2009).

Основным типом гидротермального оруденения на месторождении являются тонкопрожилково-вкрапленные штокверки и линейные минерализованные зоны среди окварцованных и анкеритизированных зон брекчирования известняков вендского возраста.

Перспективы Юзикского рудного поля не ограничиваются известными рудными телами. Остаются не оцененными вторичные ореолы рассеяния золота и его спутников на северном и южном флангах месторождения «Еловое», выявленные работами, а также возможен прирост ресурсов на южном и северном флангах Юзикского рудного поля, где остались неизученными вторичные и первичные ореолы золота.

Таким образом, в пределах Юзикского рудного поля необходимо продолжить поисковые работы и провести оценочные на выявленных рудных телах с подсчетом запасов.

1. Баженов В.И., Васильев Б.Д., Коробейников А.Ф. Условия формирования золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых: тезисы докладов Всесоюзной межвузовской конференции. Ташкент: Изд-во ТашПИ. 1971. С. 275 – 276.
2. Дьячкова А.В. Месторождение «Еловое» участка «Кварцевый» Саралинского золотоносного района как типовой объект Карлинского оруденения (Северна Хакасия) // III Всероссийская молодежная научно-практическая школа-конференция. «Науки о Земле. Современное состояние». Новосибирск: РИЦ НГУ. 2015. С. 117 – 119.
3. Кузнецов В.П. Пояснительная записка к плану развития горных работ по ЗАО Золотодобывающая компания "Золотая звезда". Минусинск: Росгеолфонд, ФГУ ТФИ, ЗАО ЗДК "Золотая звезда". 2015. 77 с.
4. Свиридов Ю.И. «Поисковые и оценочные работы на рудное золото на участке Кварцевый Саралинского золотоносного района в 2007-2011 гг. Оперативный подсчет запасов окисленных руд и золота по месторождению «Еловое» по состоянию на 01.03.2009 г.». ЗАО ЗДК "Золотая звезда", Минусинск. 2009. № 45 – XI. 44 с.

Геохимические особенности безрудного Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье

Иванова А.А.¹, Сырицо Л.Ф.¹

¹СПбГУ, Санкт-Петербург, anna_al_ivanova@mail.ru

Тургинский массив интересен тем, что в отличие от известных массивов амазонитовых гранитов Забайкалья (Этыкинский, Ачиканский, Орловский) он является безрудным.

Тургинский интрузив расположен в пределах Газимуро-Аргунской зоны в Восточном Забайкалье, приурочен к ядру брахиантиклинальной складки, образованной нижнеюрскими отложениями алевролитов, аргиллитов и песчаников. С северо-запада он ограничивается взбросо-надвигом (Трошин и др., 1983). В отличие от большинства массивов редкометальных гранитов (РГ), не имеющих связи с предыдущим этапом магматизма, для него характерна пространственная ассоциация с монцонитоидами шахтаминского комплекса. Малые штоки и дайки протолитионит-амазонит-альбитового состава располагаются здесь вдоль контакта главной фазы РГ с вмещающими монцонитоидами. (Сырицо, 2002)

Массив состоит из двух разновозрастных комплексов: шахтаминского диорит-гранодиоритового (158 млн. лет) и кукульбейского гранит-лейкогранитового (139±2 млн лет). В составе кукульбейской части Тургинского интрузива выделяются три фазы. Ранняя фаза представлена порфировидными биотитовыми гранитами; главная фаза – среднеравнозернистыми гранитами с Li-биотитом (протолитионитом), с гороховидным морионоподобным кварцем; завершается процесс образованием амазонитовых гранитов со слюдами циннвальдитового состава.

Породы трёх фаз близки по петрохимическому составу, соответствуют лейкогранитам с низким содержанием фемичных компонентов и Са, на диаграмме Уайтфорда они относятся к субщелочному ряду. Индекс плюмазитовости практически не меняется, $A/CNK=1,10-1,18$. В ряду дифференциатов от первой к третьей фазе отмечается лишь слабое уменьшение содержаний Ti, Fe и Са, в амазонитовых гранитах меняется соотношение Na и К в пользу натрия. Более контрастно ведут себя малые элементы. Так, содержание F в ряду пород увеличивается от 0,03 до 0,28 вес.%, Li от 26,8 до 540 г/т, Rb от 174 до 1325 г/т, Zr от 88 г/т до 297 г/т. Накопление рудного для РГ Та в этом массиве незначительно (от 4 до 20 г/т). Резко уменьшается содержание Sr от 130 до 3 г/т и Ba от 178 до 9 г/т.

Породы шахтаминского комплекса представлены монцонитоидами. Глинозёмистость этих пород чуть выше, чем у кукульбейских. Содержание кремнезёма 65-70% в противовес 72-78% в кукульбейских породах. Также чуть большая основность подтверждается на порядок большим содержанием таких элементов, как Cr, Co, Ni, V.

В породах кукульбейского комплекса редкие земли в целом повторяют поведение Zr, их суммарное содержание растёт от 182 до 337 г/т к главной фазе с уменьшением в РГ до 113 г/т. Характер распределения РЗЭ в шахтаминском и кукульбейском комплексах различен. Особенностью Тургинского массива является нестандартный характер распределения некоторых тугоплавких элементов: Zr, РЗЭ. В отличие от рудоносных амазонитовых гранитов концентрация их по мере фракционирования растёт в главной фазе и возвращается почти к прежним значениям в РГ. Eu-минимум становится заметнее к более поздним стадиям, также в РГ появляется небольшой тетрад-эффект, отмечены положительная Се-аномалия и накопление тяжёлых РЗЭ. Шахтаминские породы демонстрируют меньшую степень зрелости магматического процесса уменьшением содержания от лёгких земель к тяжёлым без тетрад-эффектов и Eu-минимума.

В качестве показателей степени фракционирования Тургинского массива рассматриваются уровни концентрации Rb и Sr (рис. 1). Точки, отвечающие составу шахтаминского комплекса, образуют обособленное поле со значениями Sr 616 до 652 г/т и Rb

от 78 до 295 г/т. Граниты ранней фазы кукульбейского комплекса образуют поле составов, обусловленное слабой вариацией стронция от 130 до 64 г/т при содержании рубидия от 173 до 365. Породы главной фазы отличаются резким уменьшением Sr при отсутствии заметного накопления Rb. В амазонитовых гранитах, напротив, прослеживается широкая вариация по Rb (от 110 до 1325 г/т) при слабой вариации Sr (от 3 до 42 г/т). Отличительной особенностью массива является крайне низкое содержание Sr, уже в главной фазе его очень мало (12 ± 5 г/т). Интрузив слабо дифференцирован в сравнении с рудоносными массивами.

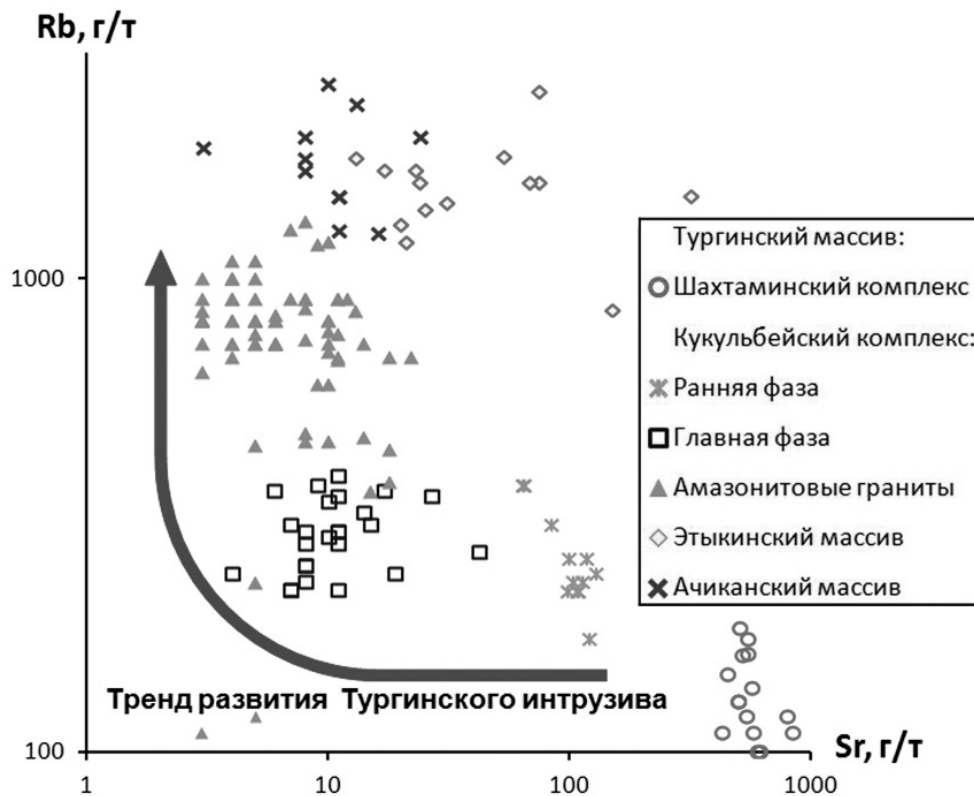


Рисунок 1. Rb и Sr как трассеры степени фракционирования Тургинско-Этыкинского рудного узла.

Для РГ характерно совместное накопление Li и F (рис. 2). Но в пределах Тургинского массива отмечены некоторые особенности. Содержание этих компонентов здесь на порядок ниже, чем в рудоносных интрузивах. Также наблюдается резкое обогащение фтором (до 1 вес.%) пород приразломных зон, при этом на этих участках не коррелируются зависимости Rb/Sr-F и Rb/Sr-Li, что подчёркивается нарушением линейной в составе слюд зависимости Li-F. Это позволяет предполагать наличие в таких зонах подпитки фтором в процессе кристаллизации. Содержание фтора в шахтаминских породах сопоставимо и даже превышает содержание этого элемента в ранней фазе кукульбейского комплекса. Rb/Sr-Li демонстрирует единый тренд накопления Li от биотитовых гранитов к РГ. Монцонитоиды образуют обособленное поле, слабо отличающееся по индексу фракционирования, но сопоставимое с РГ по литию. Шахтаминский комплекс более богат Zr, Li, F, нежели кукульбейский на ранних этапах формирования, и потому вызывает особый интерес для дальнейшего изучения.

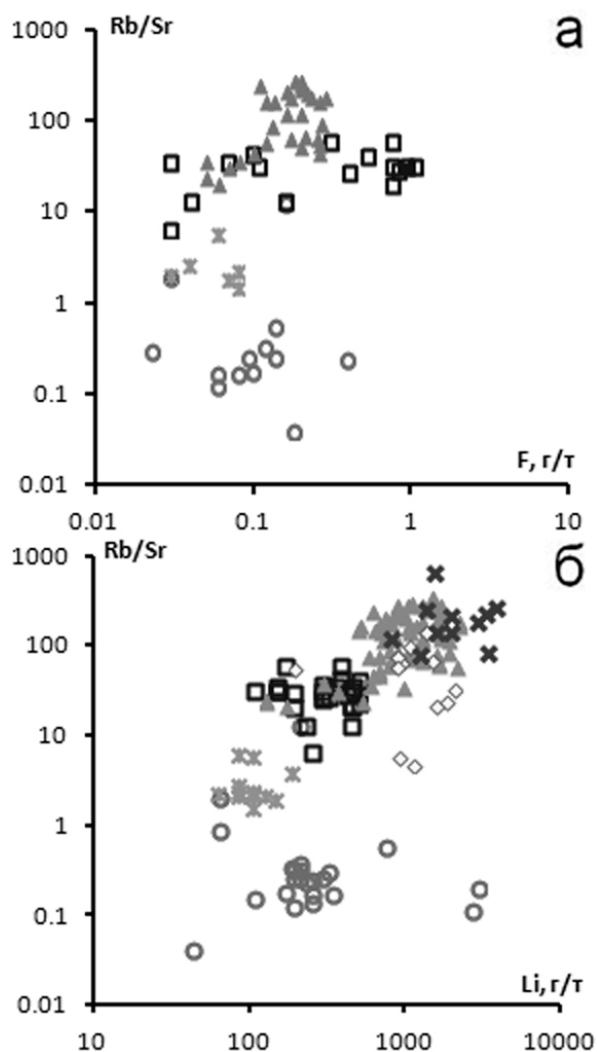


Рисунок 2. Накопление F (а) и Li (б).

Отдельного внимания заслуживает вопрос температурных характеристик интрузива. Предварительные исследования показывают, что температура образования пород главной фазы выше температур, определённых для ранней фазы и амазонитовых гранитов. На основании экспресс-анализа морфологии кристаллов циркона (Pupin, 1980) можно говорить о принадлежности пород главной фазы к более высокому температурному диапазону. Об этом свидетельствует преобладание форм, характерных только для кристаллов, образующихся при температуре от 750°C и выше, в то время как в породах других фаз зёрна подобной морфологии отсутствуют. Эта особенность подтверждается и другими исследованиями. При использовании циркониевого геотермометра (Watson et al., 1983) между ранней и главной фазой получена разница температур почти в 100°C. Вопрос о причинах подобного повышения температуры на этапе формирования пород главной фазы остаётся открытым, и решение его является одной из задач планируемых в дальнейшем исследований.

Выявленные закономерности распределения редких (Li, Rb, Ta, Zr, P3) и малых (Sr, Ba, F) элементов демонстрируют принципиальное отличие Тургинского массива от рудоносных массивов Восточного Забайкалья (Этыкинский, Ачиканский, Орловский). Предварительно выделены следующие их различия:

1. Разные тренды в координатах Rb-Sr, меньшее накопление Rb. В породах главной фазы здесь происходит резкий сброс стронция.

2. В сравнении с Орловским массивом, где происходит последовательное уменьшение содержания тугоплавких элементов (Zr, Hf, P3Э), для Тургинского интрузива характерно

скачкообразное увеличение их содержания на этапе формирования главной фазы, и содержание их здесь на порядок выше.

3. В отличие от Орловского массива в спектре РЗЭ здесь практически не проявляется тетрад-эффект (Баданина, 2010).

4. Тургинский массив характеризуется значительно более низкими уровнями концентрации Li и особенно F, содержание которого на Орловском месторождении на порядки выше.

5. Необычен состав слюд. В Тургинском массиве тренд эволюции слюд, характерный для редкометальных гранитов, завершается слюдами протолитионит-циннвальдитового состава в отличие от Этыки и Ачикана, слюды которых представлены лепидолитом.

6. Температурный скачок на этапе формирования пород главной фазы является отличительной особенностью исследуемого интрузива.

Все упомянутые особенности говорят о слабом фракционировании Тургинского интрузива в отношении литофильных редких элементов и фтора в сравнении с рудоносными интрузивами, что очевидно и является причиной его безрудности.

1. Баданина Е.В. и др. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье. Петрология. 2010. Т. 18. №2. С.1-29.
2. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб.: Изд-во С.-Петербур. Ун-та. 2002. 360 с.
3. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука. 1983.
4. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. 72. P 207-220.
5. Watson, E.B. and Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth Planet. Sci. Lett. 64. 295-304.

Текстурно-структурные особенности руд и последовательность рудообразования Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал)

Иванова Ю.Н.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, jnivanova@yandex.ru

Крупное золото-порфировое месторождение Петропавловское входит в состав Новогодненского рудного поля – главного в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла в северном секторе среднепалеозойского Малоуральского краевого вулканоплутонического пояса (Ямало-Ненецкий автономный округ) (Кениг и др., 2013).

Месторождение сложено вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами андезито-базальтового состава тоупугольской свиты (S_2), прорванными интрузиями габбро-диорит-тоналитового состава и дайками диоритовых порфиров собского (S_2 - D_2), силлами и дайками порфировидных габбро и монцонитовых диоритов конгорского (D_3 - C_1) комплексов (Мансуров 2009). Оно сформировалось в блоке грейзенизированных, пропилитизированных и лиственитизированных (березитизированных) пород тоупугольской свиты между гребневидными телами диоритов и габбро-диоритов собского интрузивного комплекса. Участок месторождения находится в сложном узле пересечений разрывных и складчатых деформаций субмеридионального и запад-северо-западного направлений при активной рудоконтролирующей и рудолокализирующей роли сопряженных с ними тектонических структур более высоких порядков (Трофимов и др., 2004).

Главными рудными минералами являются пирит (от 1 до 30 об. %) и халькопирит, реже встречаются магнетит, галенит. Весьма редко встречаются самородное золото и теллуриды, в том числе теллурид серебра – гессит, теллурид золота – калаверит и теллурид золота и серебра – петцит, а также теллурид свинца – алтаит.

На месторождении Петропавловское текстуры руд достаточно просты. Преобладают прожилково-вкрапленная, прожилковая, сетчатая текстура и текстура пересечения, которые возникли в результате заполнения минералами трещин и интерстиций в жильном материале. Подобные текстуры характерны как для ранних, так и для поздних минеральных агрегатов. Реже встречаются вкрапленная, гнездовая текстуры, которые указывают на отложение минеральных агрегатов в условиях сочетания механизмов выполнения и замещения, связанных с изменениями проницаемости. В некоторых образцах наблюдаются брекчии с обломками вмещающих туфов и карбонатным цементом. Иногда встречаются включения рутила, что говорит о разложении титаносодержащих минералов до отложения пирита.

Наличие совершенно различных по форме и по ассоциации с другими минералами выделений пирита (мелкая вкрапленность, метакристаллы, изометричные, гипидиоморфные, идиоморфные, катаклазированные агрегаты, тонкие прожилки, более крупные зерна, корродированные более поздними сульфидами) подтверждает многократное выделение этого сульфида в разные периоды формирования руд, а следовательно, и наличие разновременных минеральных ассоциаций.

На юге месторождения преобладает прожилковая, сетчатая текстуры, реже вкрапленная, линзовидная и брекчиевая. Часто вмещающие породы характеризуются зонами рассланцевания и зеркалами скольжения. На западной и восточной частях месторождения, а также на северо-западе сульфидность уменьшается. На севере преимущественно развита вкрапленная текстура сульфидов, реже – прожилковая.

На глубоких горизонтах наблюдаются полосчатые кварц-полевошпатовые образования, прожилки кварц-карбонатного состава, иногда брекчии с обломками вмещающих туфов и карбонатным цементом. Объемное количество сульфидной вкрапленности уменьшается с глубиной.

Схема последовательности формирования руд месторождения Петропавловское основана на результатах изучения текстурных и структурных особенностей руд, а также возрастных соотношений минеральных агрегатов. В истории формирования руд месторождения выделено 3 стадий: ранняя рудная (I), рудная (II), поздняя рудная (III) (табл. 1).

Таблица 1. Стадийность и температура рудообразования Петропавловского месторождения.

Стадия	I	II			III
Подстадия		IIa	II б	II в	
Магнетит	++	+			
Пирит	++	+++	+++	+80 ++	++
Сам. золото			+		
Халькопирит		++	+	+	
Галенит		++		+	
Петцит				+	
Гессит				+	
Алтаит				+	
Калаверит				+	
Кварц		+++	+++	+++	+++
Полевой шпат	++				
Хлорит	++	++			
Серицит	++	++			
T, °C	~300	250-271		120-132	

Условные обозначения: +++ - часто встречается, ++ - менее часто, + - редко.

Ранняя рудная стадия (I) представлена магнетитовой минерализацией и ранним пиритом-1. Ру-1 широко распространен в магнетит-сульфидных рудах и образует идиоморфные кристаллы 0.1–3 мм, образующие линейные разноориентированные скопления или гнезда до 0.5–0.7 см. Температура образования этой стадии по данным (Кряжев и др., 2003) составляет ~300°C.

В рудную стадию (II а) формируются полиметаллические гнезда и прожилки, в составе которых появляются золотиносный пирит-2, халькопирит и галенит, а также основной жильный кварцевый материал. Ру-2 встречается в золото-сульфидно-кварцевых рудах и входит в состав метасоматических ассоциаций или в кварцевых прожилках в виде ксеноморфных зерен (от 100 до 500 мкм) в вулканитах.

В рудную стадию (II б –II в), с тектоническим перерывом, сформировалась золото-теллуридная минеральная ассоциация, проявленная локально практически исключительно в пирит-кварцевых прожилках во внутренних частях наиболее тектонизированных и гидротермально проработанных зонах окварцевания. На глубоких горизонтах теллуридная минерализация не распространяется. Самородное золото и теллуриды (петцит, гессит, калаверит, алтаит) встречаются редкими микроскопическими наблюдениями. Золото обычно находится в сростании с пиритом, реже – халькопиритом.

Температура образования стадии (II а –II б) была определена с помощью кобальтового геотермометра (Безмен и др., 1978) методом LA-ICP-MS и РМСА (пирит-халькопиритовая фаза) и составила 250 - 271°C. Температура образования золото-теллуридной ассоциации, завершающей формирование золотиносных образований этой группы составляла 130°C (Кряжев и др., 2003).

Поздняя рудная стадия (III) минералообразования заканчивается образованием непродуктивных и малосульфидных карбонатных и кварц-карбонатных прожилков. В эту стадию Ру-3 образует наложенную вкрапленность ксеноморфных агрегатов или разноориентированные линейные скопления до 1 см в рудных метасоматитах. Температура

образования поздней рудной стадии, рассчитанная также по кобальтовому геотермометру, находится в пределах 120-132°C.

На месторождении Петропавловское текстуры руд достаточно просты. Преобладают прожилко-вкрапленная, прожилковая, сетчатая текстура, текстура пересечения; реже встречаются вкрапленная, гнездовая, в единичных образцах наблюдается брекчиевидная текстура. При этом, южная часть месторождения имеет более разнообразное строение и преобразования руд и, следовательно, повышенную сульфидность.

Наличие совершенно различных форм агрегатов пирита подтверждает его многократное выделение в разные периоды формирования руд, а следовательно, и наличие разновременных минеральных ассоциаций. В истории формирования руд месторождения выделено 3 стадий: ранняя рудная (I), рудная (II), поздняя рудная (III). Диапазон температур составляет 120-300°C.

Автор выражает благодарность доктору геолого-минералогических наук Викентьеву И.В. и кандидату геолого-минералогических наук Тюковой Е.Э. за консультацию. Микроанализы проведены Ковальчук Е.В. (PMCA), Абрамовой В.Д. (LA-ICP-MS). Работа выполнена при поддержке проекта РНФ №14-17-00693.

1. Безмен Н.И., Еремин Н.И., Наразаули И.Г., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // Геохимия. 1978. №3. С. 384-389.
2. Кениг В.В., Бутаков К.В. Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское - новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22-24.
3. Кряжев С.Г., Васюта Ю.В., Харрасов М. К. Методика валового анализа флюидных включений в кварце // Материалы XI Международной конференции по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС. 2003. С. 6-9.
4. Мансуров Р.Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения, Полярный Урал // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70-74.
5. Трофимов А.П., Фунтиков Б.В., Лючкин В.А., Пивоваров А.П., Таранина Б.Б. Геолого-геохимические особенности золоторудного железо-скарнового месторождения Новогоднее Монто на Полярном Урале // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Материалы научной конференции (X Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 449-452.

Роль силикатно-карбонатной несмесимости в образовании карбонатитов камафугитовых комплексов Центральной Италии

Исакова А.Т.¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, atnikolaeva@igm.nsc.ru

Исследования силикатно-карбонатной несмесимости в природных расплавных включениях предполагают, что процесс силикатно-карбонатной несмесимости играл главную роль в образовании некоторых природных карбонатитов (Kjarsgaard, Hamilton, 1989). Об этом также свидетельствуют экспериментальные данные (Kjarsgaard, Hamilton, 1989), согласно которым существует обширные поля двух несмесимых расплавов в системе $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{CaO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CO}_2$, которые могут расширяться с увеличением давления и содержания щелочей и летучих компонентов (Lee, Wyllie, 1997).

В настоящее время исследователями получено большое количество информации о силикатно-карбонатной несмесимости с помощью изучения включений в минералах из пород камафугит-карбонатитовых комплексов Центральной Италии, которые располагаются восточнее Римского магматического региона в пределах Апеннинской горной цепи. Наиболее интересные данные были получены нами при изучении расплавных включений в диопсиде из кальсилитового мелилитита, слагающего лавовый поток вулкана Куаелло, который располагается на восточной границе тектонического бассейна Рьетти. Здесь также отмечены карбонатитовые туфы (Stoppa, Cundari, 1995).

Во вкрапленниках диопсида из кальсилитовых мелилититов первичные силикатно-карбонатные расплавные включения приурочены преимущественно к центральным частям вкрапленников или располагаются по зонам роста минерала, а также не обнаруживают никакой приуроченности к трещинам. Они имеют округлую, неправильную или близкую к призматической форму (Николаева, 2012). Их размеры варьируют от 10-15 мкм до 50 мкм. Содержимое включений состоит из остаточного стекла, тонкозернистых агрегатов бесцветных, светло-зеленоватых и буроватых фаз и зажатой между ними газовой фазы (рис. 1 а). Среди дочерних фаз были зафиксированы кальсилит, комбеит, пектолит, биотит, кальцит, баритокальцит, барит, галит и апатит.

Микротермометрические исследования расплавных включений (рис. 1 а, б) показывают, что температура гомогенизации составляла 1170-1190°C. Состав расплава из гомогенизированных включений является мелилититовым, обогащенным солевой составляющей, и соответствует составу исходной породы, а также мафуритов и мелилититов Восточно-Африканской рифтовой зоны (Белоусов и др., 1974). При 1080-1150°C в законсервированном мелилититовом расплаве проявилась силикатно-карбонатная несмесимость. Состав отделившегося карбонатитового расплава характеризуется (мас.%) 23.1-31.2 % CaO, до 5 % SiO₂, 0.5-1.1 % FeO, 0.6-1.3 % MgO, 1.4-4.5 % Na₂O, 8.9-13.2 % K₂O, 3-4.4 % BaO, 2.4-3.1 % SrO, 0.3-2 % P₂O₅, 0.1-0.4 % Cl, 0.2-0.4 % SO₃ и обогащен щелочами, преимущественно K₂O, а также BaO и SrO. Согласно экспериментальным данным (Veksler et al., 1998; Сук, 2003) при несмесимости между силикатной и карбонатной фазами Ba и Sr концентрируются в карбонатитовом расплаве.

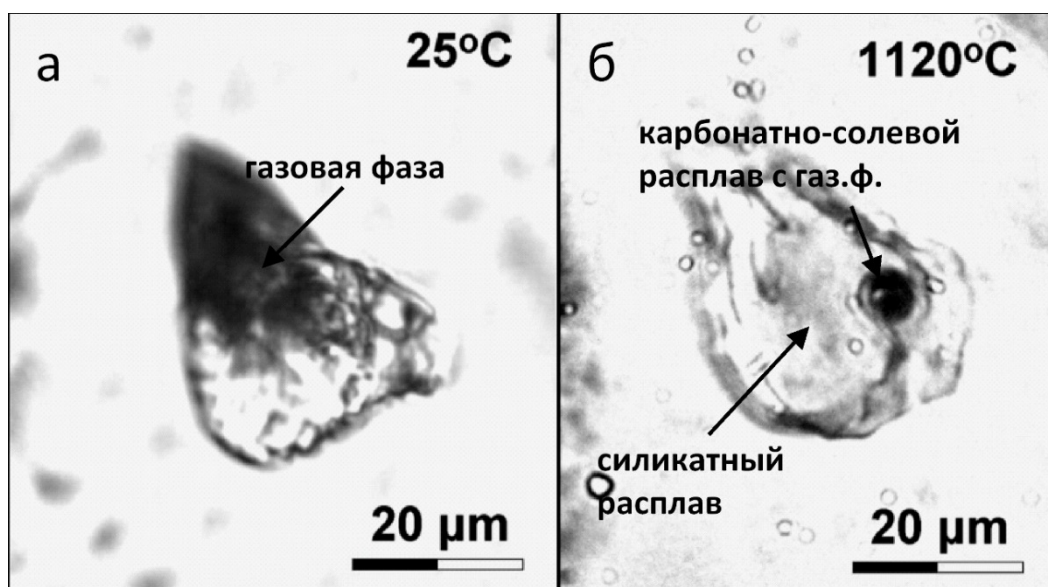


Рисунок. 1. Первичное карбонатно-силикатное включение в диопсиде из кальсилитовых мелилититов Купаелло до прогрева (а) и во время прогрева (б).

Фото в проходящем свете.

Ранее Паниной и др. (2003) и Шарыгиным (2001, 2015) в оливиновых мелилититах и мелилитолитах вулкана Пьян ди Челле Центральной Италии также были детально изучены расплавные включения с проявлениями силикатно-карбонатной несмесимости в породообразующих минералах. Было установлено, что силикатные включения в оливине являются самыми высокотемпературными ($T_{\text{гом}} \geq 1300^\circ\text{C}$) и имеют мелилититовый состав, похожий на состав расплавных включений в минералах из мелилититов Купаелло. А силикатно-карбонатные включения были обнаружены в более позднем оливине и мелилите. В законсервированных расплавах силикатно-карбонатная несмесимость проявилась при 1240°C и существовала до 670°C . В составе солевых глобул отмечалось (мас.%): до 19-32 % CaO, 18-24 % SiO_2 , 2.4-4 % Al_2O_3 , 3-5.9 % FeO, 5-11 % MgO, 0.3-1 % Na_2O , 1.5-2 % K_2O , до 0.1 % BaO, 0.6-0.8 % SrO, 0.1-1 % P_2O_5 , 0.1-0.2 % Cl, 0.1-1 % SO_3 . Этот состав несколько отличается от состава глобул в Купаелло большим количеством Si, Al, Fe, Mg и меньшим – щелочей, Sr и Ba.

Таким образом, изучение расплавных включений в минералах мелилититов из вулканов Центральной Италии свидетельствует о том, что пространственно ассоциирующие с мелилититовыми породами карбонатиты этой провинции, вероятнее всего, образовались в результате проявления силикатно-карбонатной несмесимости в исходных магмах. Силикатно-карбонатная несмесимость в зависимости от ряда обстоятельств (давления, химического состава исходного расплава, содержания в нем летучих компонентов и т.д.) может проявляться в широком температурном интервале: для Пьян ди Челле в интервале $670\text{--}1240^\circ\text{C}$, а для Купаелло – $1080\text{--}1150^\circ\text{C}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (№14-05-31096 мол_а).

1. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская Рифтовая система. Т.3. М.: Наука. 1974.
2. Николаева (Исакова) А.Т. Особенности состава расплава при формировании кальсилитовых мелилититов вулкана Купаелло, Центральная Италия // Материалы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Москва: ИГЕМ РАН. 2012. С. 119-120.
3. Панина Л.И., Стоппа Ф., Усольцева Л.М. Генезис мелилититовых пород вулкана Пиан ди Челле по данным изучения расплавных включений в минералах (камафугитовая провинция Умбрия, центральная Италия) // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 405-424.
4. Сук Н.И. Экспериментальное исследование карбонатно-силикатной несмесимости в связи с образованием барий – стронциевых карбонатитов // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 443-448.
5. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. The genesis of carbonatites by liquid immiscibility // Bell K. (ed.) Carbonatites – genesis and evolution. London: Unwin Hyman, 1989, P. 388-404.

6. Lee W.J., Wyllie P.J. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 2.5 to 1.0 GPa compared with mantle melt compositions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. v. 127. P. 1-16.
7. Sharygin V.V. Silicate-carbonate liquid immiscibility in melt inclusions from melilitolite minerals: the Pian di Celle volcano (Umbria, Italy) // *Abstracts of ECROFI XVI*. Porto. 2001. P. 399.
8. Sharygin V.V. 2015 Silicate-carbonate liquid immiscibility in melilitolite from Pian di Celle volcano (Umbria, Italy) // *Proceedings of XXXII International conference Alkaline magmatism of the Earth and related strategic metal deposits*. Moscow: GEOKHI RAS. 2015. P. 109-110.
9. Stoppa F., Cundari A. A new Italian carbonatite occurrence at Cupaello (Rieti) and its genetic significance // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 122. P. 275-288.
10. Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B. Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. №11-12. P. 2095-2104.

Структурный контроль мышьяковых и полиметаллических рудопроявлений междуречья рек Чегем – Черек Балкарский, Кабардино-Балкарская Республика.

Кайгородова Е.Н.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, katmsu@mail.ru

Мышьяковые и полиметаллические рудопроявления расположены в горной части Кабардино-Балкарской Республики в зоне Главного и Бокового хребтов. В строении междуречья рек Чегем и Черек Балкарский принимают участие два резко отличающихся по структурной позиции геологических комплекса: комплекс древних кристаллических пород (кристаллические сланцы и граниты байкало-герцинского структурного этажа) и комплекс вулканогенно-осадочных юрских отложений (киммерийский структурный этаж). Основными структурами района являются сложно построенные грабены Северной Юрской и Штулу-Харесской депрессий, разделенные Балкаро-Дигорским выступом, который сложен древними кристаллическими породами. Основная часть полиметаллических и мышьяковых месторождений расположена в пределах Балкаро-Дигорского выступа. В пределах Северной Юрской депрессии локализованы полиметаллические, редкоземельные и золото-серебряные эпитермальные рудопроявления. В пределах Штулу-Харесской депрессии описаны сурьмяные и полиметаллические эпитермальные рудопроявления. Отличительной чертой рудопроявлений в зоне Северной Юрской депрессии является их приуроченность к зонам глубинных разломов общекавказского простираия – Саурданскому и Саугамскому. Эти разломы имеют большую протяженность (~ 60 км). Они служили основными подводящими каналами для внедрения вулканических пород и проникновения гидротермальных растворов. Штулу-Харесская депрессия разделяет зоны Главного и Бокового хребтов и ограничена с севера и юга глубинными разломами.

Мышьяковые рудопроявления. Кварцево-арсенопиритовые жилы сосредоточены в бассейне рек Черек Безенгийский – Черек Балкарский. Месторождения (Куспарты, Чегет-Джора, Кергашинли-тау) приурочены к кристаллическим сланцам и реже (Куруннан, Айуллу-Кол) - к приконтактовым зонам гранитов и пород кровли. Ведущим рудным минералом является арсенопирит, который образует скопления, имеющие форму неправильных гнезд, линз и жилок в массивном кварце. На мышьяковое оруденение часто наложена другая фаза – полиметаллическая, относящаяся к юрской металлогенической эпохе.

Полиметаллические рудопроявления группируются в зону общекавказского простираия (Андреев и др., 1962). Они представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с сульфидами. Главную роль играет анкерит, реже встречается кальцит, иногда баритовые жилы (Кузнецов, 1946). Рудными минералами являются обычно светло-желтый реже более темный сфалерит и галенит, подчиненную роль играют пирит и халькопирит. Существенно-свинцовые руды (Башла, Кергашинли-тау) обнаруживают высокое содержание серебра (до 1270 г/т), а существенно-цинковые – повышенное содержание кадмия (до 1%). Для рудопроявлений типичны крустификационные текстуры руд.

Рудопроявления полиметаллической и мышьяковой формаций выстраиваются в зону общекавказского простираия. Выделяется 2 группы месторождений: высокотемпературные кварц-арсенопиритовые позднегерцинские и низкотемпературные галенит-сфалеритовые (киммерийские), причем в большинстве случаев на рудопроявлениях наблюдаются оба типа оруденения. Это позволило ряду исследователей сделать выводы о полихронном генезисе в результате подновления тектоники и наложения более поздней полиметаллической минерализации в период юрской тектоно-магматической активизации (Микиртумов, 1969). Наиболее четко этот процесс выражен на рудопроявлении Куспарты, где наблюдаются кварц-арсенопиритовые жилы, связанные генетически с палеозойскими гранитами, и более поздние полиметаллические жилы. К киммерийским, раннеальпийским (Твалчрелидзе, Саркисян,

1956) можно отнести следующие полиметаллические рудопроявления: Уллу-Чиранское, Аман-кая, Уяна-Чарх, Турмет-су, Курноят-су.

В ходе обработки архивных материалов была собрана база данных и построена роза-диаграмма (рис. 1), отражающая ориентировку (простираие) рудных жил на рудопроявлениях междуречья рек Чегем – Черек Балкарский. Как видно на рисунке, обнаруживаются три основных направления простираия рудных жил: северо-западное, северо-восточное и субширотное.

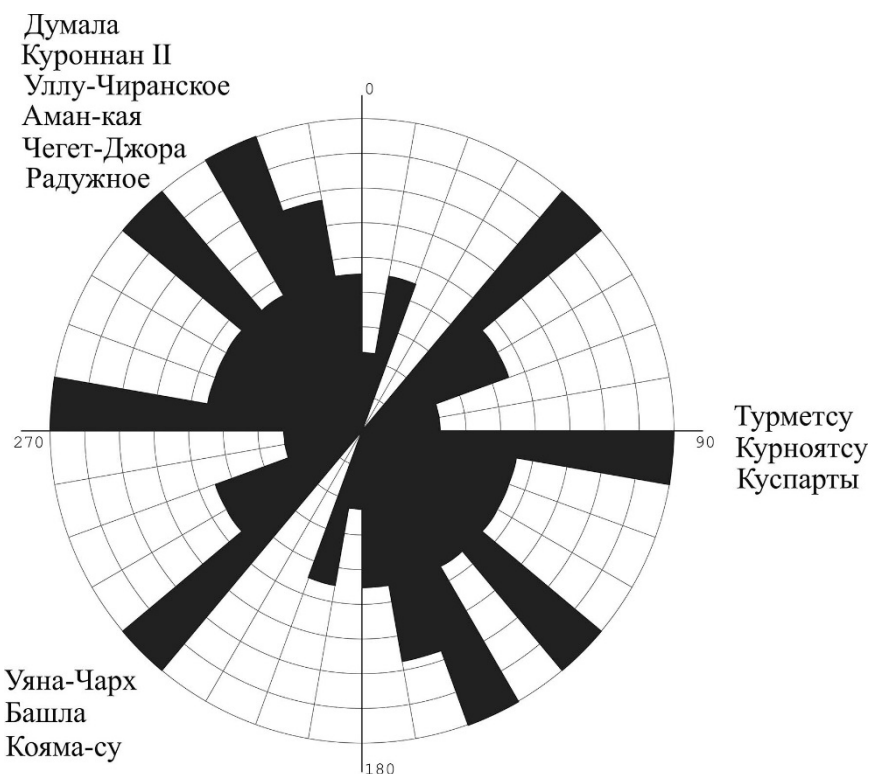


Рисунок 1. Ориентировка рудных жил полиметаллических и мышьяковых рудопроявлений междуречья рек Чегем-Черек Балкарский (вынесены названия крупнейших рудопроявлений).

Данные направления согласуются с тектоникой района. Можно выделить три тектонотермальных события, отвечающих различным временным кластерам и соответственно направлениям ориентации рудных жил:

1. Субширотные жилы. Внедрение в палеозойский этап гранитов и образование жильных мышьяковых рудопроявлений в сводах гранитных массивов на контакте с кристаллическими сланцами. Также данное направление имеют оперяющие крупные региональные разломы (например, Саурданский) и рудные жилы Баритовой зоны в районе пересечения с транскавказским разломом, идущим по руслу р. Черек Балкарский.

2. Жилы северо-западного простираия соответствуют общекавказскому направлению и сосредоточены, как правило, в зонах юрских депрессий (Северной Юрской и Штулу-Харесской).

3. Жилы северо-восточного простираия сонаправлены с транскавказскими разломами и представлены в основной массе полихронными рудопроявлениями, сочетающими как мышьяковое, так и полиметаллическое оруденение. Образование их, по-видимому, также связано с киммерийским этапом тектоно-магматической активизации Кавказа.

1. Андреев В.М., Гробман В.С. и др. Геологическая карта Кавказа масштаба 1:50000 листа К-38-27-В и северо-восточной части листа К-38-59-А (Отчет Уллу-Чиранской геологосъемочной партии по работам 1960-61 гг.). Ессентуки. 1962.

2. Кузнецов И.Г. Основные черты геологии Кабардинской АССР. В кн. Природные ресурсы Кабардинской АССР. Издательство Академии наук СССР. Москва, Ленинград. 1946. С. 59-105.

3. Микиртумов В.Г. Отчет о поисково-ревизионных работах на золото в 1966-1968 гг. Ессентуки. 1969.
4. Твалчрелидзе Г.А., Саркисян С.Ш. Отчет по теме № 20-а за 1955 г. «Составление сводки по полиметаллическим месторождениям Кавказа». Тбилиси. 1956.

Мезозойские кимберлиты и родственные породы севера Анабарского района, Якутская алмазоносная провинция: особенности минерального состава и геохимическая типизация

Каргин А.В.¹, Голубева Ю.Ю.², Ковальчук Е.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, kargin@igem.ru

²ЦНИГРИ, Москва, jugolubeva@gmail.com

В докладе рассмотрены особенности минерального состава кимберлитов и родственных пород севера Анабарского района, а также вопросы их геохимической типизации с оценкой промышленной продуктивности.

Анабарский алмазоносный район расположен на восточном склоне Анабарской антеклизы в пределах палеопротерозойского Хапчанского террейна. Район включает семь полей (с юго-запада на северо-восток): Лучаканское, Куранахское, Биригдинское, Дюкенское, Ары-Мастахское, Старореченское и Орто-Ыаргинское, которые образуют непрерывную зону длиной 300 км и шириной не более 30 км (Зайцев, Смелов, 2010; Харьков и др., 1998). В этом же направлении через весь район проходит зона глубинных разломов, фиксируемая в осадочном чехле линейно вытянутыми магнитными аномалиями.

Всего в районе выявлено более 200 кимберлитовых тел. На севере района распространены трубчатые тела карбонатитов, а в центре и на южном фланге зоны преобладают тела кимберлитов. Возраст кимберлитов – средний триас-ранняя юра, возраст карбонатитов – юра-ранний мел (Зайцев, Смелов, 2010; Харьков и др., 1998).

Объектами исследования послужили кимберлиты и родственные породы севера Анабарского района: 12 образцов из 12 тел Ары-Мастахского поля; 15 образцов из 14 тел Старореченского поля и 8 образцов из 7 тел Орто-Ыаргинского поля. Для изученных пород отсутствуют данные прецизионных геохимических исследований, на основании которых можно достоверно определить их номенклатуру и оценить их промышленную продуктивность. Коллекция образцов была любезно предоставлена для исследований отделом алмаза ЦНИГРИ.

В результате петрографических исследований среди изученной коллекции были выделены кимберлиты, карбонатиты, оранжеиты (слюдяные кимберлиты), щелочные пикриты, в том числе слюдяные и монтичеллитовые разновидности (рис. 1). Породы представлены пирокластическими и монолитными (когерентными) петрографическими разновидностями.

Монолитные разновидности имеют массивный облик и обладают неравномернотекстурной структурой (рис. 1б, г-е). Вкрапленники и макрокристы представлены оливином (оливин первой генерации), флогопитом, карбонатом в различных пропорциях. Основная масса может содержать небольшие фенокристы оливина (оливин второй генерации), флогопита, карбонатных минералов, апатита, а также мельчайшие кристаллы клинопироксена, перовскит, магнетит, реже шпинель. Кимберлиты, как правило, содержат больше оливина и серпентинового материала. В оранжеитах увеличивается количество флогопита до 50 об. % (рис. 1г). В щелочных пикритах отмечается повышенные концентрации зерен монтичеллита и нефелина в основной массе (рис. 1е). Карбонатиты состоят преимущественно из карбонатных минералов, флогопита, апатита и магнетита (рис. 1б). Содержание ксеногенного материала в монолитных разновидностях не велико, редко превышает 5 об. %.

Пирокластические разновидности представлены ксено-туфобрекчиями, туфобрекчиями, брекчиями (рис. 1а, в). В основном распространены среди кимберлитов, реже карбонатитов. Породы состоят из ксеногенных фрагментов вмещающих пород, ювенильных магмакластов или лапиллий (автолитов), макрокристов и связывающей массы. Содержание ксеногенного и ювенильного материала резко варьирует в зависимости от вулканокластического типа пород. Магмакласты имеют ядерное или безъядерное (рис. 1в)

строение и, как правило, по структурно-текстурным особенностям представляют собой аналоги монолитных (когерентных) пород с мелкопорфировой структурой. Матрикс брекчий представлен серпентиновым и/или карбонатным агрегатом, в который погружены макрокристы оливина, флогопита, апатита, карбонатных минералов, ксенокристы и продукты их дезинтеграции, магнетит, шпинель и перовскит.

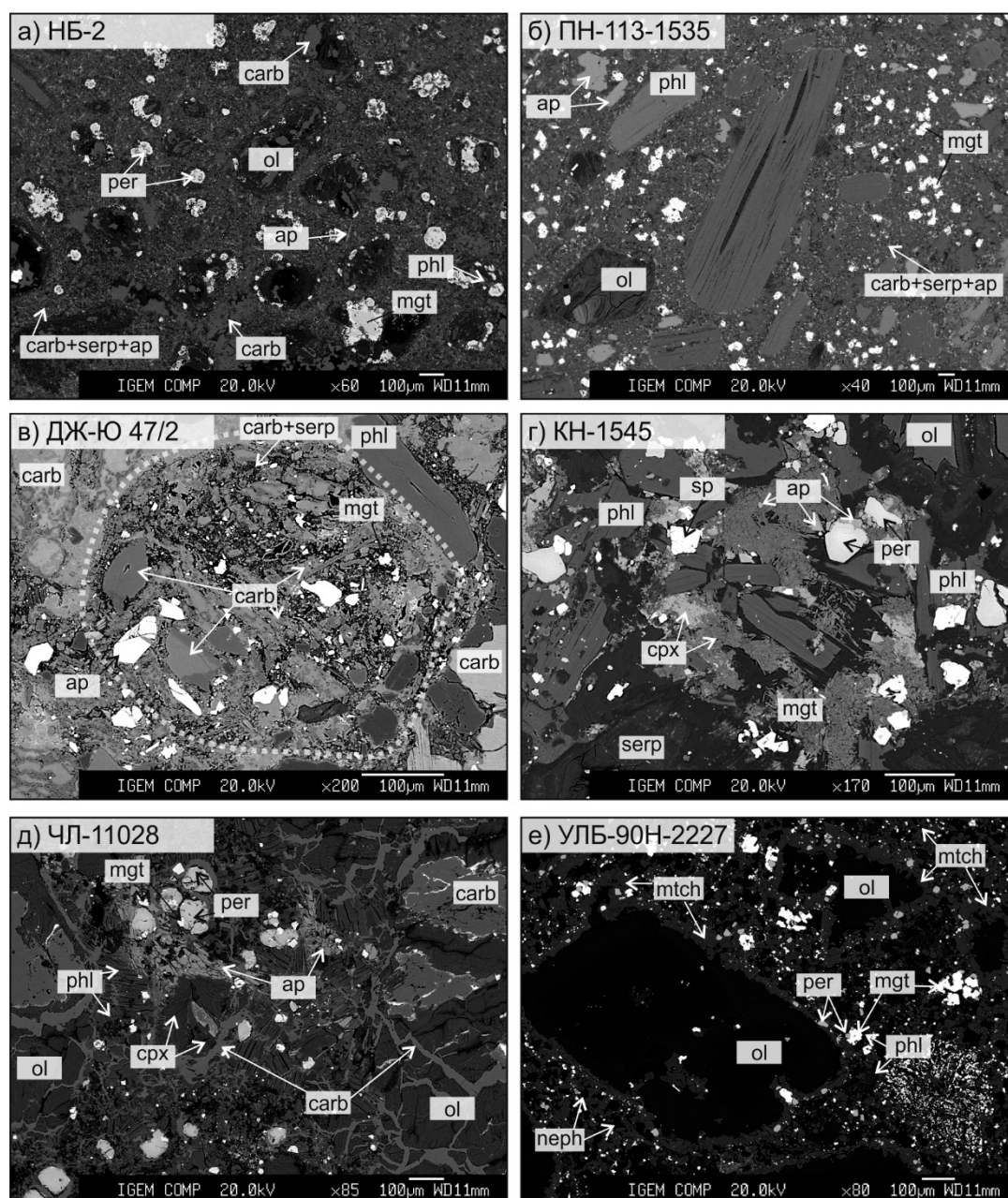


Рисунок 1. Микрофотографии кимберлитов и родственных пород севера Анабарского района в отраженных электронах.

а) пирокластический кимберлит с карбонатным цементом; б) монолитный карбонатит с единичными макрокристами измененного оливина; в) пирокластический карбонатит, белым пунктиром показан контур карбонатитовой лапиллии; г) монолитный оранжсит с реликтами неизменного оливина; д) щелочной флогопитовый пикрит; е) монтичеллитовый щелочной пикрит с макрокристами и фенокристами неизменного оливина. Обозначения на фотографиях: ol – оливин, phl – флогопит, cpx – клинопироксен, ap – апатит, serp – минералы группы серпентина, carb – карбонатные минералы, per – перовскит, mgt – магнетит, sp – шпинель, mtch – монтичеллит, neph – нефелин.

При переходе от кимберлитов к оранжситам происходит увеличение содержания флогопита; при переходе от кимберлитов к карбонатитам – возрастает содержание карбонатных минералов, апатита и магнетита, как в фенокристах, так и в основной массе; при

переходе от кимберлитов к щелочным пикритам – увеличиваются содержания оливина, магнетита, появляются монтichelлит и нефелин.

Кимберлиты, оранжеиты и щелочные пикриты обогащены относительно карбонатитов SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , Cr , Ni и обеднены CaO , P_2O_5 , Sr и REE. При этом карбонатиты обладают более высоким уровнем фракционирования REE: $(\text{La}/\text{Yb})_n$ для карбонатитов варьирует от 66 до 260, для кимберлитов – от 66 до 164. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов, нормированных к составам примитивной мантии, показывают высокий уровень обогащения крупноионными и высокозарядными элементами (рис. 2). При этом карбонатиты обогащены по сравнению с кимберлитами высокозарядными элементами, а также отличаются наличием резко выраженных отрицательных аномалий Ti, Zr и Hf, что, по-видимому, является индикатором карбонатного мантийного магматизма.

Среди кимберлитов Ары-Мастахского поля отмечаются разности с повышенной долей карбонатной компоненты (трубки Полярная и Пермь), обогащенные всем спектром редких элементов, а также обладающих резко выраженной отрицательной аномалией Ti на фоне сохранения уровня фракционирования REE (рис. 2). Возможно, они представляют собой переходные разности между кимберлитами и карбонатитами.

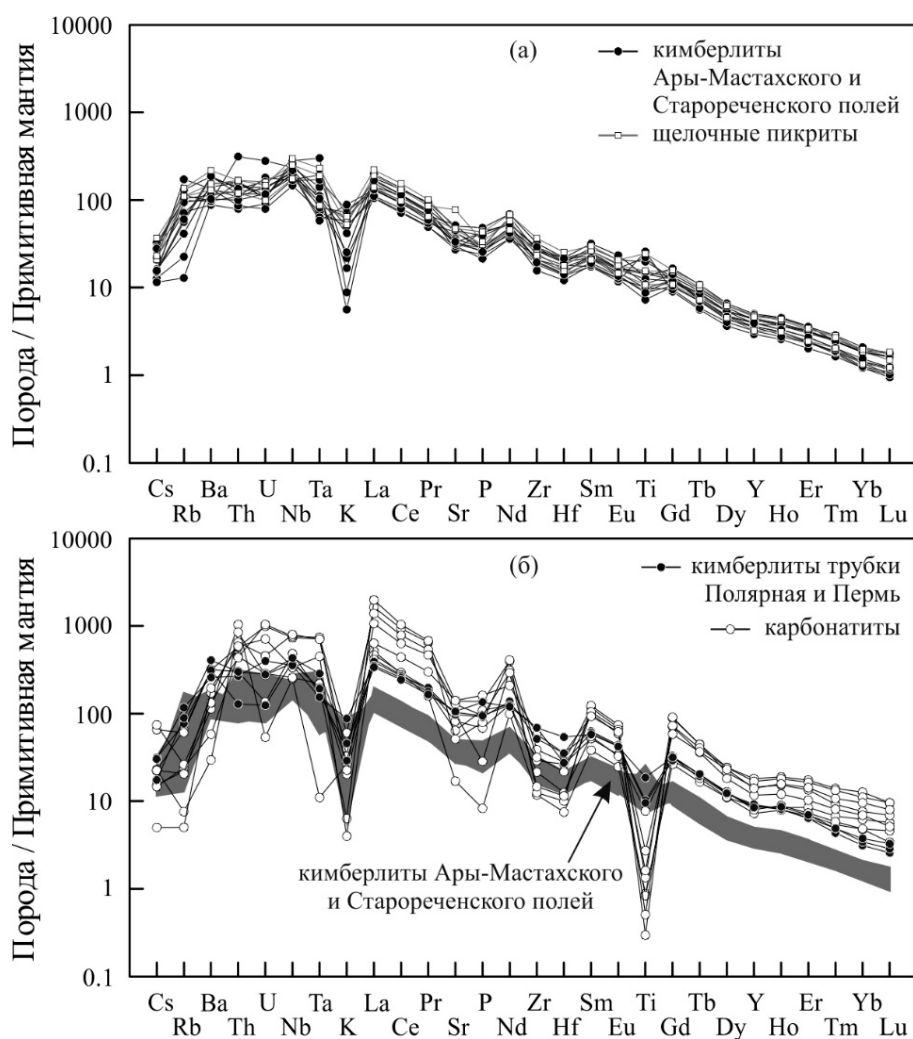


Рисунок 2. Нормированные к примитивной мантии, по (McDonough, Sun, 1995), спектры распределения редких и редкоземельных элементов в кимберлитах и родственных породах севера Анабарского района.

Петрогеохимические характеристики монтichelлитовых и флогопитовых щелочных пикритов (трубки Тылкача, Дельта, Старореченское поле и Орион, Ары-Мастахское поле) мало отличаются от кимберлитов, однако для них характерны более высокие содержания Na_2O и Al_2O_3 , что подчеркивает присутствие нефелина в основной массе. Графики

распределения редких и редкоземельных элементов в щелочных пикритах и кимберлитах совпадают (рис. 2).

Кимберлиты и щелочные пикриты обладают значениями величины $(Zr+Hf)_n/(Sm+Nd)_n$ от 0.4 до 0.8 при широкой вариации значений Cr/Ni от 0.7 до 3.8, что позволяет соотнести их с неалмазонасными кимберлитами и родственными породами Кепинского поля Архангельской провинции (Каргин и др., 2015). Умеренные значения величины $(Zr+Hf)_n/(Sm+Nd)_n$ сопоставимы с значениями для кимберлитов группы 1 Южной Африки, указывая на преобладающий вклад астеносферной компоненты в их источнике (Каргин, 2014). Широкий разброс значений Cr/Ni свидетельствует о вариативности вклада жильных метасоматических образований, содержащих Cr -диопсид и ильменит в генезис кимберлитов. Высокие значения Cr/Ni (более 2.5) образуют положительную корреляцию с ильменитовым индексом, что может также указывать на обогащение этих пород мегакристами ильменита, магнетитом и перовскитом, особенно в щелочных пикритах (рис. 1). Единичные фигуративные точки кимберлитов севера Анабарского района попадают в поле промышленно-алмазонасных объектов Якутской и Архангельской провинций, однако отличаются от них более высокими значениями TiO_2 , Zr и Nb (>150-200 ppm), Ga (>8 ppm), что не позволяет предполагать их промышленную продуктивность.

Карбонатиты имеют значения величин $(Zr+Hf)_n/(Sm+Nd)_n$ от 0.01 до 0.6 и Cr/Ni от 1 до 2. Подобные пределы являются типичными для карбонатитового магматизма, пространственно сопряженного с полями кимберлитов (Каргин, 2014).

Авторы выражают благодарность Отделу алмазов ФГУП ЦНИГРИ за предоставленный материал по кимберлитам и родственным породам севера Анабарского района Якутии из коллекции И.П. Илупина. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-3410.2015.5.

1. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. ИГАБМ СО РАН. Якутск. 2010. 108 с.
2. Каргин А.В. Геохимические особенности мантийного метасоматоза при формировании кимберлитов севера Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2014. № 6. С. 461–485.
3. Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Абазова З.М. Геохимические особенности состава кимберлитов: оценка метасоматических агентов в их источнике и связь с алмазонасностью (на примере кимберлитов Архангельской и Якутской провинций) // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2015. С. 308-310.
4. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998. 555 с.
5. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253

Методика геоинформационного моделирования опасных скоростей ветра и толщины гололёдных отложений на примере о. Сахалина

Карпачевский А.М.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, г. Москва, karpach-am@yandex.ru

Линии электропередач (далее ЛЭП) – сложные и протяженные инженерные сооружения, от надежной работы которых зависит стабильное энергоснабжение конечных потребителей. Одновременно электрические сети являются компонентом геосистемы, следовательно, взаимодействуют с другими природными и антропогенными компонентами. Правила устройства электроустановок (далее ПУЭ) регламентируют как воздействие ЛЭП на окружающую среду, так и воздействие окружающей среды на ЛЭП.

Остров Сахалин — особый регион Российской Федерации с изолированной энергосистемой и активным взаимодействием в подсистеме «ЛЭП – окружающая среда». В частности, на острове отмечаются высокие показатели скорости ветра и толщины стенки гололёда, которые нельзя не учитывать при проектировании новых ЛЭП и эксплуатации уже существующих. Орографические условия острова сильно влияют на эти показатели, а существующие карты районирования по ПУЭ недостаточно детальны для проектирования в горной местности. В данной работе предлагается методика моделирования максимальных скоростей ветра и толщины стенок гололёда на основе детерминированного геоинформационного подхода. Результатом апробации данной методики являются карты максимальных нагрузок при опасных метеорологических явлениях на юге о. Сахалина.

Нормативной основой для проектирования электросетевых объектов служат «Строительные нормы и правила (СНиП) 2.01.07-85. Нагрузки и воздействия», «Правила устройства электроустановок» седьмого издания, а также методические указания конкретных электросетевых организаций. В случае распределительных сетей это ОАО «Россети» (бывшее ОАО «МРСК»), для магистральных сетей — ОАО «ФСК ЕЭС», а также прочие территориальные сетевые организации, в т. ч. ОАО «Сахалинэнерго», которые занимаются всеми уровнями энергосистемы на территории острова. Для расчёта ветровых и гололёдных нагрузок на проектируемую ЛЭП необходимы данные о пространственном распределении выше перечисленных метеорологических явлений.

За основу модели были взяты регрессионные зависимости и критерии районирования условий орографической защищённости, предложенные О.А. Подрезовым (1990). Особенность данной модели районирования заключается в мультимасштабности (макро-, мезо-, микро-) при выделении каждого типа условий. Всего выделяется три типа местности, характеризующих макрорельефные условия, семь типов (включая подтипы) местности для мезорельефных условий и пять типов местности для описания микрорельефных условий.

На основе критериев, характеризующих выше обозначенные типы условий, была проведена обработка цифровой модели рельефа (ЦМР), построенной по горизонталям топографической карты масштаба 1:100 000. Для этого использовался инструмент фокальной статистики, с помощью которого рассчитывалось максимальное значение высоты в заданной окрестности, из которого затем отнималась высота центральной точки. Таким образом, были получены относительные высоты орографических препятствий для каждой ячейки ЦМР. Совмещение нескольких производных поверхностей позволило получить карту районирования по типам условий орографической защищённости. Далее для каждого из типов условий были взяты регрессионные зависимости.

Для Сахалина, как и для остальных схожих горных систем, характерна наибольшая частота бурь и скорости ветра на гребневых участках хребтов, относительная высота которых составляет 300 м. Причём, никакой зависимости от абсолютных высот ни для скоростей ветра, ни для гололёдных отложений не выявляется. Наилучший показатель, к которому могут быть

привязаны эти метеоявления — приведённые высоты, т.е. безразмерные высоты, меняющиеся от 0 у подножия склона до 1 у гребня.

Существующие алгоритмы для расчёта подобных показателей, например в ГИС-пакете SAGA (Hengle, Reuter, 2007), не подходят из-за своей безразличности к масштабу орографических структур, что не удовлетворяет критериям районирования О.А. Подрезова, где указываются конкретные размеры хребтов. В связи с этим потребовалось разработать собственный алгоритм расчёта относительных высот. В нём строятся две базовые поверхности, которые соответствуют интерполированным точкам водоразделов и точкам тальвегов. Детальность выделения структурных линий может быть поставлена в зависимость от масштаба явления путём задания в качестве параметра порогового значения для показателя аккумуляции стока (Freeman, 1991). Положение реальной поверхности рельефа определяется между базовыми поверхностями, что позволяет вычислить её относительное положение.

В отличие от алгоритма в ГИС-пакете SAGA, данный алгоритм позволил избавиться от незначительных структурных линий, для которых детерминированные зависимости в таких масштабах не действуют.

В работе (Подрезов, 1990) приводятся высотные зависимости в графической форме для основных макро-мезо-микрорельефных условий. Для перевода их в аналитическое представление потребовалось воспользоваться программным пакетом STATISTICA 8, который с помощью полиномиальной аппроксимации четвертой степени позволил получить искомые выражения (рис. 1). Тип условий орографической защищённости 2-5В-3 и 2-5В-4 расшифровываются следующим образом:

2-5В-3 — периферийные горные районы с относительными высотами склонов возвышенностей и гор в 300 м и незащищёнными приводораздельными участками склонов;

2-5В-4 — периферийные горные районы с относительными высотами склонов возвышенностей и гор в 300 м и полузащищёнными участками склонов (окружающий рельеф — 50-150 м).

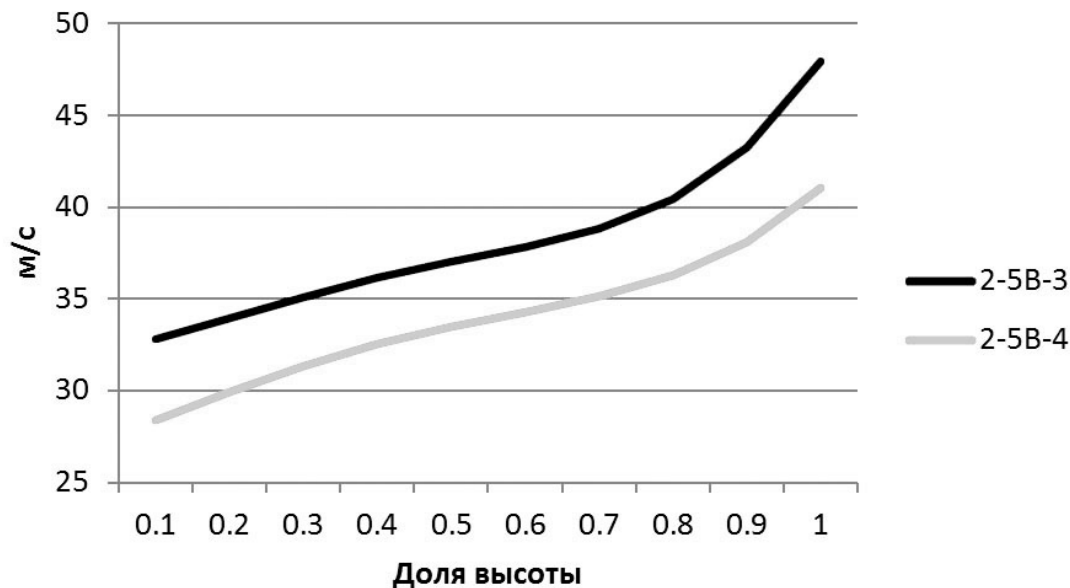


Рисунок 1. Пример зависимости скоростей ветра для типов 2-5В-3 и 2-5В-4 от значений приведённой высоты.

Другая проблема связана с тем, что эти зависимости соответствуют повторяемости максимальных значений исследуемых метеоявлений раз в 10 лет для старой редакции ПУЭ. В новой редакции ПУЭ рассматривается повторяемость явлений 1 раз в 25 лет. Надо сказать, что автор привёл регрессионные зависимости для пересчёта только для Урала и Средней Азии. Для Сахалина лишь приводится таблица максимальных скоростей ветра разной повторяемости для разных районов по ветровой нагрузке. Тем не менее, наличие этих данных позволяет построить линейную регрессию по двум факторам (повторяемость t и район по

нагрузке r). Данные приводятся для вероятностей максимального ветра 1 раз 5, 10 и 15 лет. Для получения вероятности 1 раз в 25 лет необходимо подставить соответствующее значение переменной t .

$$V_{xt} = 12,3 + 3,49r + 0,58t$$

Таким образом, для пересчёта максимальных значений скорости ветра для более длительного периода необходимо выразить переменную района r через максимальную скорость ветра за 10 лет v_{10} , в результате чего получается выражение:

$$v_{25} = v_{10} + 8,7$$

Аналогичная ситуация с гололёдными отложениями. В отличие от скорости ветра они могут быть аппроксимированы линейными зависимостями.

На основе описания ветровых условий горных территорий была проведена реклассификация карты мезо-микрорельефных условий на соответствующие каждому типу условий максимальные скорости ветра (Таблица).

Таблица 1. Реклассификация условий защищённости на соответствующие скорости ветра (м/с) или регрессионные зависимости изменений скорости ветра.

Высота элементов защищённости, м	Относительные высоты, м			
	0 – 50	50 – 100	100 – 300	Более 300
-50 – 20	0	32	36	40
20 – 50	0	32	36	3
50 – 150	0	26	26	4
Более 150	—	26	26	26

Число 0 в таблице соответствует равнинно-низинным условиям. Числа 3 и 4 соответствуют высотным регрессионным зависимостям макро-мезо-микроусловий 2-5В-3 и 2-5В-4. Остальные числа — это скорости ветра, присвоенные согласно описаниям климатических условий о. Сахалина (Подрезов, 1990; Бернгардт, 1976).

Таким образом, было получено четыре растра на одну территорию, корректность которых ограничена мезо-микрорельефными условиями защищённости: географически взвешенная регрессия на равнины, описательные данные с определёнными максимальными значениями скоростей и два растра, построенных на основе полиномиальных зависимостей от приведенных высот.

Данные четыре растра могут быть совмещены с помощью инструмента Conditional - Cop в среде ГИС-пакета ArcGIS. Для этого задаются условия соответствия значений растра районирования значениям из Таблица , выделенным жирным. Истинность данного выражения (то есть равенство значений) ведёт к присвоению значению из ранее построенных растров зависимостей. Ложность (то есть неравенство значений) обуславливает присвоение значения самого растра районирования. Эта операция продлевается последовательно три раза, пока все регрессионные зависимости не окажутся на соответствующих выделах в районировании.

Совмещение карты районирования с картами моделируемых максимальных значений метеорологических явлений позволяет получить комплексную модель для всей исследуемой территории. Масштаб двух итоговых карт 1:500 000. Таким образом, впервые разработана методика детерминированного геоинформационного картографирования опасных скоростей ветра и толщины стенки гололёда, которая в дальнейшем может быть использована проектирующими организациями для точного расчёта нагрузок на вновь сооружаемые линии.

1. Строительные нормы и правила 2.01.07-85. Нагрузки и воздействия.
2. Правила устройства электроустановок: по состоянию на 1 февраля 2008 г. М.: КНОРУС. 2013. Вып. 7.
3. Бернгардт Р.П. гололёдное районирование территории о. Сахалин // Труды ГГО. 1976. №361. С. 11-17.
4. Подрезов О.А. Опасные скорости ветра и гололёдные отложения в горных районах. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 224 с.

5. Freeman T. calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid // Comput. Geosci. 1991. V. 17 P. 41-422/
6. Hengle T., Reuter H.I. E TRY. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities. 2007. 537 p.

Сравнительная характеристика распределения микроэлементов в первичных и вторичных ореолах рассеяния на участке Восточном Кедровского рудного поля и Нижне-Чиримбинском рудном узле.

Ковригина С.В.¹

¹ Горный университет, г. Санкт-Петербург, kovrigina.sofja@ya.ru

В данной работе рассмотрены геохимические закономерности распределения микроэлементов в объектах малосульфидной золоторудной минерализации.

Территория Нижне-Чиримбинского рудного узла расположена в центральной части Енисейского края (Енашиминское поднятие, часть зоны Ангара-Тунгусских складок). В геологическом строении площади принимают участие стратифицированные образования Метатерригенные отложения - Тейская серия: Рязановская свита (PR_{1rz}); Сухопитская серия: Кординская свита (RF_{1kd}), Горбилковская свита (RF_{2gr}), Удережская свита (RF_{2ud}); Четвертичная система (аллювий золотоносен). Развита продукция регионального, дислокационного метаморфизма и метасоматиты.

Кедровский рудный узел относится к северо-восточной части Тундуньской мобильной зоны. В геологическом строении территории принимают участие метаморфизованные осадочные отложения – Кедровская толща (R_{2kd}). Широко развиты рыхлые четвертичные образования, покрывающие местность почти сплошным чехлом. Интрузивные образования в пределах Кедровского рудного поля имеют значительное развитие. На территории участка Восточный среди них выделяются позднерифейские и позднепалеозойские интрузии: Кедровский перидотит-анортосит-габбровый комплекс (vR_{3k}), Конкудэро-мамаканский гранитоидный комплекс (γCkm), Дайки пикритов (ωN-Q₁). Проявлены продукты регионального и контактового метаморфизма, динометаморфизма, метасоматизма.

Перед сравнением двух объектов малосульфидной золоторудной минерализации по геохимическим критериям необходимо сравнить их геологическое строение и области локализации оруденения.

Территория Нижне-Чиримбинского рудного узла представлена нижнепротерозойскими отложениями (мраморы, амфиболиты, биотитовые кварцы) и рифейскими отложениями (кварц-серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы), интрузивные тела отсутствуют, метаморфиты в основном представлены тектоническими брекчиями и метасоматитами – пропилиты и березиты. Особенности локализации золоторудной минерализации: биотит-серицитовые вмещающие породы с метасоматическими изменениями (пропилитизированы, березитизированы, окварцованы), находятся в зоне глубинного разлома, контролируются локальными взбросо-сбросовыми структурами, и вся зона в целом находится под влиянием гранитоидного комплекса.

Территория участка Восточный Кедровского рудного узла сложена рифейскими отложениями (кварцитопесчаники, мраморы, гнейсы) прорванные двумя комплексами интрузий: рифейским анортосит – габбровым и позднепалеозойским (каменноугольным) гранитным. И также на участке присутствуют неогеновые дайковые образования. Основные геологические факторы локализации золоторудной минерализации: вмещающие породы – высокоуглеродистые метакarbonатно-терригенные породы в зонах взбросо-сдвиговых структур, подверженные гидротермально-метасоматическим изменениям (березитизация, графитизация, кварцевые жилы и прожилки) и в возлеапикальных частях гранитных массивов.

Сходство двух объектов выражено подобной локализацией рудной минерализации в сильно тектонически- и гидротермально изменённых областях и общее тяготение к гранитоидным комплексам.

Были выявлены сходства и различия в геохимических ассоциациях первичных и вторичных ореолов рассеяния. Нужно учитывать, что данные по объектам получены с

помощью различных аналитических методов, которые имеют различные нижний предел обнаружения и качества воспроизведения анализов.

Сходства и различия во вторичных ореолах рассеяния:

1 Au имеет значимую положительную корреляцию с As.

Так в Нижне-Чиримбинском узле это единственная значимая корреляция между элементами. На Кедровском узле Au также коррелирует положительно с Ag, W, Pb и Cd, отрицательно с Ti и Mg. В свою очередь, Ag коррелирует положительно с Pb, Mo, As, Cd, отрицательно с Ti, Mg и Ca.

2 Сосуществование одновременно золоторудной и полиметаллической ассоциации: в Нижне-Чиримбинском узле - Au, As + Zn, Pb, Mo и частично Co, Mn, Ba, Al, Be, Ag, в Кедровском узле - Au, W, As, Ag и Cd, Zn, Pb, Ag, W.

Сходства и различия в первичных ореолах рассеяния.

3 На обоих объектах золото ассоциирует с серебром и мышьяком, классические спутники для сульфидной минерализации, но на Нижне-Чиримбинском узле к ним присоединяются Mo и Bi, а на Кедровском узле W и Pb.

4 Сильно различаются «сульфидная» составляющая оруденения: Нижне-Чиримбинский узел: Be, Sn, Cr, Co, Ni, Кедровский узел: Pb, Cd, Zn, W, Sb, Cu.

Рассмотрим рудные ассоциации объектов по вторичным и первичным ореолам рассеяния (таблица 1):

Таблица 1. Ассоциации Au в ореолах рассеяния

Первичный ореол	Нижне-Чиримбинский р. у.	As, Au, Ag, Bi, Mo
	Кедровский р.у.	Au, Bi
Вторичный ореол	Нижне-Чиримбинский р. у.	As, Au
	Кедровский р.у.	Au, W, As, Ag

В коренных породах наблюдается совпадение корреляции золота и висмута, что возможно связано с совместным вхождением Au и Bi, как примеси, в арсенопирит и пирит. Но на Кедровском р.п. из-за небольшого количества данных по первичным ореолам возможно не полностью раскрывается рудная ассоциация.

Во вторичных ореолах нижне-чиримбинская ассоциация полностью совпадает с кедровской и выглядит усеченной, по сравнению с первичным ореолом.

Сравним выборки данных по Нижне-Чиримбинскому рудному узлу и Кедровскому рудному узлу по значениям кларков концентрации (КК) совпадающих элементов, которые взяты от среднегеометрического значения (рис. 1).

В целом мы можем отметить низкий КК (меньше 1) для большинства элементов Нижне-Чиримбинского рудного узла, что говорит, вероятнее всего, о плохом качестве исходных данных и свидетельствует о полуколичественном методе анализа элементов. Для Кедровского рудного узла не наблюдается такой закономерности, что говорит о более высоком уровне аналитических анализов исходных проб.

Далее на графике геохимических спектров можно выделить ассоциацию Be и Bi в Кедровском р.у., у которой КК значения существенно выше и это можно связать с наличием на участке узла гранитного комплекса, также можно говорить о повышенном КК W, Sb, Cr, Ni, Nb и Co, и это можно связать с развитием габбрового комплекса, а на Нижне-Чиримбинского р.у. магматические образования отсутствуют.

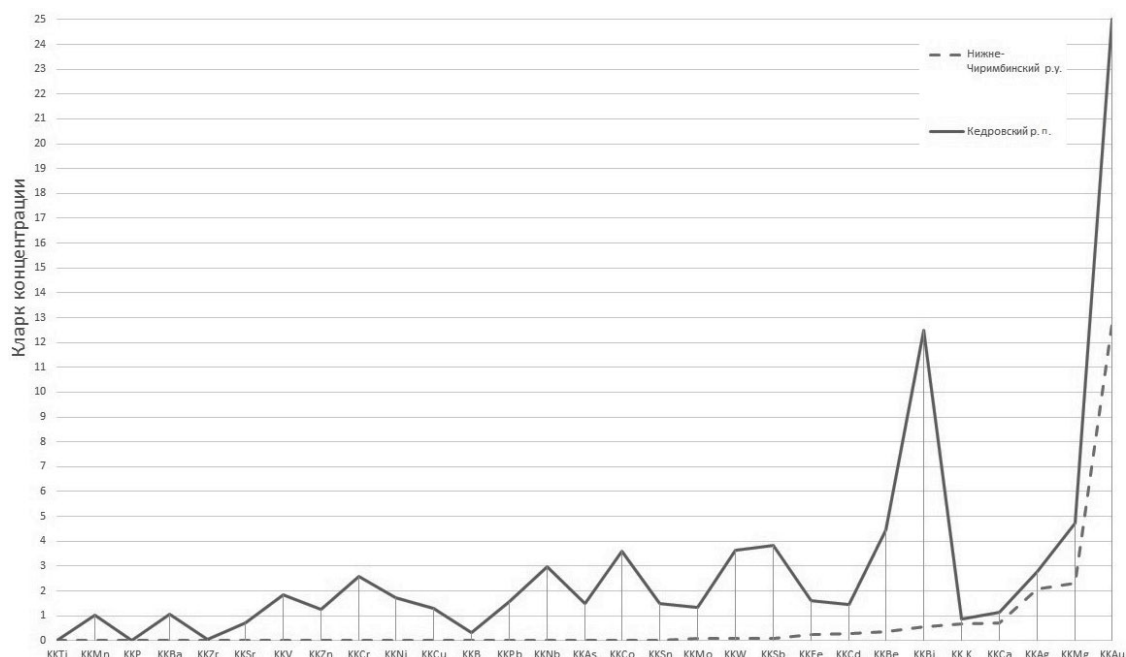


Рисунок 1. Кларки концентрации, взятые от среднегеометрических значений содержания элементов.

При более подробном изучении объектов было выделено, что статистические факторы, полученный с помощью факторного анализа, можно разделить на две групп – «породные», определяющие геохимическую специфику вмещающих пород участка и «рудные», представленные ассоциациями с золотом или другими рудными предполагаемыми полезными компонентами. Так для Нижне-Чиримбинского рудного узла во вторичных ореолах выделилось 3 «породных» фактора с ассоциациями Ti, Zr, Nb, Ba («сланцевая»), Cu, Ni, Co, V, Fe («мафическая») Ca, Mg («карбонатная»); 2 «рудных» фактора с ассоциациями Au, As и Zn, Pb. На участке Восточный Кедровского рудного узла по рыхлым отложениям выделяются 3 «породных» - K, Be, Ba, Zr, Li, Pb («гранитоидная»), Ni, Cr, Mg, Co, V, Fe, Ti («мафическая»), Mo, Ag, Zn, As, Zr, Pb, Cd, Cu («метаморфогенная»). И 2 «рудных» фактора – золоторудный с ассоциацией Au, W, As, Ag и полиметаллический, включающий Cd, Zn, Pb, Ag, W. По мимо прочего можно говорить о гипергенных факторах или о факторах поверхностных вод, при группировании высоко подвижных и легко растворимых элементов, так возможно на Нижне-Чиримбинском р.у. можно рассматривать фактор с ассоциацией Na, K, B.

Пропорциональное отношение породных факторов к рудным в распределении около 3 к 2, а вклад в суммарную дисперсию для «породных» равен 7-9 %, а у «рудных» около 2-3%.

При сравнении рудной ассоциации Нижне-Чиримбинского рудного узла и Кедровского рудного узла, выявлена общая закономерность ассоциации золота с мышьяком как во вторичных ореолах, так и в первичных. В рыхлых отложениях наблюдаются схожие корреляции золота с серебром, а также с другими халькофилами. Нужно заметить, что не было обнаружено специфических ассоциаций золота, нехарактерных для других месторождений данного типа.

В коренных породах обоих объектов помимо мышьяка с золотом наблюдается корреляция с висмутом, что скорее всего минералогически обоснованно для данного типа оруденения.

1. Овсов М.К. Комбинированный метод кластерного и факторного анализов переменных в прикладной геохимии // Известия Высших учебных заведений, геология и разведка. 1990. №1. С. 66.

2. Отчет по «Поисково-оценочным работам на участке Восточный Кедровского рудного поля в 2014 году», ответ. Исп. Ильченко В.О., ООО «Теллур Северо-Восток». СПб. 2015. 500 с.

3. Отчет о результатах работ за 2009-2011 гг. по объекту Поисковые работы на золото в пределах Нижне-Чиримбинского золоторудно-россыпного узла (Красноярский край), ответ. Исп. Москалев В.А., ОАО «Красноярскгеолсъемка». Красноярск. 2012. 440 с.
4. Питулько В.М., Крицук И.Н. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. Л.: Изд-во «Недра». 1990. 336 с.
5. Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. СПб: Изд-во МинГео. 1998. 154 с.

Тонкодисперсные частицы цветных и благородных металлов в современных донных осадках Чукотского моря

Колесник А.Н.¹, Колесник О.Н.¹, Карабцов А.А.², Бондарчук Н.В.²

¹ТОИ ДВО РАН, Владивосток, zeya1985.2008@mail.ru

²ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

Арктическая континентальная окраина России известна своими россыпными месторождениями, главным образом золота и касситерита. При том что россыпной потенциал складывается из ресурсов суши и моря (шельфа), разведаны и оценены в основном наземные объекты. В море региональной прогнозной оценкой охвачена фактически небольшая прибрежная часть дна, наиболее доступная в ближайшей перспективе для освоения, на которую с определенными допущениями можно распространить особенности геологического строения и металлогении прилегающей суши; по внешнему шельфу необходимые для прогноза геологические данные крайне скудны (Валпетер и др., 1984). В такой ситуации для планирования дальнейших работ важна разносторонняя качественная оценка, включая определение вида основного полезного ископаемого и сопутствующих компонентов, границ перспективных площадей шельфа, вероятности обнаружения россыпей в пределах этих границ и другое.

Цель нашей работы – изучить современные донные осадки Чукотского моря на предмет наличия частиц цветных и благородных металлов; в случае обнаружения частиц описать их химический состав, характер распределения, локализовать районы наибольшей концентрации в осадках. Для этого на приборе JEOL JXA-8100 с системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy проведено детальное исследование поверхностного (0–3 см) слоя донных осадков из различных районов Чукотского моря (18 проб, порядка 900 анализов). Соответствие конкретной минеральной фазе проверялось сопоставлением химического состава проанализированной частицы с «эталонным» (из справочной литературы) составом того или иного минерала.

Химический состав. В результате исследования обнаружены многочисленные частицы цветных и благородных металлов: меди, цинка, олова, свинца, никеля, висмута, молибдена, серебра, золота, палладия, платины. Обычно это округлые, угловатые или неопределенной формы зерна размером около 1–5 мкм среди обломков породообразующих минералов, преимущественно кварца и полевых шпатов (рис. 1). Наиболее распространенными являются цинкистая медь, касситерит и некоторые другие интерметаллиды и оксиды меди и цинка, олова и свинца. Реже встречаются соединения состава Fe–Cr–Ni и Cu–Zn–Ag, иногда со значительными вариациями в содержании главных компонентов. В отдельных частицах зафиксировано очень высокое содержание меди и никеля (80–90 вес. % и более), значительное – висмута и молибдена (до 45.41 и 25.82 вес. % соответственно). Из сульфидов обнаружены только арсенопирит (?) и сульфид свинца с небольшим количеством меди, мышьяка, цинка, сурьмы. Присутствие серы – первые % – отмечено также в минеральных фазах свинца и цинкистой меди (единичные зерна). Частицы благородных металлов, в отличие от цветных, представлены в осадках Чукотского моря не так широко. Чаще всего встречается серебро – преимущественно оксидное, в отдельных случаях интерметаллидное (соединение Cu–Zn–Ag) и, по-видимому, сульфатное и оксийодидное. В подчиненном количестве металл содержится в минеральных фазах золота; как правило, это одиночные зерна. Установлено присутствие в осадках редких частиц платиноидов – палладия и платины – с примесью некоторых других металлов.

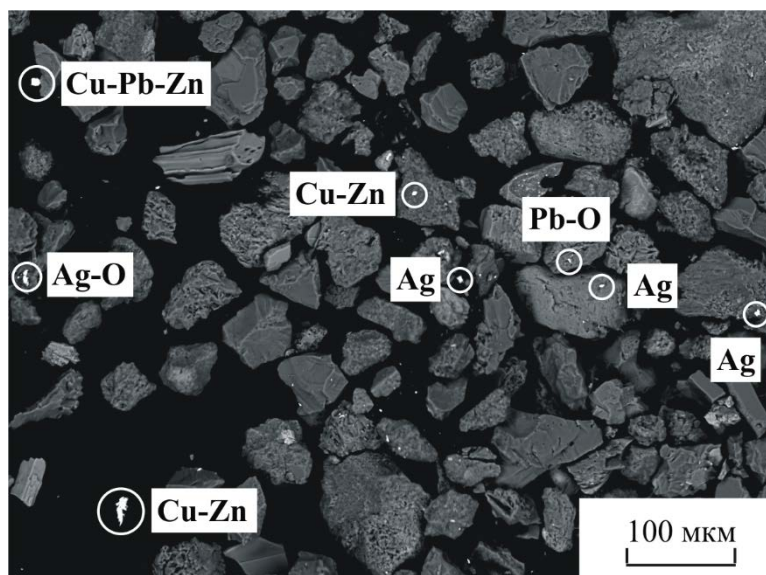


Рисунок 1. Минеральные зерна цветных металлов и серебра в донных осадках Чукотского моря (вид в отраженных электронах).

Распределение. В осадках варьируется не только количество частиц цветных и благородных металлов, но и сам набор металлов, а также образуемых ими минеральных фаз. Наиболее обогащенными являются донные отложения каньона Геральд, мелководья Аляски и Чукотки (в первую очередь западное мелководье) с продолжением в южную часть Южно-Чукотской котловины. Значительное количество минеральных зерен цветных металлов отмечено также у юго-восточных берегов острова Врангеля. Вместе с тем осадки юго-западного мелководья острова Врангеля и Берингова пролива таких зерен либо вообще не содержат, либо содержат, но единичные. Большинство изученных осадков – кроме тех, что отобраны у островов Врангеля и Геральд, на северном склоне банки Геральд, вблизи западного побережья Аляски – содержит примесь меди и цинка порядка 1–3 вес. %. Наиболее стабильно примесь фиксируется в отложениях Южно-Чукотской котловины и на прилегающих участках морского дна. Вероятно, это медно-цинковые частицы субколлоидной, менее 1 мкм, размерности (такие мелкие частицы не могут быть надежно зафиксированы при рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализе), скапливающиеся в пониженных формах рельефа в результате литодинамических процессов.

Наибольший интерес среди изученных осадков, безусловно, представляют осадки каньона Геральд. В южной части каньона отмечено максимальное количество минеральных зерен золота (относительно других изученных осадков), значительное – окисленного серебра. Что касается цветных металлов, то здесь преобладают медно-цинковые интерметаллиды. В северной части каньона доминируют частицы окисленного серебра и цинкистой меди, а также некоторых других оксидов и интерметаллидов. Осадки у берегов острова Геральд и Аляски примечательны единичными зернами очень редких для Чукотского моря платиноидов.

Источники. В связи с тем, что донные осадки Чукотского моря формируются главным образом из обломков механически выветрелых горных пород, снесенных с суши и/или поступивших при местном размыве дна (Кошелева, Яшин, 1999), особое внимание при выяснении источников обнаруженных в них (осадках) тонкодисперсных частиц цветных и благородных металлов следует обратить на металлогению континентального обрамления. Согласно Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса (1979), в пределах области питания Чукотского моря терригенным материалом находится по крайней мере несколько металлогенических зон и районов, объединяющих десятки месторождений и проявлений олова, свинца и цинка, меди, никеля и кобальта, серебра, золота, железа, молибдена, ртути, сурьмы. Практически все изученные осадки содержат в том или ином количестве частицы именно этих металлов. Больше всего частиц отмечено в донных осадках тех районов, где рудные месторождения суши расположены максимально близко к берегу (например, западное

мелководье Чукотки) либо наблюдается локальный размыв пород морского дна с вероятным вскрытием коренного источника на днище и/или склонах подводной морфоструктуры и накоплением продуктов разрушения вблизи источника – в углубленной форме-коллекторе или у подножия возвышенности (каньон Геральд, банка Геральд). Полученные результаты, подкрепленные данными других исследователей (Валпетер и др., 1984; Волков и др., 2006; Геология., 2004; Додин, 2009; Иванова и др., 2005; Флеров и др., 2011; и др.), указывают на то, что источником минеральных зерен цветных и благородных металлов в осадках Чукотского моря являются металлоносные геологические формации суши, имеющие продолжение на шельфе. Распределение зерен происходит в процессе механической дифференциации осадочного материала и контролируется размером, формой, удельным весом обломков минералов и горных пород при важнейшей роли течений (их направления и скорости), ледовой обстановки, морфологии морского дна.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-05680_а).

1. Валпетер А.П., Гольдфарб Ю.И., Лихт Ф.Р. Карты россыпной металлоносности шельфа окраинных морей Востока СССР // Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 4–48.
2. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. Москва – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2006. 221 с.
3. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. 468 с.
4. Додин Д.А. Минерагения Арктики // Литосфера. 2009. № 5. С. 15–35.
5. Иванова А.М., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Кайнозойский рудогенез в шельфовых областях России. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2005. 167 с.
6. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
7. Флеров И.Б., Дундо О.П., Гусев Е.А., Сухорослов В.Л. Геологические предпосылки богатых россыпей золота на шельфе Чукотского моря // Руды и металлы. 2011. № 3–4. С.165–166.

Зависимость оценки запасов Cs-137 в почвах от глубины обработки и плотности пахотных горизонтов

Комиссарова О.Л.¹

¹МГУ М.В. Ломоносова, Москва, komissarova-olga93@yandex.ru

В настоящее время загрязнение почв радиоактивными элементами является важной экологической проблемой. В результате аварии на Чернобыльской АЭС в 1986 г. пострадали обширные территории Европейской части России. Плотность загрязнения почв Cs-137 свыше допустимого уровня, равного 37 кБк/м², отмечалась на 60 млн. га, в том числе более 2,3 млн. га пораженных земель пришлось на сельскохозяйственные угодья (Атлас загрязнения Европы..., 1998). В пределах черноземной зоны один из наиболее выраженных ореолов поступления Cs-137 в наземные ландшафты образовался в Тульской области и получил название «Плавское радиоактивное пятно» (Атлас загрязнения Европы..., 1998, Атлас современных и прогнозных аспектов..., 2009).

Исходный состав чернобыльских выпадений был многокомпонентный, однако в настоящее время наиболее экологически значимым является Cs-137, поступивший в массовом количестве и имеющий достаточно длительный период полураспада (около 30 лет). Ионы Cs-137 обладают способностью к необменной сорбции гидрослюдами, монтмориллонитом и другими глинистыми минералами, при этом радионуклид необменно фиксируется в межпакетных пространствах кристаллической решетки, что является важной геохимической особенностью поведения радиоцезия в почве. Соответственно, черноземы, как почвы среднего и тяжелого гранулометрического состава, обогащены глинистыми минералами и обладают выраженным свойством необменного поглощения Cs-137 (Алексахин, 1992).

После чернобыльской аварии поступление Cs-137 в наземные экосистемы происходило аэральным путем, поэтому накопление и закрепление данного радионуклида сосредоточено, главным образом, в приповерхностных слоях почвы, а с глубиной его содержание значительно убывает (Экологические последствия аварии на ЧАЭС и их преодоление..., 2008). Дальнейшая вертикальная миграция Cs-137 в почве осуществлялась с помощью конвективного переноса, диффузии свободных и адсорбированных ионов, лессиважа, роющей деятельности почвенных животных, по корневым системам растений, а в агроценозах, наряду с указанными выше факторами, большой вклад в миграцию радиоцезия внесла хозяйственная деятельность человека (Алексахин, 1992): вспашка, боронование, лущение, культивация.

Однако применение различных агротехнических приемов ведет не только к вертикальному перераспределению Cs-137, но влияет и на почвенные характеристики. Особое значение имеет плотность сложения почвы, так как от нее напрямую зависит плотность радиоактивного загрязнения почвы (запасов Cs-137 в почве, выраженных в кБк/м² или Ки/км²), на основе которой проводится почвенное радиоэкологическое нормирование и выделяются зоны радиоактивного загрязнения (Федеральный закон..., 1992).

Для решения вопроса о значимости агротехнических приемов обработки почвы на оценку величины запасов Cs-137 в пахотных черноземах была выбрана стационарная площадка в пределах пахотного угодья выровненного водораздельного участка центральной части Плавского радиоактивного пятна. Исследуемая почва стационарной площадки относилась к пахотным выщелоченным черноземам (Классификация и диагностика почв СССР, 1977) или агрочерноземам глинисто-иллювиальным (Классификация почв России, 2004). Профиль почвы состоял из системы горизонтов:

- пахотный горизонт (Ap) с глубинами до 7-18 см: буровато-темно-серый, характеризовался комковато-пылевой структурой с элементами зернистости, рыхлый;
- старопашотный горизонт (Ap') глубиной до 30 см имел слабо выраженную комковато-ореховатую структуру, очень плотный;

- гумусово-аккумулятивный (А) горизонт (30-55 см): серовато-темно-бурый с бурыми пятнами, обладал комковато-ореховой среднечеткой структурой, очень плотный;
- переходный горизонт (АВ_{Ca}) (55-96 см): окраска неоднородная среднечеткая: чередование бурых пятен различных оттенков (от темных до светлых) и белесыми выцветами по граням структурных отдельностей, структура комковато-призматическая, плотного сложения с легким «глянцем» по срезу ножа;
- горизонт аккумуляции вторичных карбонатов (ВСа) глубиной 96-100 см: окраска неоднородная: на светло-буром фоне многочисленные бурые пятна и белесые налеты по граням структурных отдельностей, структура призматическо-комковатая, плотный, вторичные карбонаты выделялись в виде белесых налетов с элементами мицелия.

По гранулометрическому составу почва не дифференцирована и имела тяжелосуглинистую текстуру.

Пробоотбор осуществлялся на выбранной стационарной площадке в период с 1 по 10 августа в 2012 г., 2014 г., 2015 г. В 2012 г. на данной почве выращивали ячмень, в 2014 г. – сою, в 2015 г. – картофель. Отбор монолитов почв производился с помощью кольцевого пробоотборника ПГ450 послойно с шагом по 10 см до глубины 30 см в трехкратной повторности. Исследования М.М.Иванова с соавторами, проведенные в пределах ореола Плавского радиоактивного пятна, показали, что, несмотря на пространственную неоднородность распределения радиоцезия, трехкратная повторность пробоотбора пахотных почв с плотностью загрязнения более 100 кБк/м² является достаточной для оценки содержания Cs-137 со значением погрешности 25% и степенью достоверности более 95% (Ivanov et al., 2015). Опробование почвенного профиля до глубины 30-см было обусловлено агрогенным распределением Cs-137 в пределах данной толщи почвы, что связано с проведением в первый год после чернобыльских выпадений глубокой вспашки в качестве контрмеры по реабилитации сельскохозяйственных угодий. Кроме этого, следует отметить, что опробование горизонтов пахотных почв за пределами 30-см слоя, проведенное в 2011 г. на данной стационарной площадке, показало пренебрежительно малую интенсивность проникновения радиоцезия на большие глубины. Основной пул Cs-137 сосредоточен, главным образом, в поверхностном 30-см слое почвы (Романцова, 2011).

В лабораторных условиях образцы почв высушивались, размельчались, просеивались через сито с ячейкой диаметром 1 мм. Измерения содержания Cs-137 в образцах почвы проведены с помощью прибора Гамма-радиометр «Мультирад» с блоком детектирования БДКС-63-01.

В результате исследования были получены данные удельной активности Cs-137 пахотной почвы, занимаемой в 2012-2015 гг. различными сельскохозяйственными культурами, рассчитан запас Cs-137 в почве. Значения удельной активности и запаса Cs-137 в почве, которые были получены в разные годы, пересчитаны на 2015 год с учетом времени, прошедшего с момента отбора образцов.

Исследования, проведенные на выбранной стационарной площадке, показали, что в зависимости от произрастающей сельскохозяйственной культуры (ячмень, соя, картофель) и приемов агротехнической обработки почвы под данную культуру, почва имела разную плотность и мощность пахотного и старопашотного горизонтов (табл. 1). Пахотный горизонт рыхлый, менее плотный за счет вспашки, боронования, культивации верхнего слоя почвы. Старопашотный горизонт, наоборот, более плотный, так как происходило его уплотнение из-за воздействия тяжелой сельскохозяйственной техники.

За период наблюдений на стационарной площадке в 2012-2015 гг. средняя удельная активность Cs-137 почве составила 450±52 Бк/кг, средняя плотность загрязнения – 220±29 кБк/м².

Наибольшая удельная активность Cs-137 в 30-см слое почвы (А_p+А_{p'}) наблюдалась при выращивании сои (рис.1а), с учетом плотности почвы максимальный запас Cs-137 также отмечен при возделывании на данной почве сои (рис.1 б), так как плотность сложения почвы в среднем несколько выше, чем при выращивании на ней ячменя и картофеля (табл. 1).

Таблица 1. Характеристика почвы Плавского радиоактивного пятна, в зависимости от сельскохозяйственных культур.

с/х культура	Границы пахотного горизонта, см	Плотность сложения пахотного горизонта, г/см ³	Границы старопашотного горизонта, см	Плотность сложения старопашотного горизонта, г/см ³
Ячмень	0-10	0,96	10-25	1,40
Соя	0-7	1,23	7-25	1,34
Картофель	0-18	0,90	18-25	0,98

В пахотном горизонте наибольшая удельная активность Cs-137 наблюдалась при возделывании картофеля, однако запас Cs-137 в этом горизонте примерно одинаков при выращивании различных сельскохозяйственных культур.

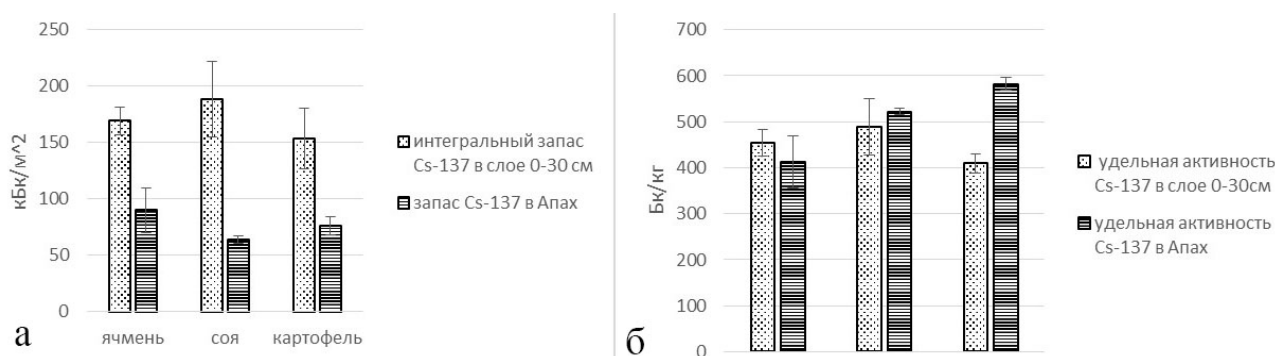


Рисунок 1. Интегральные показатели удельной активности Cs-137 в слое 0-30 см (а) и плотности радиоактивного загрязнения почвы Cs-137 в слое 0-30 см и Ap (б).

На стационарной площадке можно было отметить как пространственную, так и вертикальную неоднородность распределения Cs-137 в почве. Вариабельность показателей запаса Cs-137 в почве больше, чем варьирование показателей удельной активности Cs-137, кроме этого, наблюдалось увеличение показателей варьирования содержания Cs-137 от верхних слоев к слоям 20-30 см. (табл. 2).

При рассмотрении распределения Cs-137 по почвенному профилю была отмечена общая тенденция: наибольшее содержание Cs-137 сосредоточено в верхнем 20 см слое (для картофеля – гряде и слоях 0-10 см и 10-20 см), что связано с перемешиванием пахотного и старопашотного горизонтов при вспашке на глубину 20 см. Слой 20-30 см характеризовался меньшими величинами содержания радиоцезия, так как возможен захват части почвы за пределами распределения основного пула Cs-137 (рис. 2 а). Исключением является распределение Cs-137 по профилю почвы стационарной площадки при выращивании ячменя, когда в слое 10-20 см наблюдалось резкое увеличение удельной активности Cs-137 и его запаса в плотном подпахотном слое почвы. С учетом плотности сложения почвы характер вертикального распределения Cs-137 аналогичен распределению удельной активности данного радионуклида по почвенному профилю (рис. 2 б).

Таким образом, при выращивании культур сплошного сева происходило переуплотнение старопашотного горизонта, что привело к повышенным показателям запаса Cs-137 по сравнению почвой, занятой пропашными культурами, где плотность сложения почв меньше.

Таблица 2. Параметры варьирования содержания Cs-137 в пахотном черноземе при возделывании различных культур полевого севооборота.

с/х культура	стат. показатель	гряда		0-10 см		10-20 см		20-30 см	
		Бк/кг	кБк/м ²	Бк/кг	кБк/м ²	Бк/кг	кБк/м ²	Бк/кг	кБк/м ²
ячмень	среднее			413±80	40±27	669 ±159	96±28	237±77	33±18
	минимум			372	27	588	96	198	32
	максимум			454	54	751	110	276	42
	V %			14	49	17	21	23	39
соя	среднее			534±9	64±4	552±73	69±13	407±170	57±23
	минимум			528	61	479	56	239	32
	максимум			543	68	601	78	529	68
	V %			2	5	12	16	36	37
картофель	среднее	438 ±17	39±9	399±85	36±9	428±44	45±10	373±85	34±10
	минимум	413	30	315	27	383	36	288	24
	максимум	443	45	457	41	453	53	430	43
	V %	3	20	19	23	9	20	20	27

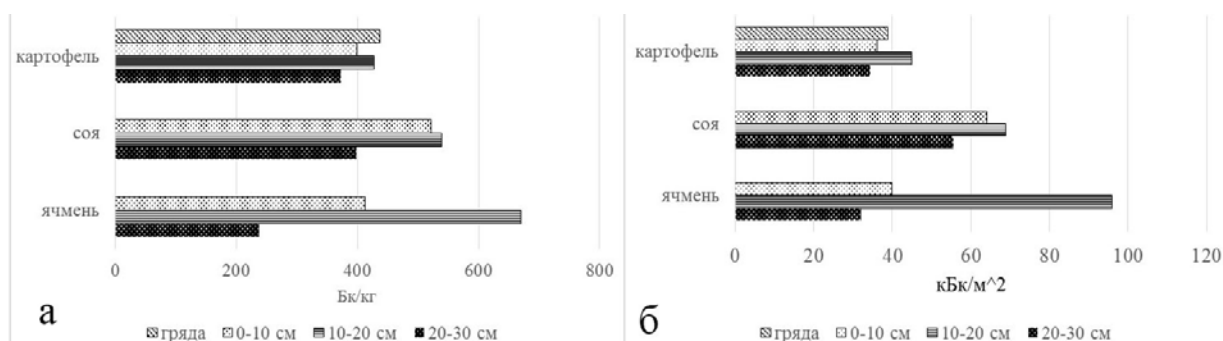


Рисунок 2. Распределение величин удельной активности (а) и запасов (б) Cs-137 по профилю пахотного чернозема Плавского радиоактивного пятна при возделывании различных культур полевого севооборота.

Следовательно, для корректной оценки запаса Cs-137 в пахотной почве необходимо проведение радиоэкологического мониторинга на постоянной основе в течение ряда лет, на основе которого можно сделать вывод о современном радиоактивном загрязнении почв сельскохозяйственных угодий.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ №14-05-00903.

1. Атлас современных и прогнозных аспектов Последствий аварий на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Беларуси. Минск. 2009. 136 с.
2. Атлас загрязнения Европы цезием после чернобыльской аварии/ Под ред. Израэля Ю.А. - Люксембургское бюро для официальных изданий европейских сообществ. 1998. 71 с.
3. Классификация и диагностика почв СССР/ Егоров В.В. и др. М.: Колос. 1977. 221с.
4. Классификация почв России // Н.Н. Шишов и др. Смоленск. 2004. 243 с.
5. Романцова Н.А. и др. Особенности загрязнения почв Плавского радиоактивного пятна Тульской области цезием-137// Актуальные проблемы экологии и природопользования. М. 2011. Вып.13. Ч.2. С. 172–178.
6. Сельскохозяйственная радиология// Алексахин Р.М. и др./ Под ред. Алексахина Р.М., Корнеева Н.А. М.: Экология. 1992. 400 с.
7. О социальной защите граждан, подвергшихся воздействию радиации вследствие катастрофы на Чернобыльской АЭС (в редакции Закона РФ от 18.06.1992 N 3061-1) (с изменениями на 29 июня 2015 года).

8. Экологические последствия аварии на Чернобыльской АЭС и их преодоление: двадцатилетний опыт/ МАГАТЭ/ Вена. 2008. 199с.
9. Ivanov M et al, Evaluation of optimal number of soil samples for detail reconstruction of initial field of ^{137}Cs fallout in Chernobyl affected areas // Eurasian Journal of Soil Science. № 4. с. 227-233

Новые данные по концентрации фтора во флюиде при образовании Li-F гранитов Салминского Плутона, Южная Карелия

Конышев А.А.^{1,2}, Зубков Е.С.², Васильев Н.В.³, Воронин М.В.², Ковальчук Е.В.⁴

¹ГЕОХИ РАН, г. Москва, icelopa@gmail.com

²ИЭМ РАН, г. Черноголовка

³ФГУП ИМГРЭ, г. Москва

⁴ИГЕМ РАН, г. Москва

Введение

Изучение физико-химических условий образования Li-F редкометалльных гранитов, необходимо для понимания процессов приводящих к образованию месторождений специализированных на Sn, W, Mo, Ta, Nb, Li, Be. Для потенциальной рудоносности гранитов важно не только знание концентрации полезных элементов в исходной породе, но и информация о количестве и составе равновесного с образованием гранитов флюида, который выступает в роли транспорта многих полезных компонентов на магматической и постмагматической стадии. Также, важным является знание P-T положения линии солидуса гранитов, так как на этой границе происходит смена условий миграции таких элементов, как например, Ta, который распределяется на магматической стадии преимущественно в расплав, но на постмагматической стадии в виде аксессуариев легко растворяется, переносится и переохлаждается.

Цель данной работы – оценка P-T-X условий образования Li-F гранитов Салминского рапакивигранитсодержащего плутона (Южная Карелия, протерозой).

Коротко о Салминском плутоне

Салминский плутон относится к анортозит-рапакивигранитной ассоциации, расположен в Северном Приладожье на стыке карельского кратона и коры свекофенского времени. В массиве представлено большое разнообразие пород от габбро и анортозитов, до биотитовых лейкогранитов и топазсодержащих Li-F гранитов. По данным исследования возраста пород изотопными методами установлено, что они внедрялись последовательно, в короткий промежуток времени 1547-1530 млн лет назад (Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997), а Li-F граниты являлись наиболее поздней фазой внедрения.

По оценкам температуры гомогенизации расплавных включений в Li-F гранитах Салминского плутона, авторами (Poutiainen and Scherbakova, 1998) было сделано заключение, что температура солидуса составила 640—680 и ликвидуса – 770—830°C при минимальном давлении 2 Кбар, начало кристаллизации происходит при недосыщении магмы водой (3 вес. %), конечный расплав водонасыщен. В более ранних работах даются другие оценки формирования интрузивных тел Салминского плутона, так в работе (Горжевский и Козеренко, 1963) глубина формирования плутона оценивается в 2-3,5 км., что будет соответствовать давлению в 0,5 – 0,8 Кбар. В работе (Руб и др., 1986) говорится, что многие включения вскрывались не достигнув температуры гомогенизации и даётся оценка давления, необходимая для их формирования, как превышающая 1530 бар.

Для ранних интрузивных фаз Салминского батолита отмечается восстановительная обстановка, что отражается в наличии фаялита и ильменита. В работе (Sviridenko, 1994) показаны составы флюида из газожидких включений, включающие углеводороды, характерные для восстановительной обстановки, но при этом совершенно не говорится о наличии фтора во флюиде, в то время, как фтор во флюиде был и находится в породе в связанном состоянии в виде фторсодержащих минеральных фаз.

Полевые наблюдения

Во время полевых выездов в 2010, 2013 и 2014 г. Были отобраны образцы Li-F гранитов Салминского плутона, а также ассоциирующих с ними пород. Исходя из литературных данных и полевых наблюдений было предположено, что дайкообразные тела Li-F гранитов являлись более поздними дифференциатами Li-F магмы. В ходе проведенных анализов элементного

состава при помощи методов РФА (ИГЕМ РАН) и ICP-MS ФГУП ИМГРЭ) было установлено, что по соотношениям K/Rb и Zr/Hf эти тела являются более поздними дифференциатами, чем породы, изучаемые в (Poutiainen and Scherbakova, 1998) (K/Rb = 56,4, в то время как в отобранном для эксперимента образце это значение составляет 25). Данные полученные в результате анализа элементного состава показаны на рисунке 1, к сожалению, в работе (Poutiainen and Scherbakova, 1998) не приводятся данные по содержанию Hf в породе и на этом рисунке они не отображены.

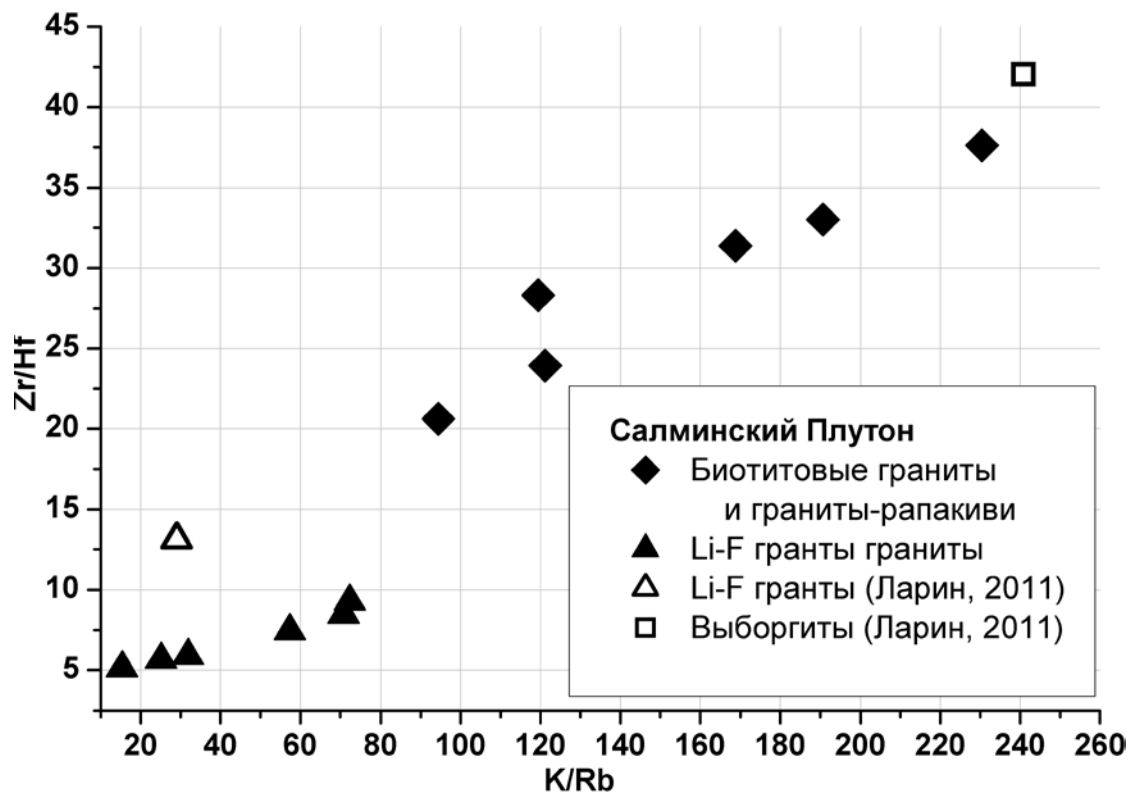


Рисунок 1. Образцы пород Салминского плутона: Li-F гранитов и ассоциирующих пород отобранные коллективом; данные (Ларин, 2011).

Нашим коллективом было предположено, что линия солидуса магмы образовавшей эти дайковые тела должна маркировать для Li-F гранитов Салминского плутона - границу перехода от магматического этапа к постмагматическому, или вплотную приближаться к ней. Было предположено, исходя как из литературных данных (Poutiainen and Scherbakova, 1998), так и из общегранитного тренда накопления летучих в наиболее поздних магматических дифференциатах, что магма образовавшая исследуемые нами породы - была водонасыщена.

При исследовании шлифов отобранных пород был выбран объект для исследований – дайка Li-F гранитов в скальном обнажении на переезде через ж/д пути у нас. пункта Ууксу. Данный объект был выбран за незначительное количество вторичных изменений в полевых шпатах. Впоследствии из образцов этого объекта были изготовлены полированные аншлифы для исследований состава методом рентгеноспектрального микроанализа (ИЭМ РАН). При анализе состава слюды по профилю от вмещающих биотитовых гнейсов, через контакт с дайкой и внутрь дайки до 20 см вглубь, было установлено, что: составы слюды биотитовых гнейсов и Li-F гранитов резко отличаются, а в гранитах от контакта заметно плавное повышение содержания F. Через 4-5 см от контакта – эти содержания выходят на «плато», вместе с тем наблюдается прекращение ритмичной слоистости, наблюдаемой от контакта и обусловленной выделением слюды. Для последующего эксперимента с природным материалом, было решено использовать часть, где слюда имеет одинаковый состав и распределена равномерно, а полевые шпаты практически не тронуты вторичными изменениями.

Техника и методика эксперимента.

Нами проведены эксперименты, направленные на оценку температуры солидуса, зависимости концентрации F в расплаве от Т-Р-Х условий. В качестве исходного вещества использовались истертые Li-F граниты с рассматриваемого объекта.

Принималось, что используемый образец кристаллизовался в условиях водонасыщения.

Порошок породы (вторая серия, для подхода к равновесию «сверху»- порошок стекла породы) добавлялся в платиновую ампулу, заливался раствор: бидистиллированная вода, либо водный раствор 0.1 или 1 мнф в количестве, в 20-30 вес% аналогично (Weidner et al., 1987) согласно данным (Weidner et al., 1987; Holtz et al., 1993), при таких количествах система насыщена по воде, после чего ампула заваривалась. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на установке высокого газового давления с внутренним нагревом («газовая бомба»), часть экспериментов выполнялась на гидротермальной установке высокого давления с внешним нагревом и холодным затвором (УВД). На обоих типах установок были поставлены парные опыты с идентичными составами, показавшие идентичность продуктов эксперимента.

Точность регулировки температуры на обоих типах установок составляла $\pm 5^\circ\text{C}$, давления ± 5 МПа. Эксперименты проводились при давлениях 50-500 МПа и температурах 575- 675 $^\circ\text{C}$, всего 101 эксперимент, включая повторные. Длительность эксперимента составляла 7 дней, после чего следовала закалка. Полученный продукт эксперимента запрессовывался в полистироловую шашку и исследовался методами оптической микроскопии и электронно-зондового микроанализа.

Результаты эксперимента.

В условиях водонасыщения, без введения дополнительного фтора в эксперимент при 575 $^\circ\text{C}$ и 120, 190, 230 МПа наблюдаются начальные этапы плавления, что означает, что линия солидуса наиболее поздних Li-F гранитов при минимальном давлении, оценённом в работах других авторов в 200 МПа равна или чуть ниже 575 $^\circ\text{C}$. Продукты экспериментов с добавлением водного раствора 1 мнф показывают более сильную степень плавления порошка Li-F гранитов по сравнению с экспериментами в чистой воде, но на данном этапе, с шагом по температуре в 25 $^\circ\text{C}$ полученные данные не позволяют количественно оценить эту разницу.

Оценка содержания фтора в природном флюиде.

Оценка содержания фтора в равновесном с образованием фторсодержащих фаз флюиде ранее определялась нами (Коньшев и Васильев, 2013) при помощи геофториметров (Аксюк, 2002; Aksyuk and Konyshev, 2006) на основе данных по температуре и давлению из работы (Poutiainen and Scherbakova, 1998).

Используя полученную в результате экспериментальной работы информацию, был произведен пересчет для температуры в 575 $^\circ\text{C}$ и давлений 200 и 100 МПа при допущении, что активность воды =1, а плотность флюида равна плотности чистой воды при этих условиях. Значение концентрации F во флюиде на основе представленных ранее составов слюд (Коньшев и Васильев, 2013) и допущений составило 0,54 и 0,82 мнф соответственно.

Результаты полученные в результате оценки F во флюиде при генезисе Li-F гранитов Салминского плутона представлены на рисунке 2.

Выводы:

В результате проведенных работ было выявлено, что солидус Li-F гранитов Салминского плутона в условиях водонасыщения при 120, 190 и 230 МПа находится в области 575 $^\circ\text{C}$ или ниже, что является более низкой оценкой по сравнению с данными предыдущих исследователей.

Несмотря на оловянную специализацию Салминского плутона, концентрация F во флюиде, равновесном с расплавом рассматриваемых Li-F гранитов, находится на одном уровне с фанерозойскими Li-F гранитами: Орловские, Вост. Забайкалье; Вознесенские.

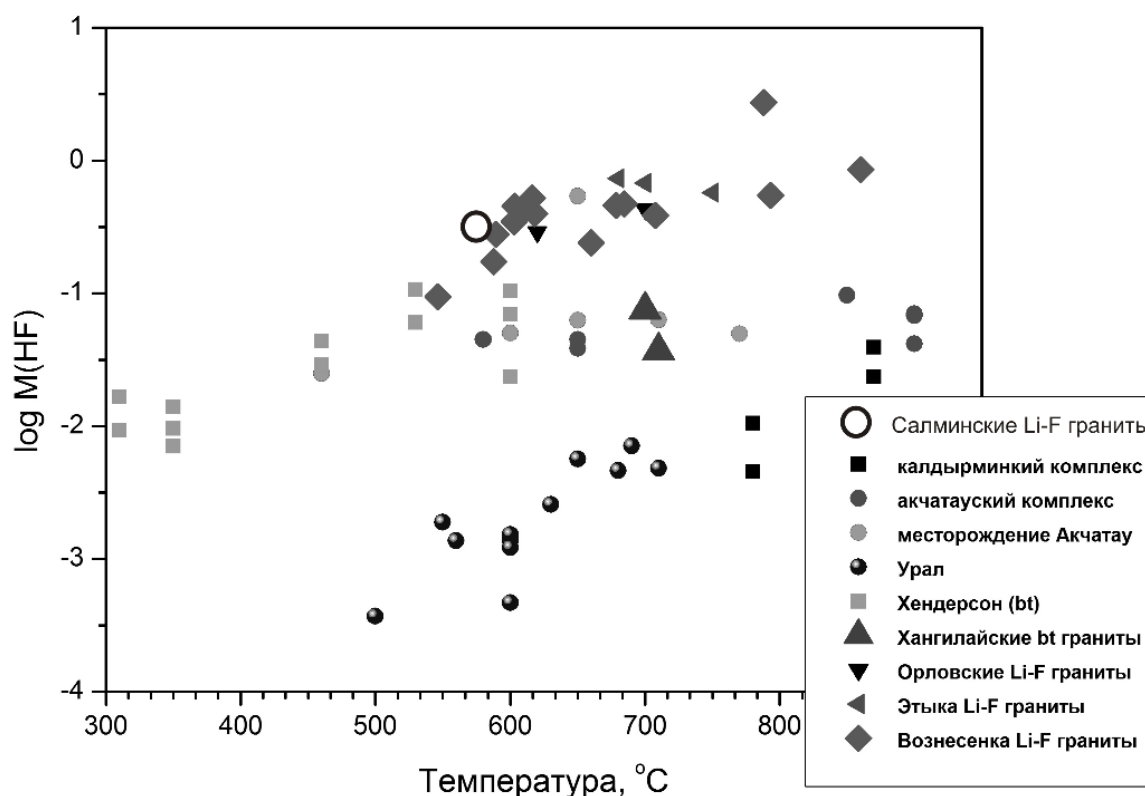


Рисунок 2. Содержание фтора в равновесном флюиде для Li-F гранитов Салминского плутона определённое по геофториметрам для литийсодержащих слюд (Аксюк, 2002)
Иллюстрация с оценкой содержания фтора для других объектов взята из (Aksyuk and Konyshchev, 2012).

Коллектив авторов выражает благодарность Е.Е. и А.Е. Астапенко, а также Ульяновскому Автомобильному Заводу за осуществление полевых выездов на объект. Работа поддержана грантом РФФИ 14-05-31098 мол_а

1. Аксюк А.М. (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. Т. 10. № 6. С. 628-642.
2. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Фации глубинности магматических пород и магматических месторождений полезных ископаемых // Советская геология. №8. 1963.
3. Конышев А.А., Васильев Н.В. Оценка концентрации фтора во флюиде при образовании Li-F гранитов генетически связанных с гранитами А-типа. // Материалы III-й Российской молодежной школы «Новое в познании процессов рудообразования». Москва. ИГЕМ. 2013. С. 128-131.
4. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы // Изд. «Наука» С-Петербург, 2011. 402 с.
5. Руб М.Г., Хетчиков Л.Н., Котельникова З.А., Руб А.К. Включения минералообразующих сред в минералах докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья // Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая. 1986. № 1. С. 30-36.
6. Aksyuk A.M., Konyshchev A.A. Topaz geofluorimeter and estimations of HF and SiO₂ concentrations in some geological fluids // Understanding the genesis of ore deposits: To meet the demands of the 21st century. 12th Quadrennial IAGOD Symposium – 2006. Moscow. P. 1- 4.
7. Aksyuk A.M., Konyshchev A.A. Study of solidus parameters of the Yaroslavka biotite and Voznesenka Li-F granites of the Primorye, experimental research. // Experiment in GeoSciences, 2012. V. 18. №1. P. 34.
8. Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib Mineral Petro. 199.7 127. P. 353-368.
9. Holtz, F., Dingwell, D. B., Behrens, H. (1993). Effects of F, B₂O₃ and P₂O₅ on the solubility of water in haplogranite melts compared to natural silicate melts. // Contributions to Mineralogy and Petrology. V. 113. P. 492-501.
10. Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constrains on origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batolith (Karelia, Russia) // Mineralogy and petrology. 1994. V. 50. P.173-193.

11. Poutiainen M, Scherbakova T. F. (1998) Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quartz crystal in topas-bearing granites from the Salmi batholith, Karelia, Russia // *Lithos*. V. 44. P. 141–151.
12. Sviridenko L. P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia // *Mineralogy and Petrology*. 1994. Vol. 50. P. 59–67.
13. Weidner J.R., Martin R.F. Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987. V. 51. P. 1591-1597.

Геологическое строение и минеральный состав серебряно-полиметаллических рудопроявлений вдоль разлома Брейбоген острова Западный Шпицберген

Коробова Г.А.¹

¹*Горный университет, Санкт-Петербург, Guzel_Ismagilova@inbox.ru*

С геологической точки зрения Шпицберген представляет собой уникальный объект северной Атлантики, являющийся связующим звеном между Североамериканским и Евразийским континентами. Здесь выходят на поверхность отложения практически всех возрастов и различных геологических формаций. По сравнению с другими районами Арктики, Шпицберген является относительно доступным объектом изучения с высокой степенью обнаженности горных пород. Своеобразное международно-правовое положение архипелага также обусловило пристальный интерес к нему со стороны ученых многих стран (Тебеньков, 1984).

Изучаемые объекты приурочены к западному флангу субмеридианальной тектонической структуры, грабену девонского заложения. Грабен расположен на острове Западный Шпицберген, с запада и востока ограничен протяженными зонами глубинных разломов. Западный фланг структуры характеризуется ступенчатым погружением кристаллического фундамента, представленного докембрийскими породами серии Гекла-Хук – зона разломов Брейбоген (Евдокимов, 2000). Вдоль нее расположено несколько рудопроявлений халькопирит-пирит-галенитового состава с кварцевой и карбонатной минерализацией (рис. 1). Установленный структурно-тектонический контроль и результаты наземных геофизических наблюдений позволяют высоко оценить перспективы рудоносности на участке зоны разломов, перекрытом ледниковым покровом (Сироткин, и др., 2010).

Структура рудопроявлений сформирована в результате многоактного процесса рудоотложения при различных термобарических параметрах: от наиболее глубинных руд, обогащенных серебросодержащими сульфидами до менее глубинных низкотемпературных образований, обогащенных баритом, карбонатами и низкотемпературными сульфидами железа.

Выделяется несколько стадий рудообразования; в частности, для полиметаллических гидротермальных руд характерны 3-4 стадии, которым всегда предшествуют дорудные этапы минерализации. (таб. 1).

Колчеданно-полиметаллическое оруденение проявления Сигурд и других объектов сходных объектов связано с рудной брекчией на участках разрывных нарушений в девонских породах, сопряженных с глубинным Брейбогенским разломом. Геохимические характеристики рудных образований и вмещающих пород указывают на привнос рудного вещества гидротермами, формировавшими жильный материал брекчий. Поставщиком рудного вещества, по-видимому, были источники, находящиеся на глубине, под девонским комплексом.

Колчеданное оруденение проявления вонбреен и других сходных объектов локализовано в породах докембрия, характеризуется убогими содержаниями, широким распространением и местным обогащением на участках разрывных нарушений и в зонах скарирования. Широко распространены следы метасоматических изменений, указывающих на подвижность рудных компонентов.

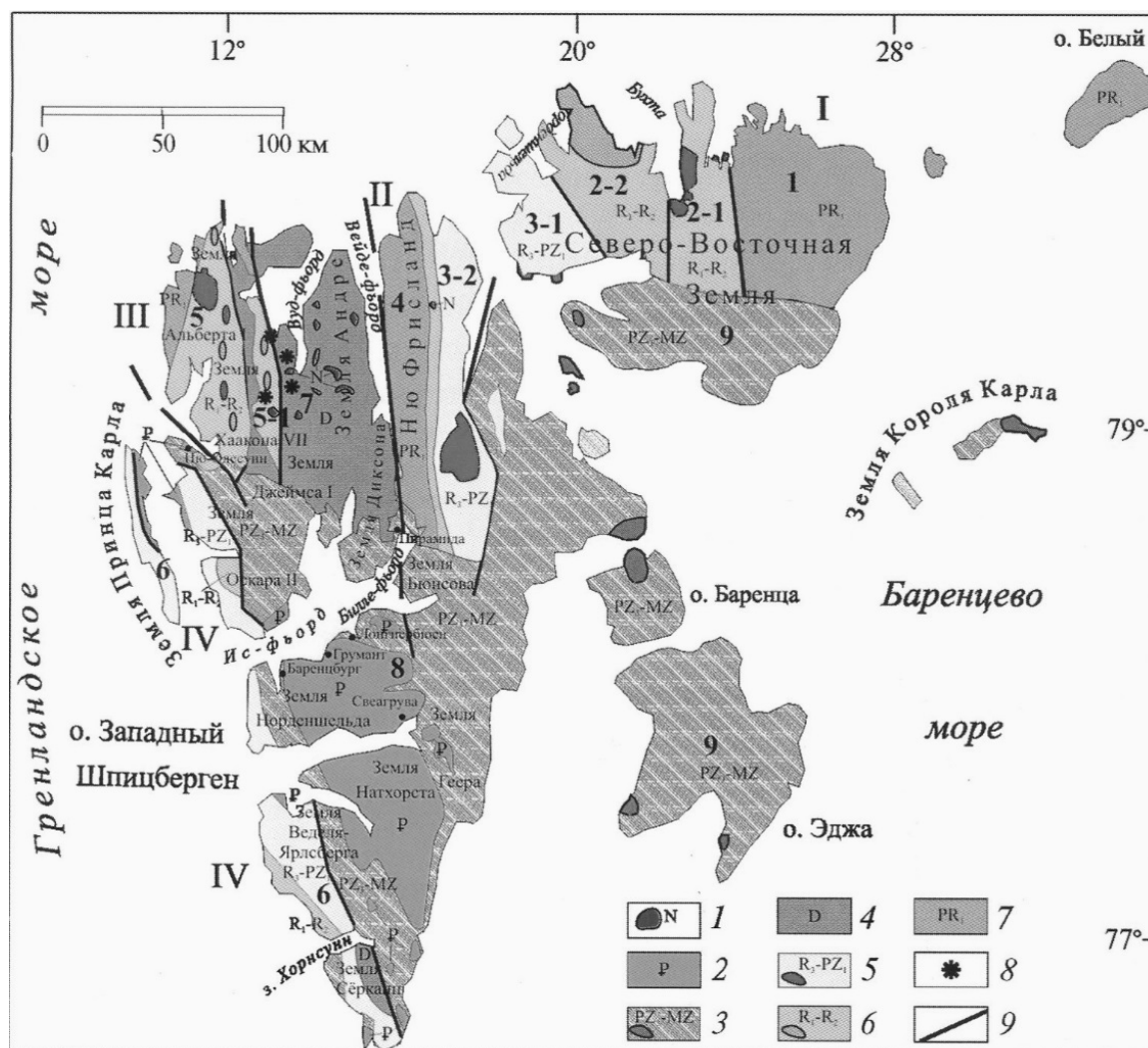


Рисунок 1. Геолого-тектоническая схема архипелага Шпицберген. (Сиротин, 2006).

1-3 - последевонский чехол (1 - неогеновые платобазальты, 2 - палеоген, 3 - верхний палеозой - мезозой с мезозойскими долеритами); 4 - девонский красноцветно-сероцветный терригенный комплекс (комплекс девонского грабена); 5-7 - комплексы додевонского фундамента (5 - терригенно-карбонатные верхнерифейские-нижнепалеозойские комплексы с каледонскими гранитоидами, 6 - метатерригенные и осадочно-вулканогенные ниже-среднерифейские комплексы с гренвилевскими гранитоидами, 7 - метаморфические комплексы нижнего протерозоя); 8 - четвертичные вулканы (щелочные базальтоиды); 9 - разломы. Главные литотектонические блоки фундамента Шпицбергена: I - Северо-Восточная Земля; II - Нью Фрисланд; III - Северо-Западный Шпицберген; IV - Юго-Западный Шпицберген. Структуры первого порядка: северо-восточный выступ докаледонского фундамента (1); антиклинорий западной части СВЗ (тектоническая ступень Земли Принца Оскара - 2-1 и антиклинорий бухты Норденшельда - 2-2); Хинлопенский синклиний (3-1 - восточное и 3-2 - западное крылья); антиклинорий Западного Нью Фрисланда (4); Северо-Западный выступ фундамента (5) и тектоническая ступень (5-1) на сочленении с девонским грабеном; горст-антиклинорий западного побережья Шпицбергена (6); Девонский грабен Шпицбергена (7); Западно-Шпицбергенский грабенообразный прогиб (8); Восточно-Шпицбергенское горстообразное поднятие (9).

Шлиховое опробование показало, что сульфидная минерализация широко развита по всей площади в пределах девонского грабена. Комплекс рудных минералов говорит о средне- и низкотемпературном их образовании.

Сульфидное оруденение приурочено к субвертикальным зонам дробления висячем борту, которые являются оперяющими по отношению к Брейбогенскому разлому. Минерализованные растворы, поднимаясь по разлому, попадали в эти зоны и формировали здесь рудные тела.

Таблица 1.

Название руд.-ия	Породообразующие минералы	Вмещающие породы	Стадии рудообразования
Сигурд (колчеданно-полиметаллическое оруденение)	Главные минералы: блеклая руда, халькопирит; второстепенные – галенит, сфалерит, арсенопирит, барит, а также азурит и малахит	известковистые породы нижнего девона.	халькопирит I + блеклая руда + пирит I + галенит + сфалерит → борнит + халькопирит II + пирит II → халькозин → ковеллин → азурит + малахит + лимонит.
Вонбреен (колчеданное оруденение)	Главные минералы: пирротин, пирит, халькопирит; очень редко отмечаются марказит, сфалерит, блеклая руда, ильменит; среди вторичных преобладает гетит	рудный мрамор и кварц-полевошпатовые метасоматиты	пирит I + (ильменит) – пирротин + халькопирит-пирит II (+ марказит, сфалерит, блеклая руда).
Халвданпигген	Борнит, халькопирит, теннантит, халькозин, пирит, азурит, малахит, барит, кальцит, кварц, виттехинит, эмплектит, сам.висмут и серебро.	жилы, сложенные обломками брекчированных песчаников, сцементированных хальцит-барит-кварцевым жильным материалом, локализованные в породах нижнего девона	пирит+блеклая руда+халькопиритI->борнит+халькопиритII->халькозин->ковеллин->лимонит+азурит+малахит
Ризефьелла	борнит, халькозин, ковеллин, гематит, пирит, халькопирит, теннантит	отложения нижнего девона (красно-бурые алевролиты с редкими прослоями серых известняков и бурых песчаников)	пирит+блеклая руда+халькопиритI->борнит+халькопиритII+виттехинит->халькозин->ковеллин+куприт+тенорит->гетит+азурит+малахит

1. Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. ВНИИОкеангеология. 2000. 123 с.
2. Сироткин А.Н. Проблемы металлогении и перспективы рудоносности Центрально-Шпицбергенской полиметаллической зоны // В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология. вып. 6. 2006. С. 39-48.
3. Сироткин А.Н., Хайлов В.В., Никитин Д.В. Минералогия и генезис рудопоявлений Центрально-Шпицбергенской полиметаллической зоны // ЗВМО. 2007. №5. С. 76-93.

4. Твердые полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии / Гл.ред. В.Д. Каминский, отв. ред. В.И. Ушаков, В.Д. Крюков. Спб.. ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга". 2010. 336 с.
5. Тебеньков А.М. Позднекембрийские магматические формации Шпицбергена. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геол.-минер. наук. Ленинград. 1984. 24с.

Высокогафниевый циркон из редкометалльного месторождения Снежное (Алтае-Саянская провинция).

Красоткина А.О.¹

¹Горный университет, Санкт-Петербург, krasotkina93@mail.ru

Одним из богатейших месторождений Алтае-Саянской бериллиеносной провинции является Снежное фенакит-берилловое месторождение. Оно пространственно ассоциирует с щелочными гранитами огнитского комплекса и расположено в его апикальной части (Ярмолюк и др., 2011). В пределах месторождения выделяются зоны с бериллиевым и тантало-ниобиевым оруденением. Внутреннее строение рудных зон чрезвычайно неоднородно, что обусловлено во многом полистадийностью гидротермального процесса (Куприянова, Шпанов, 2011). Возраст бериллиевого оруденения на месторождении Снежное был определен Rb-Sr изотопным методом как примерно 305 млн. лет (Ярмолюк и др., 2011). Изотопно-геохимическое исследование циркона из рудоносных пород месторождения Снежное ранее не проводилось. Материалом для исследования послужили зерна циркона, отобранные из циннвальдитового альбитита месторождения Снежное. Образцы из коллекции Т.Н. Шуриги (ВИМС) были предоставлены Т.Н. Лупашко и Е.А. Ильченко (ИГМР им. Н.П. Семеновко НАНУ). Особенности структуры и состава циркона по главным элементам, контроль наличия включений минеральных фаз и их состав исследовался в режиме композиционного контраста (BSE) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с ЭД-спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Содержание редкоземельных (REE) и редких элементов в цирконе определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов) по стандартной методике. Размер анализируемого участка циркона, свободного от микровключений других минералов, не превышал в диаметре 20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10-15%; порог обнаружения элементов – в среднем 10 ppb. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался к составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Зерна циркона достаточно крупные (до 200-300 мкм в поперечнике), сохраняют кристаллографические формы тетрагональной призмы (рис. 1). Микровключения в цирконе представлены альбитом, ксенотимом, магнетитом и другими минералами. Спектры распределения REE в цирконе (рис. 2) имеют типичный для циркона магматического генезиса дифференцированный от легких к тяжелым REE характер.

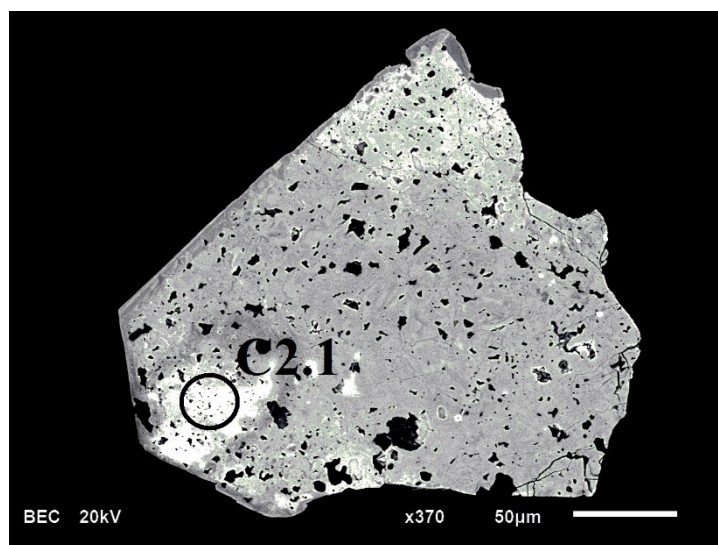


Рисунок 1. Изображение циркона в обратно-отраженных электронах (BSE). Отмечено место анализа редких элементов на ионном микрозонде (точка C2.1).

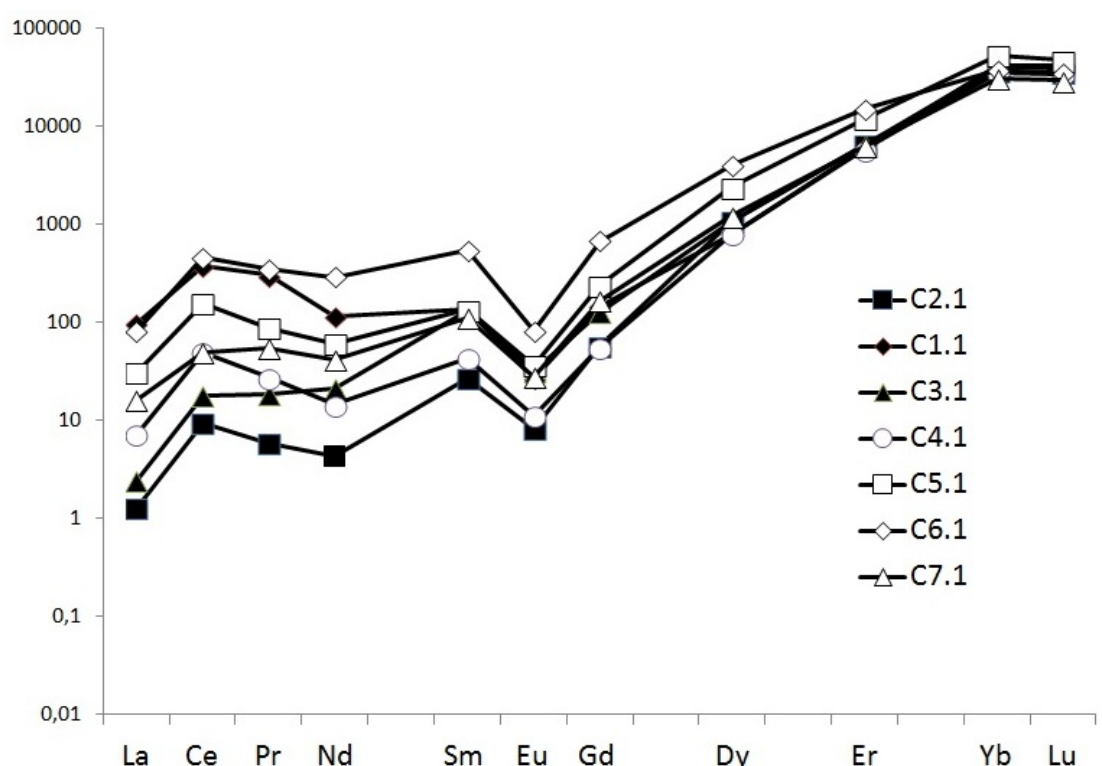


Рисунок. 2. Спектры распределения REE в цирконе из месторождения Снежное, нормированные к хондриту CI.

При этом положительная Ce-аномалия проявлена незначительно (Ce/Ce^* в среднем составляет около 4, табл. 1), при этом наблюдается хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем около 0,2). Содержание легких REE значительно варьирует от 10 до 460 ppm при сохранении примерной параллельности спектров распределения в области La-Sm. В области тяжелых REE спектры распределения практически сливаются (рис. 2). Следует отметить такую примечательную деталь как появление лютециевого «хвостика» на спектрах распределения REE в цирконе. Фракционирование Lu в цирконе является малоисследованным на сегодняшний день феноменом и требует дальнейшего изучения.

Содержание Th и U в изученном цирконе варьирует в широком диапазоне от 300 до 2500 ppm, положительно коррелируя друг с другом. Th/U отношение составляет в среднем около 0,5 (табл. 1), что характерно для циркона магматического генезиса.

Циркон из альбититов месторождения Снежное характеризуется повышенным содержанием фосфора (до 1200 ppm), иттрия (до 9000-10000 ppm) и ниобия (до 550 ppm), что превышает среднее содержание этих элементов в цирконе не только из гранитоидов, но также в цирконе из других редкометалльных объектов, например, Катугинского месторождения (Левашова и др., 2014). Главной особенностью состава циркона из месторождения Снежное является повышенное содержание гафния (в среднем около 60000 ppm, табл. 1), достигающее в точке C2.1 ураганного значения около 185000 ppm (!). Аномально высокое содержание гафния было независимо подтверждено данными микрозондового исследования, которое показало, что оно никак не связано с попаданием микровключений в поле анализа. Распределение Hf демонстрирует тенденцию понижения от центра к краю зерна, уменьшаясь от 32 до 10 мас. % HfO_2 .

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

Таблица 1. Содержание редкоземельных и редких элементов (ppm) в цирконе из циннвальдитового альбитита месторождения Снежное по данным ионного микрозонда.

	C2.1	C1.1	C3.1	C4.1	C5.1	C6.1	C7.1
La	0,30	22,9	0,57	1,72	7,30	19,1	3,86
Ce	5,68	227	11,0	30,2	95,9	278	30,5
Pr	0,55	27,9	1,74	2,53	8,10	32,7	5,10
Nd	1,99	52,2	9,69	6,56	27,8	132	19,1
Sm	3,95	19,8	19,2	6,39	20,0	79,7	16,3
Eu	0,46	1,52	1,79	0,62	2,05	4,58	1,56
Gd	11,4	28,9	25,5	11,0	47,6	134	32,7
Dy	262	195	263	193	582	970	296
Er	1036	948	1036	915	1906	2360	1006
Yb	5813	6521	6433	5637	8530	5943	4920
Lu	844	1018	956	829	1147	837	714
Li	24,0	43,8	55,6	31,0	31,5	128	42,0
P	1181	916	1577	839	1201	1099	968
Ca	35,6	242	73,3	543	2090	875	1140
Ti	54,6	56,2	47,4	6,59	70,0	2,70	16,7
Sr	10,0	22,1	8,72	73,4	272	34,6	209
Y	2092	1820	3274	2128	8938	10252	3341
Nb	114	230	227	184	553	1444*	235
Ba	3,83	11,3	11,3	16,7	176	13,1	66,1
Hf	185161	75205	63780	65851	53797	21366	31619
Th	349	619	316	638	1914	12171*	1704
U	515	1562	1467	1447	4117	9259*	2532
Th/U	0,68	0,40	0,22	0,44	0,46	1,31	0,67
Eu/Eu*	0,21	0,19	0,25	0,23	0,20	0,14	0,21
Ce/Ce*	3,40	2,18	2,69	3,50	3,01	2,69	1,67
ΣREE	7980	9062	8758	7633	12374	10790	7045
ΣLREE	8,52	330	23,0	41,0	139	462	58,6
ΣHREE	7967	8711	8714	7585	12213	10244	6969
LuN/LaN	27098	428	16185	4634	1513	422	1784
LuN/GdN	599	285	303	607	195	50,7	177
SmN/LaN	21,1	1,38	54,1	5,94	4,38	6,68	6,75

Примечание: астериксом отмечено содержание элементов, возможно связанное с захватом микровключения акцессорного минерала

1. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России. М.: ГЕОС. 2011. 353 с.
2. Левашова Е.В. и др. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометалльного месторождения // Записки Российского минералогического общества. 2014. № 5. С. 17-31.
3. Ярмолюк В.В. и др. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 438-449.
4. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.

Сравнительная характеристика вещественного состава массивов гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и Сэгангринского комплекса

Кузнецова Е.С.¹, Домаренко В.А.¹

¹ТГУ, г. Томск, lenochka-ekb09gr@mail.ru, viktor_domarenko@mail.ru

В работе рассмотрены гранитоиды Баргузинского (Гаргинский массив), Витимканского комплекса (Баргузинская впадина и Амалатское плато), относящиеся к Ангаро-Витимскому батолиту, а также гранитоиды Верхне-Брянтинского массива Сэгангринского комплекса, расположенного в Северо-Становой структурно-формационной зоне.

Цель работы: изучение вещественного состава и сравнительная характеристика гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и Верхне-Брянтинского массива для определения их геохимической специализации и возможного источника рудного вещества.

Задачи: изучение вещественного состава гранитоидов методами оптической петрографии, электронной микроскопии и фазовым анализом кристаллических образцов; определение геохимической специализации гранитоидов с использованием метода масс спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой; изучение характера распределения химических элементов в гранитоидах.

Изучение петрографического состава показало, что гранитоиды Ангаро-Витимского батолита представлены лейкогранитами, биотитовыми гранитами, порфировидными лейкогранитами, Верхне-Брянтинского массива биотит-роговообманковыми гранитами (табл.1).

Таблица 1. Минеральный состав гранитоидов Баргузинского, Витимканского и Сэгангринского комплексов

Минерал	Баргузинский комплекс	Витимканский комплекс (Баргузинская впадина)	Витимканский комплекс (Амалатское плато)	Сэгангринский комплекс
Породообразующие минералы				
Плагиоклаз	+	+	+	+
Кварц	+	+	+	+
Калишпат	+	+	+	+
Биотит	+	+	+	+
Мусковит	+	+	+	+
Роговая обманка	-	-	-	+
Вторичные минералы				
Хлорит	+	+	+	+
Серицит	+	+	+	+
Кальцит	+	-	+	-
Эпидот	-	+	+	-
Акцессорные минералы				
Апатит	+	+	+	-
Циркон	+	+	+	+
Сфен	+	+	+	+
Магнетит	+	+	+	+
Пирит	+	-	-	+
Ортит	-	-	+	-

Для выявления геохимической специализации гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и Верхне-Брянтинского массива была построена классификационная петрохимическая диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис.1), Петрохимический кодекс России, (2). Анализ диаграммы показывает, что гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (Баргузинский комплекс, Витимканский комплекс) попадают в поля лейкогранитов, щелочных лейкогранитов, комендитов и трахириолитов. Гранитоиды же Верхне-Брянтинского массива (Сэгангринский комплекс) располагаются в поле щелочных лейкогранитов.

Анализируя диаграмму корреляций между Ta и Nb (рис.2-1) по данным Н.Е. Залошниковой и др. (1972), гранитоиды Витимканского и Сэгангринского комплексов попадают в поля один и два, которые соответственно являются вольфрамоносными и танталоносными. Однако среди гранитоидов Сэгангринского комплекса встречаются пробы с урановыми значениями (поле три).

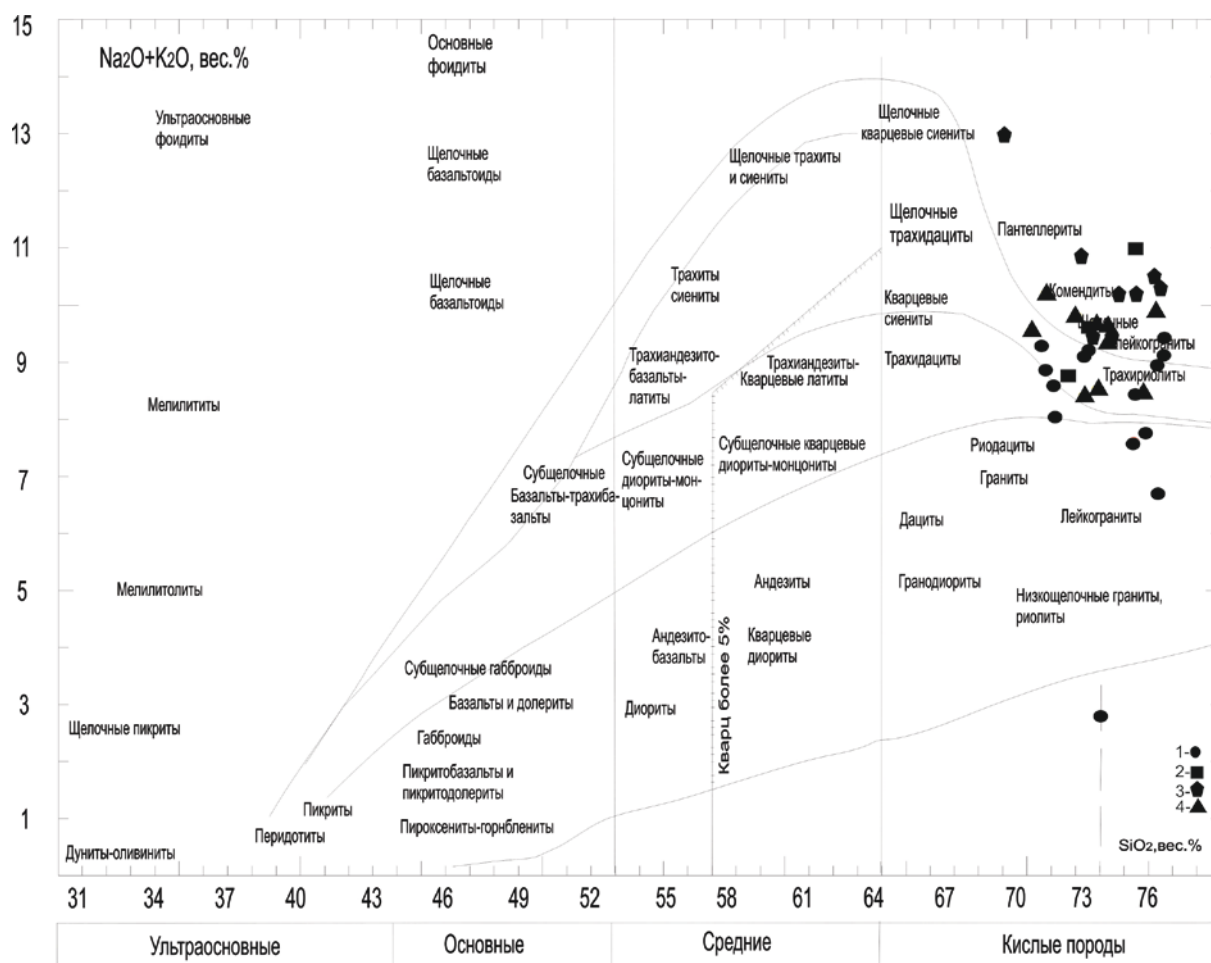


Рисунок 1. Классификационная петрохимическая диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Условные обозначения: 1 - Витимканский комплекс (Амалатское плато), 2 - Витимканский комплекс (Баргузинская впадина), 3 – Сэгангринский комплекс), 4 – Баргузинский комплекс

Характер распределения редкоземельных элементов (рис.2-2) показывает, что содержание La и Ce в гранитоидах Витимканского комплекса очень близки к кларку. Также наблюдается положительная аномалия Eu в гранитоидах Сэгангринского комплекса, выше кларка, значение остальных редкоземельных элементов несколько ниже относительно кларка.

Анализ диаграммы вариаций урана и тория (рис. 2-3) показывает, что гранитоиды Витимканского комплекса (Баргузинская впадина) попадают в поля I - высокорadioактивные ториеносные граниты, $\text{Th}/\text{U} > 10$; II - высокорadioактивные редкометалльные граниты, $\text{Th}/\text{U} > 5-10$; IV - слаборadioактивные, $\text{Th}/\text{U} < 2-5$. Гранитоиды Витимканского комплекса (Амалатское плато) попадают в поля II – высокорadioактивные редкометалльные граниты,

Th/U > 5-10; III – высокорadioактивные существенно ураноносные граниты, Th/U = 1-2. Гранитоиды Сэгангринского комплекса попали в поле слаборadioактивных, Th/U < 2-5.

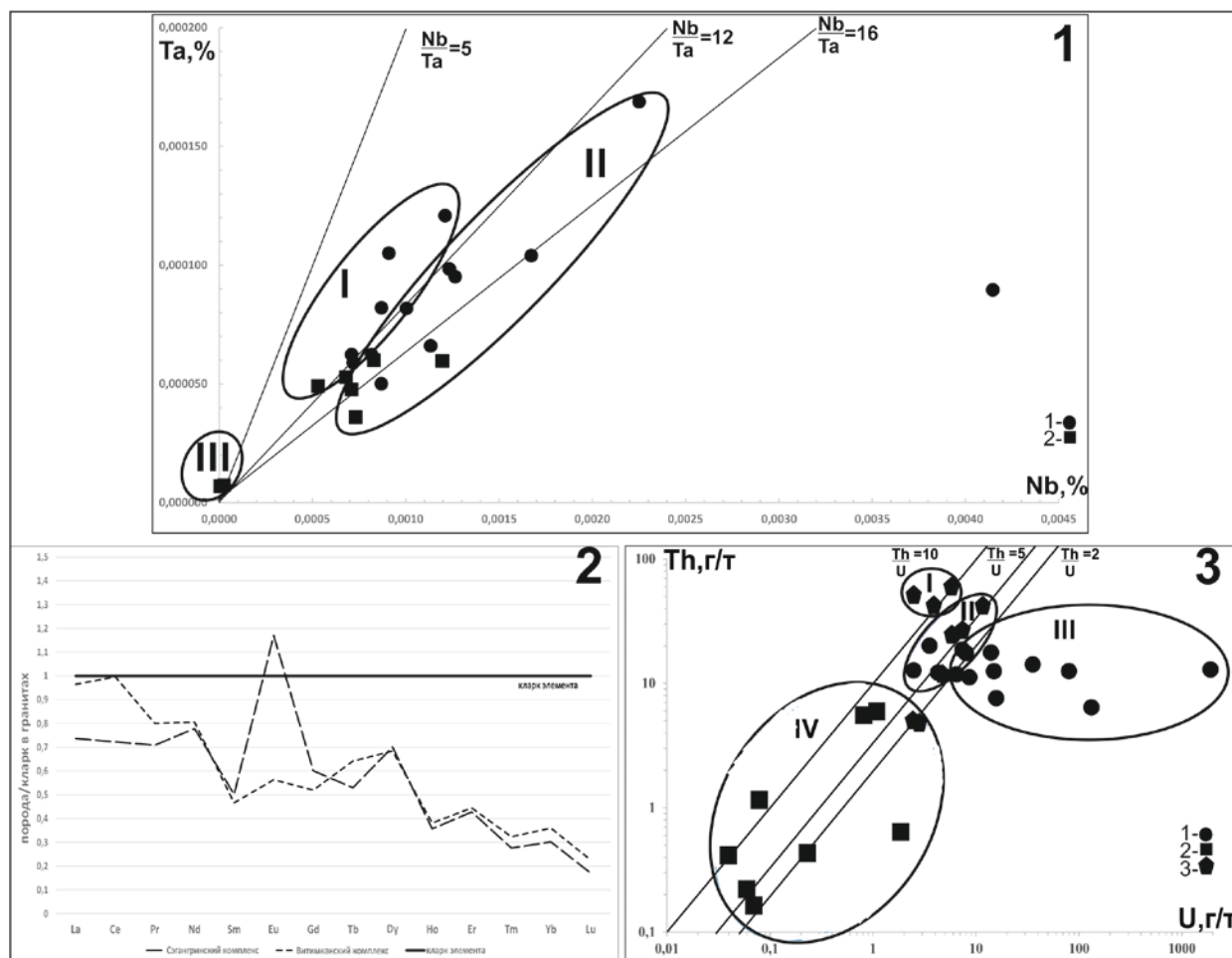


Рисунок 2. 1 – Диаграммы корреляции между Ta и Nb в постмагматически измененных щелочных гранитоидах. Содержания элементов даны в %, все данные по Н.Е.

Залошниковой и др. (1972). 2 – Диаграмма редкоземельного состава средних значений элементов по гранитоидам Витимканского и Сэгангринского комплексов.

Данные для диаграммы взяты из таблицы составленной в отделе «Геоэкология и геохимическое картирование ИМГРЭ» (1). 3 - Диаграмма вариаций содержания урана и тория в гранитоидах Ангара-Витимского батолита и Верхне-Брянтинского массива, (по Л.В. Комлеву, с дополнением А.А. Смыслова): нормальнорadioактивные граниты, Th/U = 2,5-4,5; повышеннорadioактивные граниты, Th/U = 6-10; высокорadioактивные редкометалльные граниты, Th/U > 5-10; высокорadioактивные ториеносные граниты, Th/U > 10; слаборadioактивные плагиограниты, Th/U < 2-5; высокорadioактивные существенно ураноносные граниты, Th/U = 1-2. Условные обозначения: 1 - Витимканский комплекс (Амалатское плато), 2 - Витимканский комплекс (Баргузинская впадина), 3 – Сэгангринский комплекс.

Таким образом, изученные массивы принадлежат к постороженным гранитоидам островных и дуг континентальной коллизии и по петрохимическим особенностям относятся к образованиям гранитной, сиенит-гранитной и щелочно гранитоидной формациям.

Гранитоиды Ангара-Витимского батолита характеризуются редкометалльной специализацией, относительно высокой radioактивностью ториевой, торий-урановой и урановой природы. Верхне-Брянтинские же гранитоиды отличаются слабой radioактивностью.

1. Головин А.А., Ключев О.С., Беляев Г.М., Евдокимова А.Н. Требования к геохимической основе государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:000000. Москва: ИМГРЭ, 2005. С. 19-20.

2. Жданов В.В., Костин А.Е., Кухаренко Е. А., Ланда Э. А., Лукьянова Л. И., Масайтис В. Л., Москаленко З.Д., Пушкарев Ю.Д., Шарпенко Л. Н. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009 год. 200 с.

Новые данные о золотой минерализации северной части Башкирского мегаантиклинория (западный склон Южного Урала)

Кутырев А.В.¹, Степанов С.Ю.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, kutyrev.geologist@gmail.com Stepanov-1@ya.ru

Введение

Известно, что на южном Урале абсолютное большинство золоторудных месторождений расположено на восточном склоне в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны. На западном склоне практически все описанные месторождения и проявления сосредоточены в пределах Авзяно-Белорецкого района, в южной части Башкирского мегаантиклинория (Салихов и др., 2003). Существует большое количество работ, посвящённых золотой минерализации этого района. В них рассматривается ряд рудопроявлений и пунктов минерализации, относимых к золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой формациям и впервые на Урале описано рудопроявление формации золотоносных конгломератов (Ковалев, 2004). Все эти объекты находятся в южной части Башкирского мегаантиклинория. При этом, как в опубликованных научных работах, так и в объяснительных записках к листам государственных геологических карт масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000 отсутствуют сведения проявления золотой минерализации (коренной или россыпной) в северной части этой структуры (район города Златоуста) (Смирнов, Смирнова, 1960; Князев и др., 2013). В 2015 году в этом районе авторами были отобраны шлиховые пробы из ручьёв, дренирующих Бердяушский плутон и его контакты, и из притока реки Куса (рис. 1-а). В одном из шлихов, отобранном из реки Кусы и её притоков обнаружено 8 знаков самородного золота. Описанию этого золота и ассоциирующих с ним россыпных минералов посвящена настоящая работа.

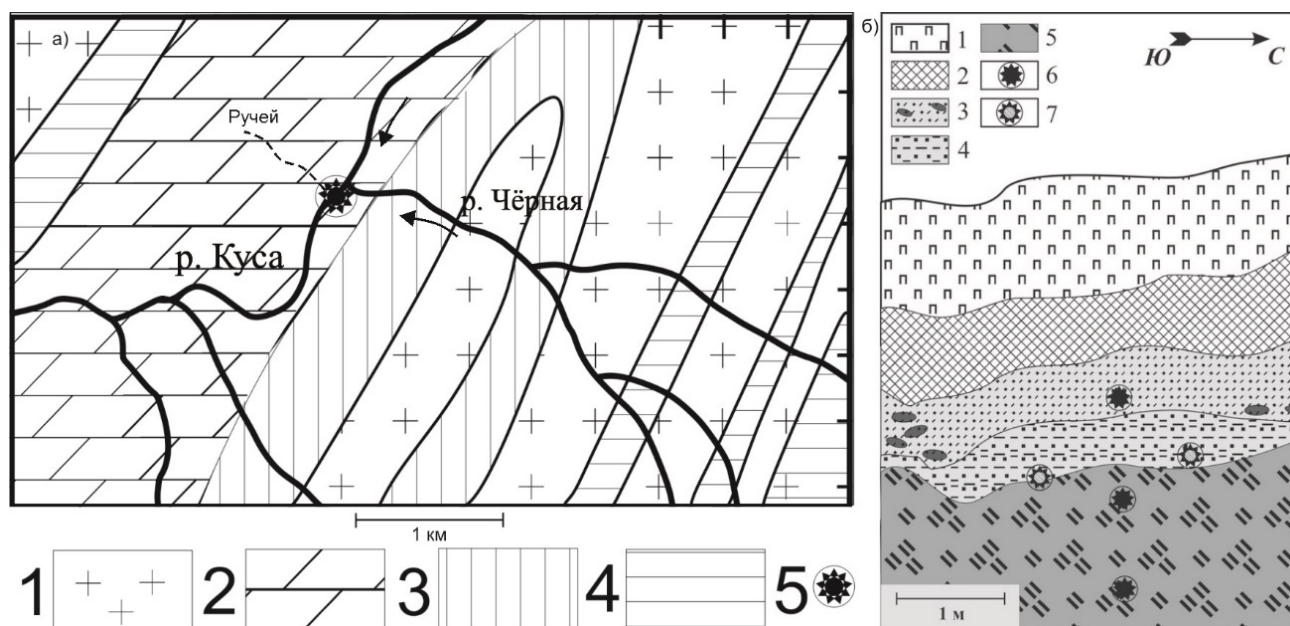


Рисунок 1. а) Геологическое строение района отбора шлиховых проб; б) Разрез аллювиальных отложений ручья-притока реки Кусы в месте отбора проб.

а): 1 – протерозойские гранитоиды разгнейсованные; 2 – доломиты, известняки и углистые сланцы саткинской свиты нижнего рифея; 3 – амфиболиты машакской свиты среднего рифея; апогаббровые амфиболиты среднего рифея; 5 – место отбора пробы, содержащей золото; пунктиром отмечен ручей, в террасе которого было обнаружено золото. б): 1 – почвенно-растительный слой; 2 – супеси; 3 – глинисто-песчаные отложения с редкимикрупными гальками и валунами; 4 – песчано-глинистые отложения с редкими мелкимигальками; 5 – глины тёмно-коричневые вязкие; 6 – точки отбора шлиховых проб; 7 – точки обнаружения шлихового золота.

Методика исследования

Изучение проб проводилось по стандартной методике: полученный в результате промывки рыхлых отложений концентрат (точки отбора проб показаны на рис. 1-б) делился на 3 фракции по крупности (-500 +250; -250 +100; -100), каждая из которых, в свою очередь, делилась на магнитную, электромагнитную и немагнитную фракции. Затем минеральный состав изучался при помощи бинокулярного микроскопа. При использовании сканирующего электронного микроскопа были получены изображения зёрен золота во вторичных электронах. На следующем этапе были изготовлены препараты для изучения минералов в отражённом свете и определения их химического состава методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном микроскопе-микроанализаторе CamScan MV 2300, центральная лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ», аналитик Е.Л. Грузова.

Геологическое положение

Башкирский мегантиклинорий расположенный на западном склоне Южного Урала является крупной положительной структурой. Большая его часть сложена терригенными и карбонатными породами рифея; развиты вулканы контрастных базальт-риолитовых серий. Указанные породы прорваны телами протерозойских габброидов (Кусинско-Копанская расслоенная интрузия), гранитоидов (Бердяушский, Губенский и Рябиновский массивы), долеритовыми дайками (Главная дайка Бакальского рудного поля и др.) и палеозойскими гранодиоритами тургоякско-сысертского комплекса.

Река Куса, текущая с северо-востока на юго-запад вдоль простирания хребтов Уральской складчатой системы, берёт начало в вершине хребта Большой Таганай и горы Юрмы и через 59 км впадает в реку Ай. На всём своём протяжении она находится в пределах северной части Башкирского мегантиклинория. В верхнем течении она дренирует контакт углистых сланцев и доломитов саткинской свиты, апобазальтовых амфиболитов машакской свиты и апогаббровых амфиболитов нижнего и среднего рифея. Её правый приток, близ устья которого были отобраны шлиховые пробы, берёт начало на пологом склоне безымянного хребта, являющегося северо-восточным продолжением Липовых гор (сложенных преимущественно аркозовыми песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами айской свиты) и также дренирует породы указанных выше свит. Благодаря расположению реки Кусы и её притока в пределах узкой долины, зажатой между двумя хребтами, сложенными рифейскими породами Башкирского мегантиклинория, можно утверждать, что источником материала для рассматриваемого проявления россыпного золота послужил объект, расположенный в указанной зоне.

Минеральный состав шлиха

В немагнитной фракции шлиха преобладают кианит, титанит, рутил и циркон, кроме того встречается ставролит и самородное золото. Относительно редко обнаруживаются пирротин и халькопирит в качестве включений в зёрнах кианита, а также титанита. Кроме как в сростании с этими минералами сульфиды и продукты их изменения не обнаружены. В электромагнитной фракции преобладает ильменит, часто в сростании с титанитом; присутствуют единичные зёрна диопсида. В ильмените диагностировано включение минерала состава $\text{Bi}_{87,8}\text{Pd}_{9,4}\text{Cu}_{2,6}$. Магнитная фракция представлена магнетитом и титано-магнетитом.

Изучаемое золото встречается в виде зёрен средним размером 0,4 мм (с максимальным размером золотинок до 3,2 мм). Степень окатанности – от средней до сильной (рис. 2.а).

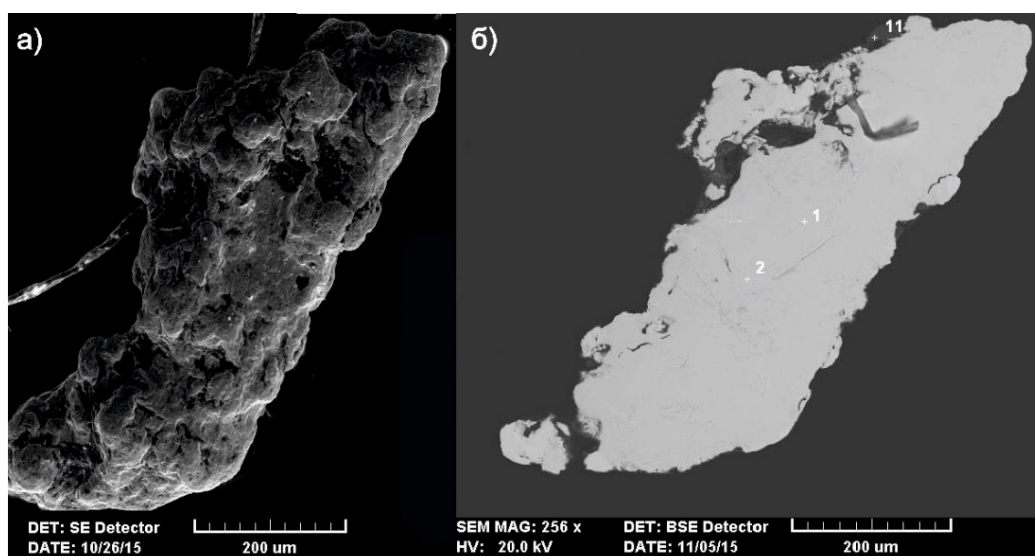


Рисунок 2. а) Изображения зерна золота во вторичных электронах; б) изображение зерна золота в отражённых электронах

На поверхности наименее окатанной из золотинок сохранилось зерно кварца. Золото однородно по составу (рис. 2.б, таблица 1), который в среднем соответствует формуле $Au_{0,74}Ag_{0,27}$. Исключение составляют небольшие участки в краевых частях зёрен, содержания золота в которых достигает 98 весовых %.

Таблица 1. Результаты рентгеноспектрального микроанализа золота

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Au, wt%	83,10	84,18	84,67	83,36	83,68	83,6	83,64	98,23	98,61	83,2
Ag, wt%	16,9	15,82	15,33	16,64	16,32	16,4	16,36	1,77	1,39	16,8

Заключение

Географическое положение опробованного ручья, впадающего в реку Кусу, долина которой протягивается между двумя хребтами, сложенными рифейскими породами Башкирского мегантиклинория, позволяет утверждать, что источником зёрен золота в аллювиальных образованиях мог быть только объект, расположенный в пределах рассматриваемой структуры. Более того, факт обнаружения золота в правом притоке реки Кусы говорит в пользу того, что этот источник находится в безымянном хребте, расположенном к северо-западу от устья опробованного ручья и сложенном, как уже было отмечено, песчаниками и конгломератами айской свиты.

Имеющийся фактический материал не позволяет делать выводы о формационной принадлежности предполагаемого коренного источника золота. Однако незначительная протяжённость водотока, сформировавшего россыпь, а также обнаружение довольно крупных зёрен самородного золота указывает на близость коренного источника, который может быть выявлен при дальнейших работах.

Авторы благодарят А.А. Клочкова и А.А. Цыпленкова за оказанное содействие при отборе проб, а также сотрудника Центральной Лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» Е.Л. Грузову за помощь в выполнении рентгеноспектрального микроанализа.

1. Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Сначев В. И., Жданов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40. Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2013. 512 с. + 6 вкл.
2. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 395. №4. С. 1-4.
3. Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Уфа: «Экология». 2003. 222 с.

4. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Средне-Уральская. Лист N-40-VI. Объяснительная записка. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1960. 92 с.

Первая геоэкологическая оценка воздействия золотодобычи на среду Северо-Енисейского района Красноярского края

Лапина В.В.¹

¹СПбГУ, г. Санкт-Петербург, lapinawera@gmail.com

Месторождения золота распространены достаточно широко, имеются в более чем ста странах мира, на всех континентах и встречаются в самых разнообразных геологических обстановках (Ставский, 2011). Территория Сибирского федерального округа характеризуется разнообразными полезными ископаемыми, что определяет различные виды воздействия на окружающую среду при их добыче и переработке (Лапина, 2014). Длительная история золотодобычи в Северо-Енисейском районе Красноярского края, которая насчитывает более 175 лет и размещение мощных горно-обогатительных комплексов и золотоизвлекающих предприятий, на которых длительное время применяется цианирование руд при отработке коренных месторождений позволяют отнести исследуемую территорию к району с тяжелыми экологическими условиям (Шебеста, 2008).

Территория Енисейского края в соответствии с классификацией Ю.В. Лир, С.В. Сендек, В.К.Кушнеренко и др. относится к району с напряженным экологическим состоянием, для которого свойственны крупные коренные месторождения золота, подземные выработки которых достигают глубины до 500 м и эксплуатируется на протяжении 50-70 лет. Также признаками напряженного экологического состояния являются помимо значительной нарушенности верхней части литосферы, существенное воздействие, оказываемое на ландшафты, имеющие длительный период самоочищения и самовосстановления, особенно в густонаселённых районах. Однако, размещение мощных горно-обогатительных комплексов и золотоизвлекающих предприятий, на которых длительное время применяется цианирование руд при отработке коренных месторождений и история золотодобычи в Северо-Енисейском районе Красноярского края, которая насчитывает более 175 лет (Большая советская энциклопедия, 1976) позволяют отнести исследуемую территорию к району с тяжелыми экологическими условиям (Недра России, 2002).

Специфика природопользования при золоторудном производстве на восточных отрогах Енисейского края определяется удалённостью от промышленных центров Красноярского края (Красноярск, Норильск, Ачинск и др.), что позволяет оценить влияние именно технологических процессов золотодобывающей промышленности. Особую ценность представляет факт научной новизны района исследования, на котором никогда не проводилась геоэкологическая оценка территории.

С 7 июля по 14 августа 2014 в Северо-Енисейском районе Красноярского края в рамках проведения производственной практики на предприятии ООО «Соврудник» было проведено исследование природных сред (почвенно-растительного покрова и водных объектов) для выявления степени воздействия производственных процессов по добыче и обогащению золотоносных руд на геокомплексы. Проведены описания растительности и дана краткая характеристика территории, отобраны пробы почвы, донных осадков и воды. На базе лаборатории кафедры геоэкологии и природопользования пробы воды были проанализированы на анионно-катионный состав и содержание тяжелых металлов, а донные осадки помимо этого еще на концентрацию нефтепродукты.

На территории поселка маршрутным методом были отобраны 5 проб воды из реки Безымянки. В ходе этой работы фиксировались дата и время отбора проб, координаты места отбора проб, их некоторые органолептические свойства: цвет и запах. В 3-х точках наблюдения были отобраны пробы донных осадков и с кратким описанием (цвет, структура, запах, и т.п.) (Шебеста, 2008).

Гидросеть района работ довольно густая, представлена левыми притоками реки Енашино (приток правобережного бассейна Енисея) – реками Дыдан и Дюбкош. Участок

работ располагается на водоразделе бассейнов этих рек. С севера от участка протекает река Чубкош (левый приток реки Дюбкош), с юга – ручей Федоровский (правый приток реки Дыдан), с запада берет начало ручей Платоновский (правый приток реки Дыдан). Реки района обладают преимущественно снеговым и дождевым питанием, за период весеннего половодья здесь проходит более 50% годового стока, а в течение зимнего периода более 14%.

В условно-фоновых условиях (ТН35) гидрокарбонатная натриевая вода ($\frac{\text{HCO}_3^- 98 \text{ Cl}^- 2}{\text{Na}^+ 97 \text{ K}^+ 7}$), однако в формуле Курлова появляется ион хлора (Cl^-) с концентрацией 2%-экв и такая же концентрация сульфат-аниона (SO_4^{2-}). Около автостанции (ТН36) отмечается гидрокарбонатная натриевая вода ($\frac{\text{HCO}_3^- 98 \text{ Cl}^- 2}{\text{Na}^+ 99}$). Ее состав несколько изменился по сравнению с вышележащей точкой: сульфат-анион стал меньше 1%-экв и исчез из формулы, а анион хлора (Cl^-) остался на том же уровне - 2%-экв. В катионной части появился ион калия (K^+) с концентрацией 7%-экв, что может быть связано с антропогенной составляющей – химическими реагентами, используемыми на автостанции Северо-Енисейска.

До выпуска сточных вод с золотоизвлекающей фабрики (ТН37) состав вод остается стабильным - гидрокарбонатная натриевая вода ($\frac{\text{HCO}_3^- 98 \text{ Cl}^- 2}{\text{Na}^+ 99}$). Закономерно соотношения концентраций HCO_3^- (98%-экв) и Na^+ (99 %-экв). Концентрация хлор-аниона составляет стабильные 2%-экв.

На месте смешения вод реки Безымянки со сточными водами золотоизвлекающей фабрики (ТП38) вода также по составу является гидрокарбонатно-натриевой ($\frac{\text{HCO}_3^- 82 \text{ Cl}^- 18}{\text{Na}^+ 99}$). Однако соотношение анионов изменилось: 18 %-экв составляет ион хлора (Cl^-), в то время как гидрокарбонат-ион (HCO_3^-) всего 82%-экв. Концентрация катиона натрия (Na^+) остается стабильной и составляет 99 %-экв. Эти изменения, вероятнее всего, объясняются техногенным фактором – стоками с ЗИФ, предположительно содержащие флокулянты и сорбенты.

После золотоизвлекающей фабрики (ТП39) происходит рост концентраций аниона хлора, (Cl^-) и вода соответствует хлоридно-гидрокарбонатному натриевому составу ($\frac{\text{HCO}_3^- 79 \text{ Cl}^- 21}{\text{Na}^+ 94 \text{ K}^+ 3 \text{ NH}_4^+ 1}$). В связи с этим в относительных долях снижается концентрация гидрокарбонат-иона до 79%-экв. Катионы калия (K^+) и аммония (NH_4^+) составляют 3 и 1%-экв соответственно. Эти изменения, вероятнее всего, связаны с воздействием ЗИФ на водный объект.

Рисунок 1 иллюстрирует содержание железа, цинка, никеля, хрома свинца, кадмия и марганца в воде реки Безымянной. Отчетливо видно, что концентрации всех металлов (за исключением свинца) в пробе точки наблюдения 39 (то есть после сброса сточных вод с золотоизвлекающей фабрики) в 3 раза превышают содержания в точке наблюдения 36, которая является условным фоном. Для вод хозяйственно-бытового назначения наибольшее превышение по отношению к предельно допустимым концентрациям в пробе точки наблюдения 39 было зафиксировано по кадмию (Cd) - в 30 раз. Отмечено также превышение концентрации никеля (Ni) в 1,3 раза по отношению к предельно допустимым концентрациям (далее - ПДК). При этом концентрации железа, цинка, хрома, свинца и марганца не превышают ПДК.

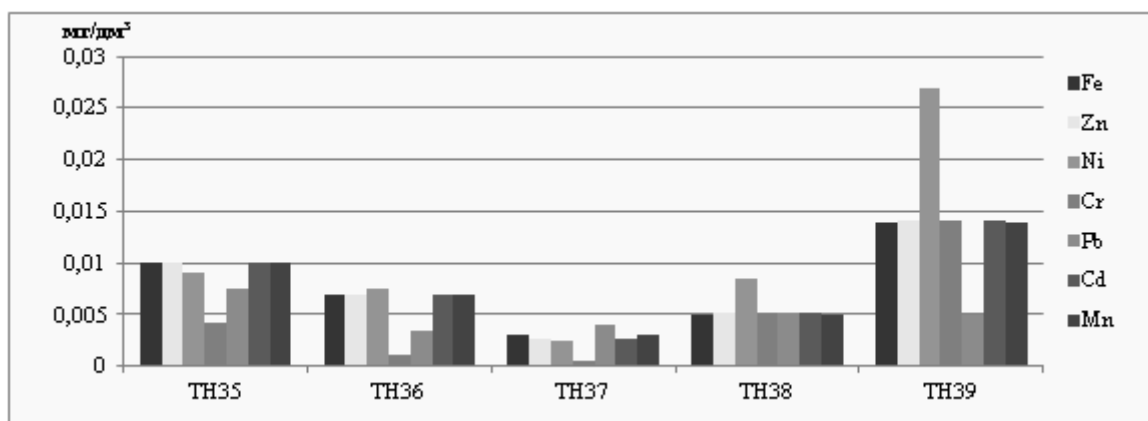


Рисунок. 1. Содержание железа, цинка, никеля, хрома, свинца, кадмия и марганца в воде реки Безымянной.

Рисунок 2 показывает содержание кобальта и меди в воде реки Безымянной. Необходимо заметить схожую тенденцию с предыдущим графиком: концентрации этих металлов в пробе точки наблюдения 39 (после сброса сточных вод с золотоизвлекающей фабрики) примерно в 20 раз превышают содержания в точке наблюдения 36, которая является условным фоном. Наибольшее превышение по отношению к ПДК для вод хозяйственно-бытового назначения было зафиксировано в пробе точки наблюдения 39 для кобальта (Co) - более чем в 7 раз. Концентрация меди в пробах значительно ниже установленной ПДК.

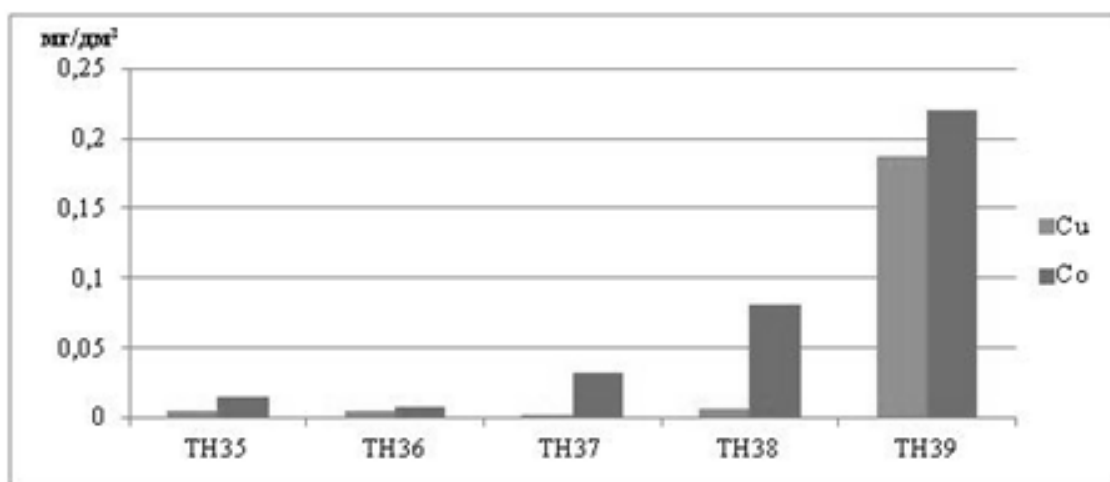


Рисунок. 2. Содержание кобальта и меди в воде реки Безымянной.

Динамика катионно-анионного состава определяется, как техногенными (сброс сточных вод), так и естественными факторами (приток ручья). Существенно меняются вниз по течению концентрации катиона натрия (Na^+) более чем в 6 раз, нитрат-аниона (NO_3^-) и хлора (Cl^-) в 4 и 3 раза соответственно. Высокие концентрации в воде реки Безымянки кобальта (Co) и кадмия (Cd), превышают ПДК для вод хозяйственно-бытового назначения в точке наблюдения 39 в 7 и 30 раз соответственно, что вероятно, связано с недостаточной очисткой вод после флотации и сорбционного выщелачивания на золотоизвлекающей фабрике.

В содержании в донных осадках нефтепродуктов также можно отметить тенденцию к увеличению концентрации определяемого компонента от 0,48 г/кг до 0,05 г/кг вниз по течению. Концентрации нефтепродуктов превышают ПДК для почв автозаправочных станций 2,5 и 3 раза соответственно.

В донных осадках заметна тенденция к сорбции тяжелых металлов и нефтепродуктов иловатыми частицами. Изменения концентраций подвижных форм металлов при практически полном отсутствии динамики водородного показателя, потенциально указывает на образование сорбционного барьера в комплексе «вода - донный осадок» реки Безымянной.

Концентрации тяжелых металлов в донных осадках реки Безымянной. Донные осадки, не подверженные антропогенному влиянию отобрать не удалось, что вероятно, связано с низкими скоростями естественного осадконакопления. В связи с отсутствием ПДК для донных осадков представляется сложным их сравнение. Определяемые металлы по классификации Перельмана относятся к подвижным и малоподвижным, активность которых зависит от обстановки. Анализируя графики, можно заметить, что все металлы за исключением марганца (Mn) вниз по течению реки увеличивают свои концентрации. Эту большую группу металлов можно условно разделить на 3 подгруппы. Мелкодисперсные частицы способствуют образованию сорбционного геохимического барьера, на который осаждаются тяжелые металлы и нефтепродукты.

Проанализированные пробы для исследования геоэкологического состояния рабочего поселка Северо-Енисейск иллюстрируют неравномерную величину влияния на компоненты ландшафта. В то время как воды и донные осадки объектов подвергаются существенному влиянию (изменение катионно-анионного состава и концентраций тяжелых металлов вдоль русла реки Безымянки), почвы испытывают меньшую нагрузку. Добыча рудного золота, хотя и сопряжена с риском загрязнений, происходит на малых площадях и, как правило, не ведет к масштабной деградации природных экосистем. При должном государственном контроле и культуре производства она существенно менее разрушительна, чем добыча россыпного золота.

1. Лапина В.В. // Производственная практика на золотодобывающем предприятии в Северо-Енисейском районе Красноярского края // Разведка и добыча горючих ископаемых, геология, география, биология и экология. Тезисы докладов Шестой межвузовской конференции по итогам практик. [Электронный ресурс]. М.: Издательство «Перо». 2014. 252 с.
2. Недр России. В 2-х т. Т. 2. Экология геологической среды. Отв. ред. Н.В. Межеловский, А.А. Смыслов. Санкт-Петербург. Горный ин-т. Межрегион. СПб. М. 2002. 662 с.
3. Межеловский Н.В., Смыслов А.А., Недр России. Экология геологической среды В 2-х т. Т. 2. Санкт-Петербург. Горный ин-т. Межрегион. СПб. М. 2002. 662 с.
4. Минеральное сырье: от недр до рынка. В 3-х т. Т. 1. Благородные металлы и алмазы. Золото, серебро, платиноиды, алмазы. Отв. ред. Ставский. А.П. М.: Научный мир. 2011. 400 с.
5. Шебеста А.А., Шалунова Е.П. Полевые экологические исследования подземных вод: учебно-методическое пособие. Спб. 2008. 46 с.

Составы оливинов кимберлитов трубок им. Ломоносова и Аномалии 688 (Архангельская алмазоносная провинция)

Лебедева Н.М.¹, Сазонова Л.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, namil@mail.ru

Магнезиальный оливин является наиболее типичным минералом кимберлитов. По размерам и морфологии зерен в кимберлитах выделяется две группы оливинов: 1) относительно большие зерна (≥ 1 мм), обычно с округлыми или угловато-округленными формами (Ol-I), называемые «макрокристами»; 2) более мелкие зерна оливина, имеющие идиоморфные и субидиоморфные очертания (Ol-II), которые часто зональны. Оливин в кимберлитах почти всегда частично или полностью замещен вторичными минералами, что усложняет его использование при изучении генезиса и эволюции кимберлитовой магмы. Находки неизмененных или слабоизмененных оливинов из кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции (ААП) единичные и уникальны (оливины из кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Сазонова и др., 2015)). Архангельская алмазоносная провинция объединяет многочисленные проявления кимберлитов и родственных им пород девонского возраста на северо-востоке Восточно-Европейской платформы. В данной работе предоставлены данные исследования слабоизмененных оливинов из кимберлитов трубки им. Ломоносова (Золотицкое кимберлитовое поле) и из кимберлитов Кепинского поля ААП.

Цель настоящей работы состояла в определении природы оливинов кимберлитов трубки им. Ломоносова и Кепинского поля ААП.

Природа вкрапленников оливина в кимберлитах является одной из главных проблем, связанных с генезисом самих кимберлитов. Некоторые исследователи считают, что генезис двух групп оливинов различен: Ol-I относят к ксенокристам, отделившимися от разрушенных мантийных ксенолитов, а Ol-II – к фенокристам, родственным кимберлитовому расплаву (Skinner, 1989).

Кроме того, существует мнение, что не только оливин второй группы, но большинство зерен оливина кимберлитов являются родственными кимберлитовому расплаву, и их различия по составу, размерам и другими свойствами отражают полибарическую историю кристаллизации (Mitchell, 1986). Ряд исследователей (Brett et al., 2009; Arndt et al., 2010) считают, что крупный оливин (Ol-I) и ядра мелких субидиоморфных зерен (Ol-II) являются ксенокристами, а внешние каймы зерен Ol-II кристаллизуются из кимберлитового расплава (Kamenetsky et al., 2008).

Составы оливинов определялись методом EPMA по прецизионной методике (Sobolev et al., 2007), адаптированной в ИГЕМ РАН (Каргин и др., 2014, Сазонова и др., 2015), позволяющей определять концентрации как основных, так и малых элементов в этом минерале с высокой точностью. Частично исследования проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ с использованием электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета. Выполнено более 300 химических анализов оливинов.

В кимберлитах трубки им. Ломоносова обнаружены только реликты неизмененного Ol-I. Зерна такого оливина имеют округлые, слегка уплощенные очертания и размеры 2-3 мм. Кимберлиты Кепинского поля содержат зерна обоих типов: зерна оливина Ol-I размером от 1,5 мм до 10 мм имеют округленную форму; зерна Ol-II размером от 1 мм до десятых долей мм, форма их преимущественно обломочная, угловатая, со слабо сглаженными углами, иногда – субидиоморфная. Зерна оливина, имеющие разную форму, могут быть близки по размерам. Ol-I имеет гомогенное строение, иногда окружен тонкими каймами (до 50 мкм) другого состава. В Ol-II нередко выявляется четкое зональное строение. В основном фиксируется две зоны: ядро и внешняя зона, иногда появляется третья зона – кайма. Ядра зональных зерен часто

не имеют четких границ, очертания их размыты, но иногда они субидиоморфны и границы зерен конформны ядрам.

Из примесных элементов в оливине одним из самых информативных оказался титан (Соболев и др., 2009). Показано, что вхождение титана в оливин связано с присутствием в нем воды (Berry et al., 2007).

По содержанию Ti все исследованные оливины разделяются на 2 группы: низко-Ti (<100 ppm) и высоко-Ti (Ti>100ppm) (рис.1).

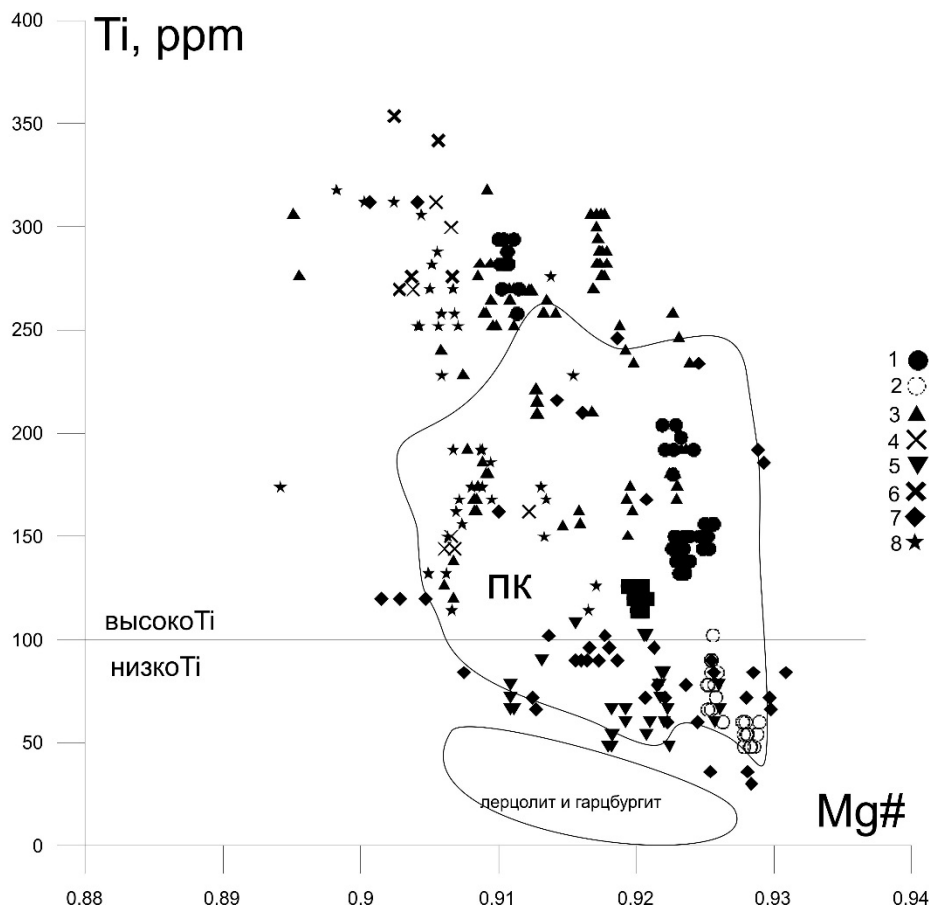


Рисунок 1. Диаграмма соотношений магнезиальности и содержания Ti (ppm) в оливинах трубки им. Ломоносова и Кепинского поля.

1-2: Ol I из кимберлитов трубки им. Ломоносова; 1 – высоко-Ti, 2 – низко-Ti; 3-8. Оливины из кимберлитов Кепинского поля. 3-6 - Ol I; 3-ядра высоко-Ti, 4 – каймы высоко-Ti оливинов, 5 – ядра низко-Ti, 6 – каймы низко-Ti оливинов; 7-8 Ol II, 7 – ядра, 8 – внешние зоны. Очерчены поля составов оливинов из мантийных перидотитов (внизу) и метасоматизированных оливинов деформированного перидотита ААП (верхнее поле) (по данным Сазонова и др., 2015).

Основная часть зерен Ol I из обеих трубок попадает в высокотитанистое поле (64% всех проанализированных зерен). Содержание Ti (ppm) в низко-Ti оливинах из кимберлитов трубки им. Ломоносова меняется от 48 до 102, а в высоко-Ti от 114 до 294. Для ядер Ol I Кепинского поля эти значения - от 48 до 90 и от 102 до 318 ppm, соответственно для низко-Ti и высоко-Ti оливинов. В тонких краевых каймах высоко-Ti оливинов Ol I Кепинского поля содержания Ti колеблется от 144 до 312 ppm, а для кайм низко-Ti Ol I - от 270 до 354 ppm. Таким образом тонкие каймы как низко-Ti и высоко-Ti Ol I показывают весьма высокие содержания Ti.

Ядра Ol II, которые были изучены в кимберлитах Кепинского поля, в основном являются низко-Ti (68% всех исследованных зерен). Содержание Ti в ядрах низко-Ti Ol II меняется от 27 до 96 ppm, а в ядрах высоко-Ti от 102 и до 659 ppm. Все краевые части Ol II кимберлитов Кепинского поля являются высоко-Ti – с содержанием Ti от 114 до 318 ppm.

Mg# низко-Ti Ol I из кимберлитов трубки им. Ломоносова колеблется от 92.5 до 92.9. Эти оливины характеризуются концентрациями Ni - 2656–2876 ppm, Ca - 121-200 ppm, Cr - 103 – 188 ppm.

Mg# высоко-Ti Ol I из кимберлитов трубки им. Ломоносова колеблется от 91.0 до 92.6. Для них характерны концентрации Ni в 2656–3150 ppm, Ca - 92-386 ppm, Cr - 72 – 154 ppm.

Mg# низко-Ti Ol I из кимберлитов Кепинского поля колеблется от 91.08 до 92.61. Они характеризуются концентрациями Ni от 3024 ppm, Ca 227 ppm, Cr 127 ppm.

Mg# высоко-Ti Ol I из кимберлитов Кепинского поля колеблется от 89.5 до 92.4. Среднее содержание Ni составляет 2883 ppm, Ca 165 ppm, а Cr 176 ppm.

Ядра Ol II из кимберлитов Кепинского поля имеют Mg# от 90.1 до 93.1, содержание Ca составляет 362 ppm, Ni от 3024, а Cr – 362 ppm, соответственно.

Mg# краевых частей Ol II из кимберлитов Кепинского поля изменяется от 89.4 до 91.7. Среднее содержание Ca 299 ppm, Ni 2975 ppm, а содержание Cr 168 ppm.

Приведенные выше данные о микроэлементном составе Ol-I, ядер Ol II указывают на гетерогенность этих популяций. Соотношение таких элементов как Ti, Ca и Cr (рис. 2) позволяет разделить оливины из кимберлитов на несколько групп на диаграмме Ti-Cr-Ca. Сравнение этих соотношений с оливинами известной природы, как из кимберлитов и ксенолитов Архангельской алмазонасной провинции (Сазонова и др., 2015), так и трубки Удачная, по данным (Sobolev et al., 2009), дает возможность сделать предположения об их генезисе.

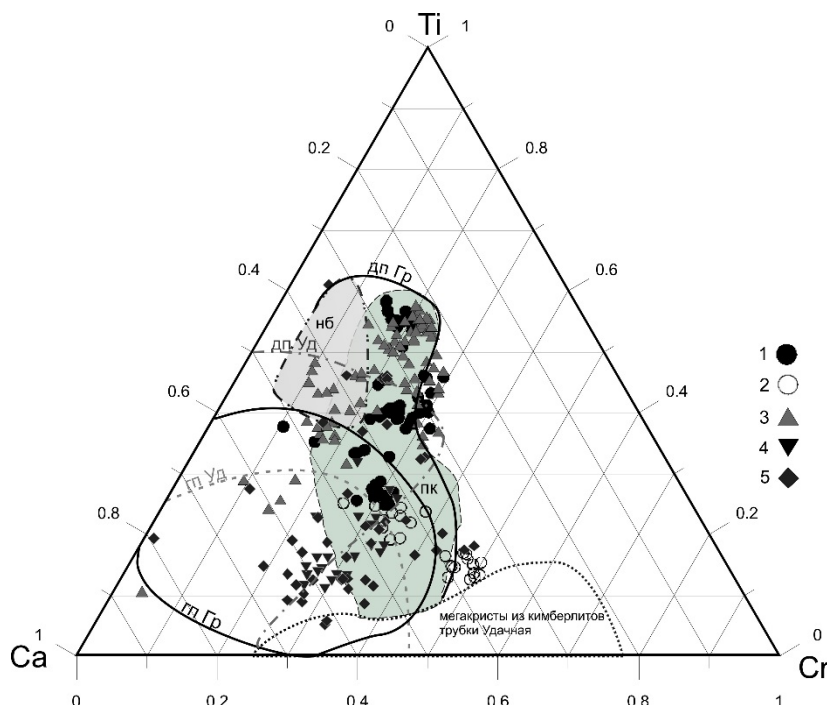


Рисунок 2. Оливины из кимберлитов трубки им. Ломоносова и Кепинского поля (ААП) на диаграмме Ca–Ti–Cr (ppm).

1-2: Ol I из кимберлитов трубки им. Ломоносова: 1 – высоко-Ti, 2 – низко-Ti; 3-4: Ol I из кимберлитов Кепинского поля: 3 – высоко-Ti, 4 – низко-Ti, 5 – ядра Ol II из кимберлитов Кепинского поля. Показаны поля составов оливинов: гп ГР – гранатовых перидотитов из трубки им. В. Гриба, гп Уд – гранатовых перидотитов из трубки Удачная, дп ГР – деформированного перидотита из трубки им. В. Гриба (пк – порфирикласты, нб – необласты), дп Уд – деформированных перидотитов из трубки Удачная и поле мегахристов из кимберлитов трубки Удачная. Поля составов оливинов из трубки Удачная показаны по (Sobolev et al., 2009), поля составов оливинов из трубок ААП показаны по (Сазонова и др., 2015).

Практически все оливины трубки им. Ломоносова и большая часть ядер Ol I Кепинского поля попадают в поле составов оливинов из деформированных перидотитов трубки им. В. Гриба, для которых характерны высокие концентрации Ti при пониженных относительных содержаниях Cr и Ca. Показано, что эти перидотиты подвергались интенсивному воздействию метасоматических агентов, содержащих наряду с Ti, воду (Сазонова и др., 2015). В этом же поле оказывается весьма небольшое число ядер Ol II

Кепинского поля. Несомненно эти оливины формировались/испытывали воздействие водных флюидов в процессе метасоматоза.

Большая часть ядер оливина Ol II и очень небольшая доля ядер Ol I Кепинского поля попадают в область составов гранатовых перидотитов, которые в виде мантийных ксенолитов присутствуют в кимберлитах. Таким образом, на данном этапе исследования мы можем считать их ксеногенными, возникшими за счет перидотитовых ксенолитов.

Можно предположить, что высоко-Ti краевые зоны Ol II и каймы вокруг Ol I возникали на стадии поздней кристаллизации эволюционировавшего кимберлитового расплава, обогащенного Ti.

1. Каргин А.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О. и др. Мезо протерозойские оранжеиты (кимберлиты II) западной Карелии: минералогические, геохимические и NdSr изотопно-геохимические особенности // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 171–207.
2. Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В., Борисовский С.Е., Третьяченко В.В., Абазова З.М., Грибань Ю.Г. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция, Россия): типы, состав, происхождение. Петрология № 3. 2015 С. 251–284
3. Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита. Геология и геофизика. Т.56. №1-2. 2015. С.337–360
4. Arndt N.T., Guitreau M., Boullier A.M. et al. Olivine and the origin of kimberlite // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 573–602.
5. Beard A.D., Downes H., Hegner E. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130. P. 288–303.
6. Kamenetsky V., Kamenetsky M., Sobolev A. et al. olivine in the Udachnaya–East Kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 823– 839.
7. Mitchell R.H. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology. New York: Plenum Press, 1986. 442.
8. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316 № 5823. P. 412–417.
9. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A. et al. Petro genetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // Lithos. 2009. V. 112S. P. 701–713.
10. Skinner E.M.W., Contrasting Group I and Group II kimberlite petrology: towards a genetic model for kimberlites // Eds. Ross J. et al. Proc. 4th Int. Kimberlite. Conf., Perth. 1989. P. 528–544.
11. Skinner E.M., Clement C.R. Mineralogical classification of southern African kimberlites // Eds. Boyd F.R., Meyer H.O.A. Proc. 2th Int. Kimberlite. Conf., Washington D.C. AGU. 1979. P. 129–139.

Расплавные включения в цирконе из Ястребецкого и Азовского редкоземельных месторождений Украинского щита

Левашова Е.В.¹, Толмачева Е.В.¹

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, katerina232k@yandex.ru

Ястребецкое и Азовское месторождения Украинского щита являются уникальными объектами по запасам и концентрации редкоземельных элементов, иттрия и циркония. Среднее содержание REE в породах Ястребецкого месторождения составляет 0.03-0.36 %, Zr – 0.10-0.30 %, однако в некоторых рудных разновидностях его количество существенно больше (Кривдик, 2002). Среднее содержание REE в породах Азовского месторождения находится в диапазоне 0.04-0.20 %, содержание Zr составляет 0.10-0.60 % (Шеремет и др., 2012). Уникальность этих месторождений также заключается в простом минеральном составе руд, как правило, – это циркон, бритоцит, бастнезит, алланит (Кривдик, 2002). Месторождения связаны со щелочными безнефелиновыми сиенитами, которые рассматриваются как продукты кристаллизационной дифференциации (Кривдик, Ткачук, 1990, Шеремет и др., 2012). Однако вопрос об источнике рудных металлов является до сих пор дискуссионным.

В результате предыдущих исследований были получены данные о характере распределения редких и редкоземельных элементов в составе циркона, морфологии и строения минерала, составе минеральных включений в нем и данные изотопного датирования циркона (Петров и др., 2014, Левашова и др., 2015, Левашова, 2015).

В настоящей работе представлены данные об исследовании расплавных включений в цирконе, которое позволяет судить о механизме образования минерала, а именно, о наличии одной или нескольких стадий в процессе формирования, о степени воздействия окружающей среды на минерал, тем самым, позволяя проследить последовательность стадий, и дает возможность сделать предположения об условиях кристаллизации циркона. Исследование расплавных включений осуществлялось на микроскопе Leica в ИГГД РАН.

При изучении циркона Азовского и Ястребецкого месторождений под микроскопом была выявлена гетерогенность минерала, выраженная как в отдельном зерне, так и во всей подборке зерен. В большинстве зерен выделяются несколько зон, обусловленные наличием различных стадий в процессе формирования циркона. Так, большинство зерен имеет ядро и кайму (рис. 1а, рис. 2а), иногда кайма зональная (рис. 2а.), но ядра присутствуют не во всех зернах и характер ядер у каждого зерна в пределах одного месторождения разный, что говорит о несколько различных условиях их формирования.

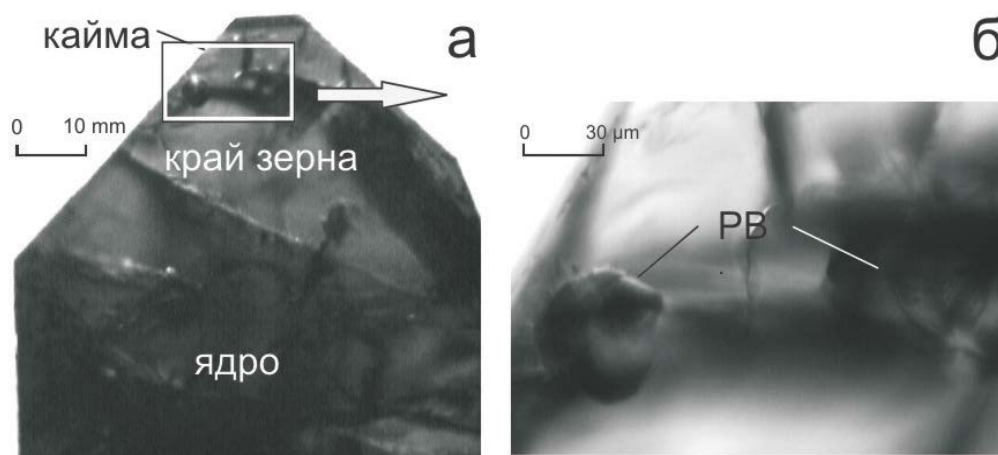


Рисунок 1. Циркон из Азовского месторождения и расплавные включения в нем. РВ – расплавное включение.

В цирконе Азовского месторождения можно выделить (рис. 1а): темного цвета ядро; краевую зону, которая характеризуется более светлым оттенком цвета, причем, чем дальше от

ядра, тем она светлее, что говорит об ином составе расплава, но об унаследованности от ядра темной окраски и, соответственно, геохимического состава, что подтверждается данными SIMS (Левашова, 2015); а также очень светлую кайму. Ядра циркона сильно деформированы, изменены и имеют изъеденные границы с краевой зоной, возникшие, вероятно, в результате резкого повышения температуры окружающей среды. Возможно, источником для ядер был не сиенитовый расплав, за счет которого кристаллизовалась краевая область. Изъеденные границы характерны и для контакта краевой зоны с каймой, кайма является областью регенерации кристалла, вероятно, на данном этапе возросло влияние на кристаллизацию остаточного флюида. На границе краевой зоны и каймы наблюдаются расплавные включения (рис. 1а, б) размером 40-50 мкм, округлой каплевидной формы, некоторые включения взорванные, некоторые частично раскристаллизовались. Наличие данных включений на границе двух зон говорит о неразрывности во времени этих двух стадий, что также подтверждается исследованием U-Pb датирования (Левашова, 2015).

В цирконе из Ястребецкого месторождения в концентрически зональной кайме, содержащей аномально количество REE (до 36000 ppm), Y (до 80000 ppm) и неформульных элементов – Ca (до 12800 ppm), Nb (до 10300 ppm), Sr (до 880 ppm), Ba (до 270 ppm), имеются относительно ровные границы, а контакт ядра с каймой отражает период временного прерывания кристаллизации (рис. 2а.). В данной кайме вдоль зон роста циркона располагаются расплавные включения, захваченные в процессе быстрого роста кристалла. Иногда они имеют форму, напоминающую кристаллы циркона размером 15 мкм (рис. 2б). Кроме того, отмечается наличие измененной каймы темного цвета, прерывистой небольшой мощности (рис. 2в). Ядро циркона также претерпело сильные изменения флюидом, который поступал по многочисленным трещинам, в данной зоне циркона обнаружены газовые и расплавные включения. Расплавные включения в ядре, в отличие от включений в кайме, вторичны, т.к. не были захвачены в процессе роста, они поступали в ядро только по трещинам (рис. 2г), по которым также привносились газы. Все это свидетельствует о том, что циркон на определенном этапе своего существования находился в высоко флюидонасыщенной среде.

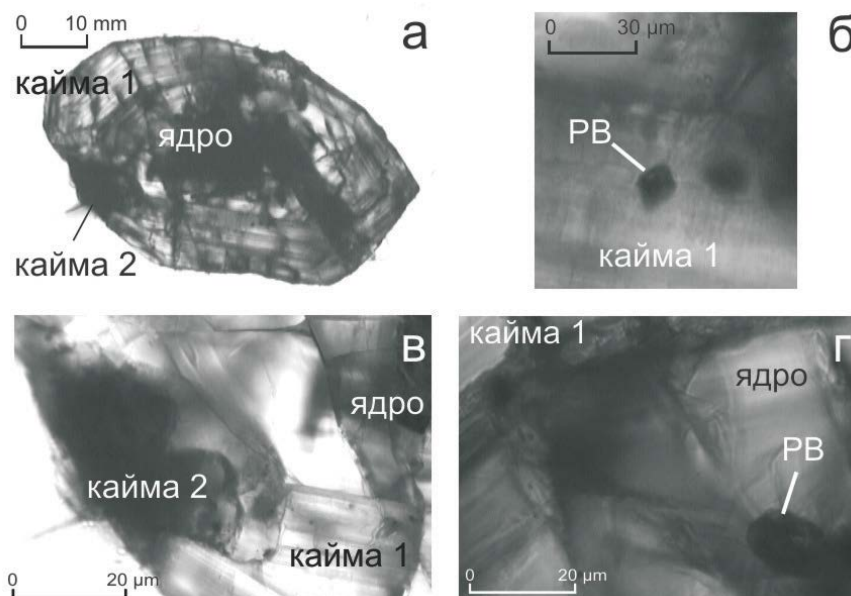


Рисунок 2. Циркон из Ястребецкого месторождения и расплавные включения в нем. РВ – расплавное включение.

Наличие расплавных включений в каймах циркона, аномальных по содержанию редких и редкоземельных элементов, подтверждает их магматический генезис, а наличие измененных зон и флюидных включений дает основание сделать вывод, что редкие металлы сконцентрировались в результате воздействия остаточного магматического (мантийного?) флюида, обогащенного редкоземельными элементами и иттрием.

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

1. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1990. 408 с.
2. Кривдик С.Г. Редкометальные сиениты Украинского щита // Геохимия. 2002. № 7. С. 707-716.
3. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Кривдик С.Г., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Новые данные о геохимии циркона и возрасте (U-Pb, SHRIMP II) Ястребецкого Zr-REE-Y месторождения (украинский щит) // Геохимия. 2015. № 6. С. 568-576.
4. Левашова Е.В. Геохимия и локальное U-Pb датирование циркона Азовского редкоземельного месторождения (Украинский щит) // Материалы IV международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П.Карпинского. Спб. 2015. С. 452-456.
5. Петров Д.А., Васильев Е.А., Жерлыгин А.Г., Левашова Е.В., Скублов С.Г. Изучение внутреннего строения кристалла циркона методами рентгеновской томографии и спектроскопии КР // Материалы Федоровской сессии 2014. СПб. 2014. С. 52-54.
6. Шеремет Е.М., Мельников В.С., Стрекозов С.Н. и др. Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, проблемы эксплуатации). Донецк: «Ноулидж». 2012. 374 с.

Структурно-вещественные типы золотого оруденения месторождения Подгольное (Центрально-Алданский рудный район)

Леонтьев В.И.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, leontyev@spmi.ru

Месторождение Подгольное принадлежит Джекондинскому рудному узлу Центрально-Алданского рудного района и расположено в восточной части Верхне-Якутского прогиба вблизи зоны сочленения этой структуры с Эльконским горстом. Оно находится на юго-восточном склоне г. Шаман и приурочено к Шаманской структуре центрального типа. В геологическом строении месторождения принимают участие образования двух структурных ярусов (рис. 1). Нижний ярус – кристаллический фундамент – представлен архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами, слагающими разномасштабные реликты в поле протерозойских гранитоидов. Верхний ярус – осадочный чехол – сложен доломитами вендского возраста, со стратиграфическим несогласием залегающими на породах фундамента. Описанные выше комплексы прорваны мезозойскими интрузивными образованиями, представленными дайками и силлами сиенит-порфиров и минетт. Наиболее крупным является штокообразное тело гольца Шаман, сложенное щелочноземельными сиенитами Лебединского комплекса.

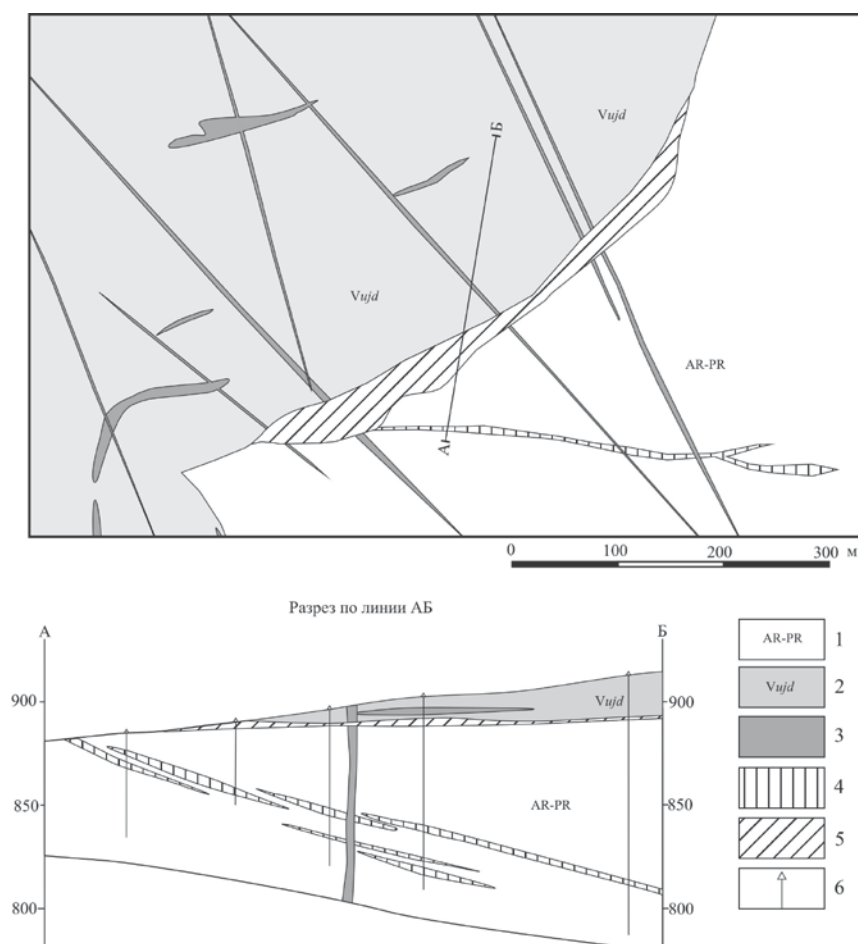


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта месторождения Подгольное.

1 – архей-протерозойские кристаллосланцы, гнейсы, гранито-гнейсы и граниты кристаллического фундамента; 2 – вендские доломиты платформенного чехла; 3 – юрско-меловые дайки и силы минетт и сиенит-порфиров; 4 – пирит-флюорит-адуляровые метасоматиты; 5 – пирит (лимонит)-карбонатальцовые метасоматиты; 6 – разведочные скважины.

По минеральному составу и особенностям локализации в пределах золоторудного месторождения Подголецкое выделяется два типа оруденения: первый представлен залежами и жилами пирит-флюорит-адюляровых метасоматитов в породах кристаллического фундамента, второй – залежами пирит (лимонит)-карбонат-тальковых метасоматитов в породах платформенного чехла и генетически связанными с ними сульфидными жилами и оруденелыми дайками.

Рудные тела первого типа приурочены к кулисно-построенной системе разрывов субширотного простирания и пологого (10-15°) падения. Углы падения меняются в различных частях зоны и у отдельных её ветвей, отражая волнистые перегибы плоскости сместителя. Также выделяются маломощные крутопадающие рудные зоны аналогичного состава, связанные с оперяющими разломами субширотного и северо-западного простирания. Пострудная тектоника не вызвала существенных смещений фрагментов рудных тел относительно друг друга, однако сплошность рудной зоны нарушается дайками сиенит-порфиров и минетт мощностью в первые метры. По простиранию рудное тело имеет протяжённость порядка 800 метров и более 500 метров по падению. Оно ограничено с запада и востока радиальными разломами Шаманской кольцевой структуры. С юга-востока рудное тело срезано эрозией, а на юго-западе перекрыто породами осадочного чехла, вмещающими рудные тела второго типа. На север рудное тело не оконтурено. Средняя мощность рудной зоны 2,5 м с раздувами до 10-15 метров.

Руды представлены фиолетово-серыми метасоматитами массивной, брекчиевой и пористой текстуры, состоящими из новообразованных карбоната, серицита, пирита, флюорита, ортоклаза и реликтов кристаллических пород фундамента. В краевых частях зон метасоматические изменения проявлены осветлением темноцветных минералов гранитов, гранитогнейсов и кристаллосланцев. Мощность осветлённых участков до первых метров. Амфибол и биотит замещаются агрегатом флогопита и доломита, в кристаллосланцах происходит замещение плагиоклаза альбитом и далее серицитом и карбонатом (кальцит, доломит, сидерит), в гранитах альбит замещается серицитом и карбонатом. При дальнейшем развитии процесса происходит замещение серицита, карбонатов, флогопита и кварца продуктивным метасоматическим пирит-флюорит-адюляровым парагенезисом с акцессорным метасоматическим апатитом. Для метасоматитов, развивающихся по гранитам, характерно переотложение кремнезёма на финальных стадиях процесса в виде тонких кварцевых прожилков. Охарактеризованные метасоматиты могут быть отнесены к гумбеитовой формации, достаточно широко проявленной в Центрально-Алданском районе. Благоприятная минерализация представлена, преимущественно, теллуридами золота и серебра, близкими по составу к петциту и монтбраиту, реже встречается теллуризмутит. Они представлены тонкими (до 4 мкм) каплевидными включениями в пирите, иногда выполняют интерстиции и трещины и имеют в таком случае вытянутые формы и размеры до 15 мкм.

Рудные тела, представленные пирит (лимонит)-карбонат-тальковыми золотоносными метасоматитами, локализованы в доломитах усть-юдомской свиты венда на их контакте с породами фундамента. Тела располагаются горизонтально, по слоистости карбонатных пород, по контактам пластовых интрузий и даек или по поверхности кристаллического фундамента. Залежи представлены плоскими, горизонтально расположенными телами с ровными, слегка волнообразными поверхностями верхнего и нижнего контактов. Контакты чаще всего резко ограничивают залежи от почти неизменённых доломитов. Часто в местах раздувов залежи встречаются глыбы неизменённого доломита округлой формы. В краевых частях залежи выклиниваются, реже расщепляются на ряд параллельных ответвлений. Контакты мезозойских даек, являющиеся рудоподводящими элементами, иногда сопровождаются в лежачем боку маломощными зонами пирит (лимонит)-карбонат-тальковых метасоматитов. Почти всегда места пересечения рудных тел и даек сопровождаются «затёками» руды по восстанию дайки. Сами дайки, чаще всего, несут вкрапленное сульфидное оруденение, но золотоносны только в зоне пересечения ими контакта карбонатных пород чехла с

алюмосиликатными породами фундамента. Оруденение по дайкам прослеживается на 10-15 метров выше и около 5 метров ниже межформационного контакта. В целом мощность залежи колеблется в интервале от 0,5 до 12,0 м.

Руды интенсивно окислены и сложены дресвяно-глинистым материалом рыжего, темно-коричневого цвета с редкими обломками неокисленных метасоматитов. Количество сульфидов в первичных рудах достигало 50%. Минеральный состав рудоносных метасоматитов данного типа изучался рентгенофазовым анализом и представлен гётитом, тальком, карбонатом (анкерит, доломит), в меньшей степени кварцем, смектитом, хлоритом и серпентином. Незначительная примесь обломочного материала песчаной размерности (0,1-0,5 мм), изученная в шлиховых пробах, представлена кварцем, полевым шпатом, флюоритом, эпидотом, диопсидом, гётитом, гидрогётитом, магнетитом. Из руд данного типа была выделена и изучена самородное золото в количестве 601 знака. Золото большей своей частью тонкое, средний размер 0,08 мм. Основной объём описанного золота (59%) представлено сростками ксеноморфных мелких частиц с неровной мелкоячеистой поверхностью и ответвлениями, между которыми заключены зёрна и обломки сульфидов (гидрооксидов) железа. Отмечаются прожилково-плёночные выделения, связанные с выполнением трещинных полостей (13%). Дендриты (11%), как правило, представлены плоскими одноствольными формами с хорошо выраженным центральным стволом и немногочисленными боковыми ветвями. Встречены также кристаллы золота (7%) с неотчётливо проявленными кристаллическими формами. Прочие выделения (10%) представлены каркасными и друзовидными сростками, брусковидными и проволоковидными выделениями. Пробность золота варьирует в пределах 956-999 ‰ (среднее 978 ‰, n = 94).

К наиболее поздним рудным образованием относится пологая сульфидная жила кварц-пирит-халькопиритового состава, выявленная в процессе разработки месторождения. Кварц-пиритовые руды имеют массивную текстуру и на 95% сложены пиритом. Он образует разномасштабные агрегаты кубических кристаллов и интенсивно катаклазирован. В кварц-пирит-халькопиритовых разностях халькопирит составляет 90% и замещает пирит, представленный небольшими реликтовыми скоплениями разномасштабных интенсивно-катаклазированных агрегатов. В шлихе из окисленной части жилы были выделены малахит, кварц, азурит, пирит, халькопирит, арсенопирит, гидрогётит, магнетит. Из пробы было выделено 34 золотины. Золото может быть охарактеризовано как весьма мелкое, до тонкого, средний размер 0,13 мм. Основная часть золотинок (79%) представлена мелкоячеистыми выделениями с включениями зёрен и обломков кварца и сульфидов (гидрооксидов) железа. Отмечено небольшое количество каркасных сростков (9%) и проволочных выделений (12 %). Пробность золота ниже, чем у золота основной залежи, и изменяется в пределах 753-865 ‰ (среднее 812 ‰, n = 34). Жила пересекает пирит (лимонит)-карбонат-тальковые метасоматиты и породы кристаллического фундамента. Она отличается небольшой протяженностью по простиранию и падению, и повышенными по отношению к основной залежи содержаниями золота.

Рудная минерализация на месторождении Подгольное сформировалась в 2 этапа. В первый этап в связи со становлением многофазного массива щелочноземельных сиенитов лебединского комплекса формировались золото-теллуридные пирит-флюорит-адюляровые метасоматиты, локализованные в породах архейского кристаллического фундамента. Во второй этап формировались рудные залежи, метасоматически развивающиеся по карбонатным породам осадочного чехла, в области их контакта с кристаллическим фундаментом. В формировании оруденения второго этапа можно выделить две стадии: в первую стадию формировались пирит-карбонат-тальковые золотоносные метасоматиты локализованные в виде залежей в низах толщи карбонатных пород; вторая стадия на месторождении проявилась в виде сульфидной жилы наложенной на метасоматиты первой стадии и породы кристаллического фундамента. По положению в стратиграфическом разрезе, сочетанию рудоконтролирующих факторов, характеру залегания и особенностям минерального состава рудных тел оруденение второго этапа отнесено к «лебединскому» геолого-промышленному

типу. Оруденение первого этапа ни по минеральному составу, ни по структурной позиции не соответствует ранее выделенным в районе типам золоторудной минерализации и представляет собой новый для Центрально-Алданского рудного района самостоятельный геолого-генетический тип.

Элементы-примеси в кварце из гидротермальных и пегматитовых жил

Марфин А.Е.¹, Борозновская Н.Н.¹, Коноваленко С.И.¹, Корнева А.П.¹

¹Томский государственный университет, г.Томск, marfin1309@gmail.com

За последнее время накоплен большой фактический материал по составу примесей в кварце различного генезиса. Обоснована зависимость примесного состава элементов от условий образования кварца (Ляхович, 1972, 1991, Новгородова, 1984). В то же время, качественный и количественный состав примесей может служить поисковым индикатором на конкретный тип полезного ископаемого. Однако в большинстве случаев при изучении химического состава кварца возникают трудности технического характера (Крылова, 2007), которые обуславливают комплексное использование методов его исследования. По этой причине в работе, наряду с данными, полученными при помощи ICP-MS, используется информация о люминесцентных свойствах минерала. Авторами были исследованы мономинеральные фракции кварца из пегматитовых и гидротермальных жил. Кварц пегматитовых жил изучался на примере редкометалльных пегматитов Южного Тянь-Шаня, связанных с каравшинским адамелит-лейкогранитовым комплексом герцинского возраста. Монофракции кварца отобраны из альбит-лепидолитовых и альбитизированных микроклиновых жил с мусковитом. Образцы гидротермального кварца взяты из месторождений Приполярного и Южного Урала. Кварцевые жилы приурочены к разновозрастным породам в пределах Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий. Большинство их имеет простой, фактически мономинеральный состав (Кузнецов, 2011). По данным ICP-MS анализа изучаемый кварц содержит широкий спектр элементов примесей. В таблице 1 представлены данные по элементам-примесям для кварца из месторождений Кундравинское, Уфалейское и Неройское (участки Нестер-Шор и Додо), а так же из пегматитовых жил.

Как видно из приведенных результатов кварц пегматитов более обогащен примесями по сравнению с гидротермальным.

Самые высокие концентрации их, за редкими исключениями, присущи высокотемпературному кварцу ранних мусковитсодержащих микроклиновых пегматитов (Th, U, Nb, Zr, Hf, Ti, тяжёлые лантаноиды). В кварце поздних, альбит-лепидолитовых жил содержания указанных элементов падают за исключением Cs и Rb, которые отражают ярко выраженную редкометалльную специализацию поздних типов пегматитов пояса и накапливаются в ходе процесса кристаллизационной дифференциации. Обогащение пегматитового кварца относительно гидротермального Th, U, Zr, Hf, Nb, Cs и Rb несомненно связано с большей ролью данных элементов в пегматитовом процессе и их можно рассматривать как типоморфные. Однако форма вхождения примесей в кварцевую матрицу остаётся дискуссионной. По всей видимости, концентрации крупноионных литофильных элементов, таких как Rb и Cs, а также высоkozарядных (U, Th, Zr, Hf, Nb) и редкоземельных контролируются составом минералообразующей среды и определяются рассеянием их в пустотах каркаса структуры и решетках микровключений посторонних минеральных фаз. В гидротермальном кварце наибольшие концентрации дают Ti, Ba и Sr. Они являются типоморфными для этого минерала хрусталеносных жил Уральской провинции.

На спайдер-диаграмме концентрации примесных элементов нормированы к кларку верхней континентальной коры (Светова, 2012). Как видно из положения максимумов и минимумов концентрации элементов-примесей позволяют уверенно различать разные генетические типы кварца (рис. 1).

Таблица 1. Результаты ICP-MS анализа кварца

Элементы примеси	Номера проб					
	1	2	3	4	5	6
Cs	0,007	0,004	0,009	0,020	41,506	29,410
Rb	0,046	0,005	0,556	0,028	112,324	59,895
Ba	4,481	3,059	10,799	0,960	3,815	1,344
Th	0,020	0,000	0,004	н.п.п	0,031	0,076
U	0,011	0,002	0,004	н.п.п	0,040	0,647
Nb	0,150	0,010	0,005	0,003	1,860	3,570
La	0,180	0,021	0,081	0,013	0,087	0,199
Ce	0,366	0,032	0,136	0,030	0,125	0,463
Pr	0,038	0,003	0,014	0,001	0,015	0,048
Sr	1,882	1,188	2,919	1,098	0,368	1,801
Nd	0,144	0,016	0,047	0,011	0,129	0,257
Zr	0,222	0,150	0,257	н.п.п.	1,505	4,206
Hf	0,001	н.п.п	н.п.п	н.п.п	0,030	0,138
Sm	0,028	0,002	0,007	н.п.п	0,005	0,052
Eu	0,006	н.п.п	0,003	н.п.п	0,007	0,014
Ti	5,485	1,818	10,335	1,834	3,957	77,108
Gd	0,026	0,002	0,007	н.п.п	0,010	0,061
Tb	0,003	н.п.п	0,001	н.п.п	0,001	0,010
Dy	0,022	0,002	0,008	н.п.п	0,011	0,069
Ho	0,005	0,000	0,001	н.п.п	0,002	0,013
Y	0,130	0,021	0,048	0,008	0,088	0,490
Er	0,012	0,002	0,005	н.п.п	0,010	0,040
Tm	0,002	н.п.п	н.п.п	н.п.п	0,001	0,006
Yb	0,010	0,002	0,004	н.п.п	0,013	0,049
Lu	0,002	н.п.п	н.п.п	н.п.п	0,001	0,006
Al	454,597	784,179	1138,13	316,07	-	-
Li	1,295	0,579	0,443	0,788	-	-
Ge	н.п.п	0,004	н.п.п	0,001	-	-

Примечание: 1 – 4 горный хрусталь гидротермальных месторождений Урала: 1 – Кундравинское; 2 – Нестер-Шор; 3 – Уфалейское; 4 – Додо; 5 – 6 серый кварц пегматитов Туркестанского пояса Южного Тянь-Шаня: 5 – альбит-лепидолитовый пегматит Кырк-Булакского поля; 6 – альбитизированный микроклиновый пегматит Каравшинского поля

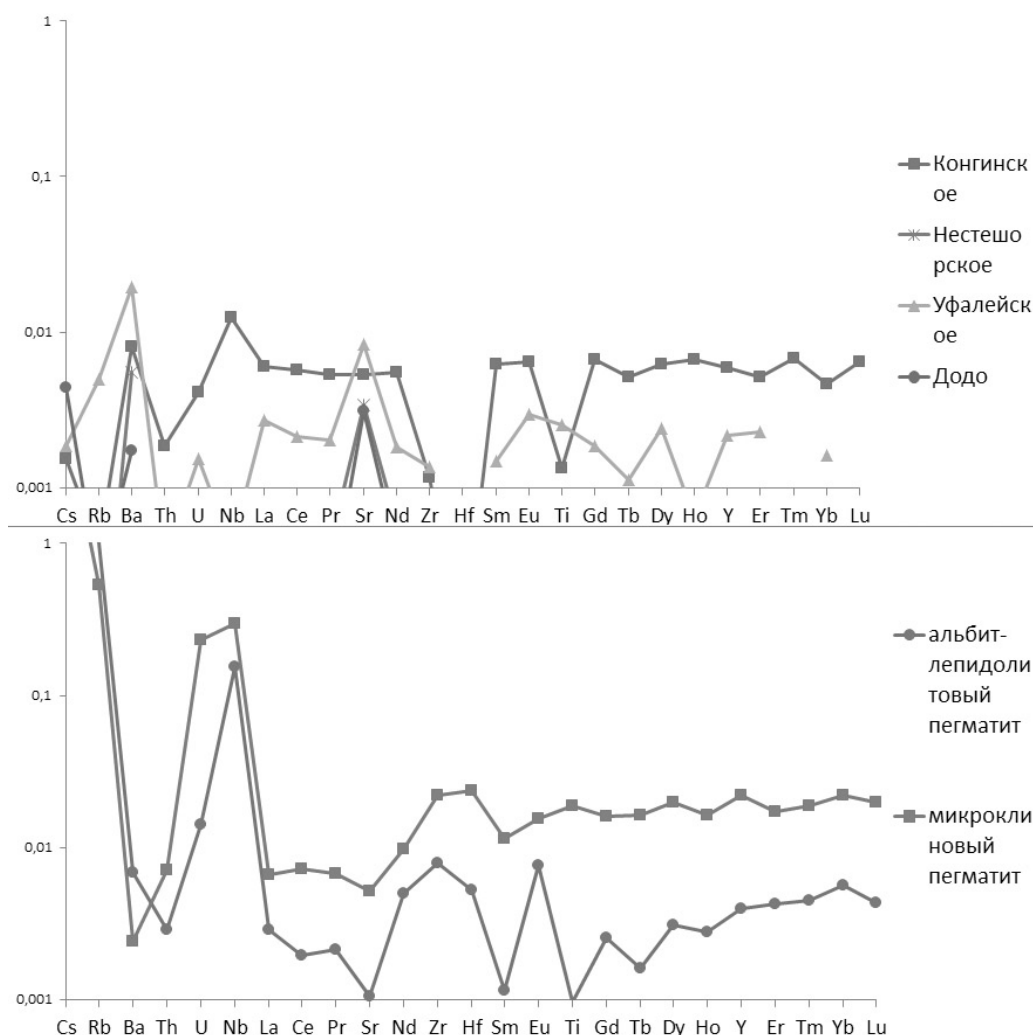


Рисунок 1. Нормированные к верхней континентальной коре концентрации элементов-примесей в гидротермальном и пегматитовом кварце.

Для исследуемых образцов кварца получены спектры рентгенолюминесценции (РЛ) в оптическом диапазоне длин волн (200–800 нм) с использованием установки с компьютерным управлением, собранной на базе монохроматора МДР-12 и фотоэлектронного умножителя ФЭУ-100. Источником возбуждения люминесценции служила рентгеновская трубка БСВ-2 от аппарата УРС-55 с Мо-анодом. Исследование люминесцентных характеристик кварца проводилось по методике, предложенной ранее (Корнева, 2014). На рис. 2 представлены спектры РЛ кварца после предварительного прокаливании. Для Уфимского кварца характерна интенсивная полоса люминесценции с максимальным излучением в спектральном диапазоне 360–380 нм. Эта полоса значительно шире другой полосы в этом же диапазоне длин волн, установленной для кундравинского кварца (рис. 2).

Уширение полосы и незначительный ее сдвиг в уфимском кварце в коротковолновую область коррелирует с повышением содержания Al в этом кварце. Данный факт изменения спектрального состава излучения в области 360–390 нм свидетельствует об участии нескольких центров свечения в указанном диапазоне (в том числе с участием Al).

Интенсивное смещение светосуммы в коротковолновую область (270–330 нм) в образцах кварца Нестер-Шор и Додо коррелируют с появлением Ge в этих образцах.

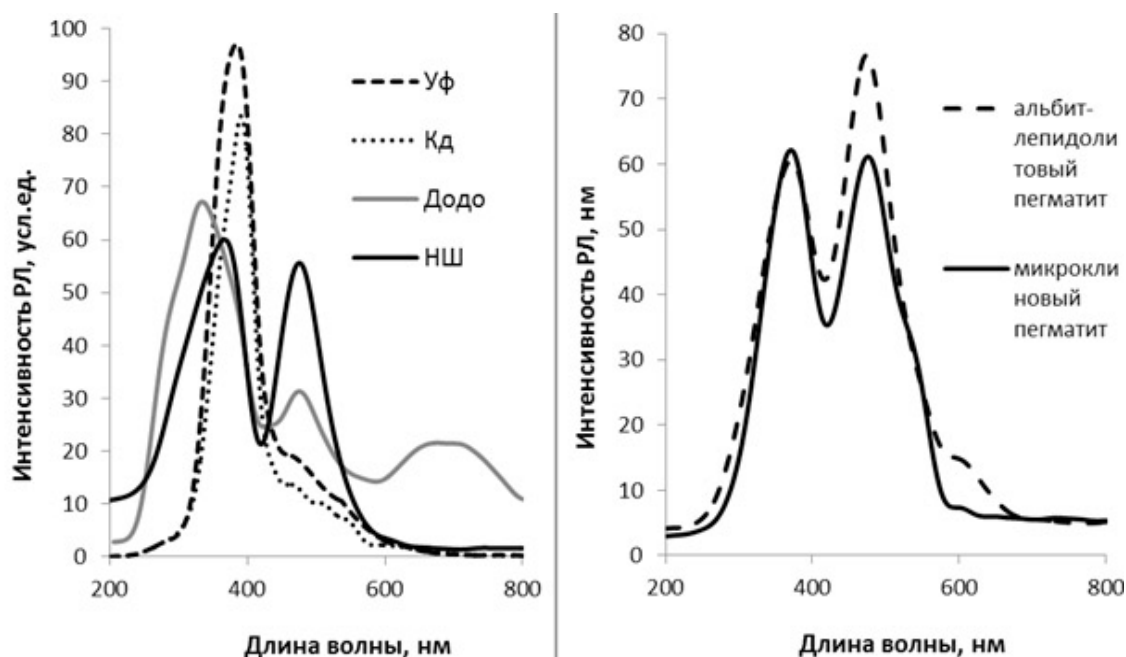


Рисунок 2. Рентгенолюминесценция гидротермального и пегматитового кварца.

Примечание: месторождения; Уф- Уфалейское, Кд- Кундравинское, Додо, НШ –Нестер-Шор

Полоса РЛ с максимумом на 470 нм, связываемая с Al/Li центрами, проявляет зависимость от совместного присутствия в пробе Li, Al, Ge. По преимущественному высвечиванию Al/Li центров выделяется лепидолитовая жила, что можно считать поисковым признаком подобного типа месторождений

Таким образом, по данным люминесцентного анализа можно дать качественную оценку примесного состава кварца в дополнение к данным ICP-MS анализа. Комплексный подход позволит обосновать зависимость примесного состава элементов от условий образования, сформулировать типоморфные признаки и выявить поисковые критерии на определенный тип полезных ископаемых.

Работа выполнена на оборудовании Центра коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета. Исследования проведены при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, проект №.2282.

1. Крылова Г.И. Вопросы надежности идентификации форм и количественных содержаний элементов-примесей в природных кварцах // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья. 2007. С. 104-128.
2. Корнева А. П., Векленко В. А., Борозновская Н. Н. Роль прокаливания и повторной рентгенизации при люминесцентном исследовании кварцевого сырья // XVIII Международное совещание по кристаллохимии, рентгенографии и спектроскопии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 74 – 75.
3. Кузнецов С.К. Особенности качества жильного кварца Уральских месторождений // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2011. №4(8). С. 65-72
4. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов М.: Недра. 1972. 200 с.
5. Ляхович Т. Т. Геохимические особенности кварца гранитоидов корового и мантийного происхождения // Геохимия. 1991. № 2. С. 288–291.
6. Новгородова М. И. Геохимия элементов примесей в золотоносном кварце // Геохимия. 1984. № 3. С. 370–383.
7. Светова Е.Н., Светов С.А., Данилевская Л.А. Редкие и редкоземельные элементы в кварце как индикаторы условий минералообразования // Труды Карельского науч. центра РАН. 2012. №3. С. 137-144.

Расчетная модель напряженно-деформированного состояния массива месторождения Антей (ЮВ Забайкалье)

Минаев В.А.¹, Петров В.А.¹, Полуэктов В.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, minaev2403@mail.ru

Месторождение Антей локализовано в гранитоидном основании Стрельцовой кальдеры (ЮВ Забайкалье) и представлено штокверково-жильными крутопадающими рудными телами, приуроченными к ветвям Центральной зоны разломов меридионального простираения с широкой (до нескольких десятков метров) зоной динамического влияния (Лаверов и др., 2008). Добыча урана на месторождении ведется подземным способом. Основными рудовмещающими структурами являются крутопадающие разломы 160, 160г, 161 и 13.

Исследования проводились на горизонтах 9 - 14 месторождения, которые расположены на глубинах от ~550 до 850 м от поверхности соответственно. На каждом из горизонтов были отобраны коллекции ориентированных в пространстве образцов вмещающих пород: гранитоидов, калишпатитов-альбититов и гидрослюдизитов.

При моделировании напряженно-деформированного состояния (НДС) массивов горных пород особенности их внутреннего строения неизбежно схематизируются. В инженерно-геологической практике наиболее распространена модель, в которой изучаемая среда рассматривается однородной и изотропной. Такое допущение мало соответствует действительности, но позволяет использовать для решения поставленной задачи простые расчетные схемы и способы модельных построений. Реальные массивы горных пород, как правило, неоднородны и анизотропны по деформационным и прочностным свойствам. Это обусловлено особенностями их минерального состава, строением каркаса разрывно-трещинных структур, степенью обводненности и другими факторами.

Определение параметров современного поля напряжений в различных точках Земного шара (Zoback, 1992; Fuchs, Müller, 2001 и др.) показало, что величины горизонтальных тектонических напряжений (Т) составляют 10 - 40 МПа.

Для массива пород месторождения Антей расчеты НДС проведены для варианта величин горизонтальных напряжений 10, 15, 20, 25 МПа. Это было сделано в целях исключения возможных ошибок в определении величин действующего тектонического напряжения. Вариант 15 МПа, в целом, соответствует величинам главных нормальных напряжений, установленным инструментальными измерениями на удалении от Байкальской рифтовой зоны (Reinecker et al., 2005).

Исходя из данных по среднему механизму и ориентировке осей главных напряжений сжатия и растяжения в районе г. Краснокаменска, расчеты значений главных нормальных напряжений проведены для сдвигового стресс-режима ($\sigma_H = \sigma_1 > \sigma_v = \sigma_2 > \sigma_h = \sigma_3$, где σ_H , σ_h , σ_v – основные и второстепенные горизонтальные и вертикальные напряжения в массиве (МПа), а σ_1 , σ_2 , σ_3 – главные нормальные (максимальные, промежуточные и минимальные) напряжения (МПа)). Расчеты проведены по формулам, представленным в (Моделирование..., 2003). С учетом этого для аналитического решения задачи об общих закономерностях современного НДС массива принимались следующие граничные условия:

- толща пород подвергается региональному субгоризонтальному сжатию и рассматривается как однородный (нетрещиноватый) изотропный упруго деформируемый массив с горизонтальной поверхностью;
- тектонический режим сдвиговый $\sigma_H = \sigma_1 > \sigma_v = \sigma_2 > \sigma_h = \sigma_3$;
- поле напряжений, обусловленное тектоническими силами, однородно для всего разреза, а величины горизонтальных напряжений, вызванных тектоническими силами, устанавливаются как $T = 15$ МПа (также построены дополнительные модели для величин $T = 10, 20$ и 25 МПа);

• плотность пород (средняя) $\rho = 2.7 \text{ г/см}^3$, коэффициент Пуассона (средний) $\mu = 0.25$, коэффициент бокового распора $\xi = \mu / (1-\mu) = 0.33$ (1),

• поровое флюидное давление $P_f=0$;
• величины касательных напряжений в объеме деформируемых пород принимаются $\tau_c = [(\sigma_1 - \sigma_3)/2] \sin 2\varphi \sim 5.62 \pm 0.02 \text{ МПа}$ (2),

• где $(\sigma_1 - \sigma_3)$ – дифференциальное напряжение (МПа), φ угол внутреннего трения (угол между осями эффективных нормальных и главных нормальных напряжений, принят как 45°).

Напряжения рассчитаны следующим образом:

$$\sigma_v = \rho gh$$

$$\sigma_H = \xi gh + T$$

$$\sigma_h = \xi gh + \mu T$$

где σ_v , σ_H , σ_h – напряжения вертикальные, главные и второстепенные горизонтальные соответственно, ρ – плотность пород (кг/м^3), g – ускорение свободного падения ($\text{м}^2/\text{с}$), h – расстояние от поверхности (м), T – величина действующего тектонического напряжения (МПа), ξ – коэффициент бокового распора (безразмерный), μ – коэффициент Пуассона (безразмерный).

В нашей модели, когда стресс-режим сдвиговый и $T=15 \text{ МПа}$, с наибольшей скоростью нарастает величина вертикальных напряжений (σ_v). С глубиной значения вертикальных и главных горизонтальных (σ_H) напряжений становятся все более близкими. В результате этого на гипсометрическом уровне гор. 13 и ниже происходит переход от режима сдвига к режиму сброса $\sigma_v > \sigma_H > \sigma_h$. Иными словами, сдвиговый режим горизонтального диагонального к плоскостям разломов (160, 160г, 161 и 13) сжатия на уровне гор. 13 и ниже сменяется геодинамическим режимом растяжения, при котором вдоль плоскостей разломов могут происходить сбросовые перемещения.

Очевидно, что характер деформационного поведения пород и кинематические характеристики разрывов зависят от величины тангенциальных напряжений. В наших расчетах, проведенных по (Jaeger, Cook, 1979), величины касательных напряжений (τ_c) принимались $\sim 5.62 \pm 0.02 \text{ МПа}$. Обычно предполагается, что уровень тангенциальных напряжений и, следовательно, вероятность развития сдвиговых перемещений в разрывно-трещинных системах с глубиной уменьшается. Это обусловлено увеличивающейся литостатической нагрузкой. Однако теоретические закономерности нередко не согласуются с реальной геологической ситуацией, когда с глубиной предрасположенность разрывов или отдельных их сегментов к сдвиговым дислокациям возрастает. Такие условия возникают, главным образом, из-за переориентировки (виргации) плоскостей сместителей и изменения угла их встречи с осью главных сжимающих усилий ($\sigma_1 = \sigma_H$ при сдвиговом тектоническом режиме). На глубоких горизонтах месторождения (гор. 12 и ниже) в условиях правостороннего сдвига и при ориентировке оси σ_H под углом от 50 до 80° к линии меридиана (Петров и др., 2009, 2015) наиболее предрасположены к сдвиговым дислокациям сегменты разломов (160 и 13) и крупные трещины ВСВ-ЗЮЗ и ВЮВ-ЗСЗ направлений.

Таким образом, результаты аналитического решения задачи об общих закономерностях современного напряженно-деформированного состояния геологической среды месторождения Антей сводятся к следующему: в условиях регионального субгоризонтального сжатия в разрезе толщи гранитов на гипсометрическом уровне гор. 13 и ниже наблюдается смена сдвигового тектонического режима на сбросовый, в результате чего вероятность сбросо-сдвиговых перемещений вдоль плоскостей основных разломов (160 и 13) возрастает.

Следует отметить, что приведенные авторами результаты расчетов НДС массива месторождения Антей не являются единственными в своем роде. Такие данные содержатся, в частности, в работе (Рассказов и др., 2014). Сравнение полученных значений главных нормальных напряжений, действующих в массиве пород месторождения Антей, приведено на рисунке 1.

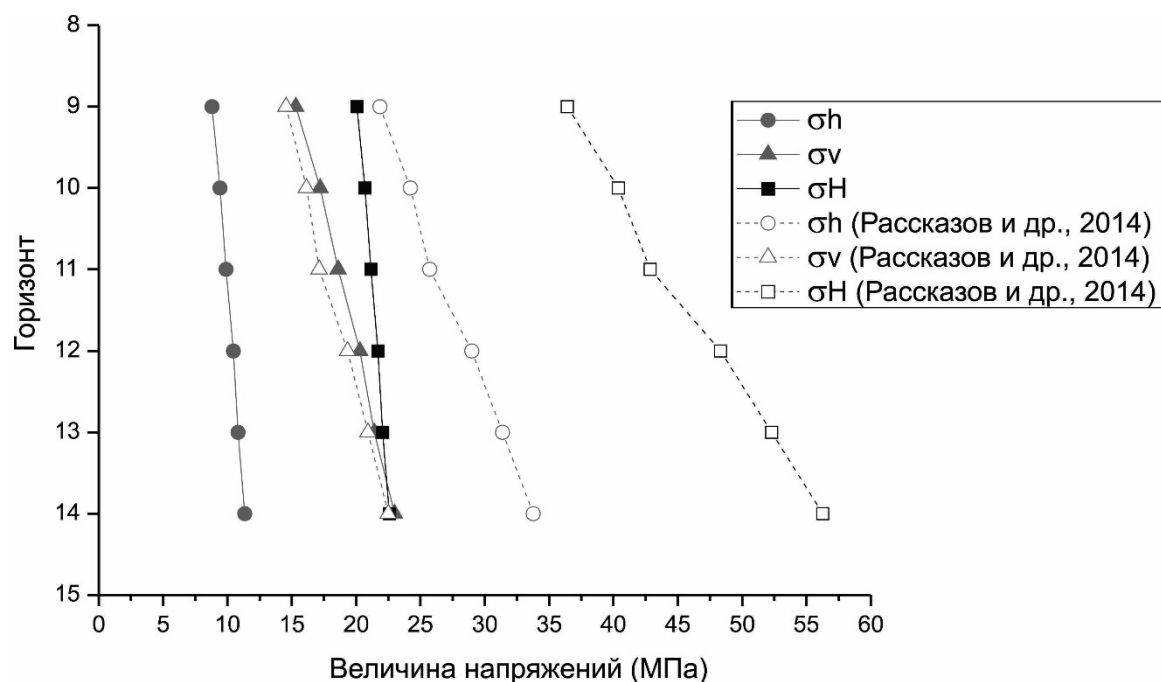


Рисунок 1. Сравнение расчетных значений главных нормальных напряжений в массиве пород месторождения Антей.

И.Ю. Рассказов и соавторы зафиксировали на месторождении Антей зависимость $\sigma_H = 2,5\sigma_v$, $\sigma_h = 1,5\sigma_v$. Причем $\sigma_v = \gamma H$, где γ – вес пород (кг/м^3), H – глубина от поверхности (м) (Рассказов и др., 2014). Как видно на сравнительном графике, расчетные модели различаются. Если значения σ_v имеют близкие значения (что не удивительно, поскольку эти значения соответствуют литостатической нагрузке), то остальные напряжения сильно расходятся по величинам. Мы полагаем, что модель, предлагаемая авторами доклада, более точно отображает условия массива месторождения Антей, т.к. в ней учтены коэффициент бокового распора (ξ) и коэффициент Пуассона (μ). К тому же значения максимальных горизонтальных напряжений в модели И.Ю. Рассказова и соавторов превышают установленные для Земли пределы в 40 МПа (Zoback, 1992; Fuchs, Müller, 2001).

Эти выводы требуют инструментального подтверждения. Однако вероятность изменения геодинамического режима с глубиной высока, что показывают измерения в подземных исследовательских лабораториях, расположенных в гранитных массивах (Ask et al., 2001).

Указанием на смену деформационного режима от сдвигового (сжатие) к сбросовому (растяжение) являются опубликованные ранее (Минаев и др., 2014) материалы по вариациям петрофизических параметров пород месторождения Антей с глубиной.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГЕМ РАН по теме «Развитие интегрированной системы для пространственно-временного моделирования рудных объектов и рудобразующих процессов на основе ГИС технологий».

1. Бурмистров А.А., Старостин В.И., Дергачев А.Л., Петров В.А. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МАКС Пресс, 2009. 408 с.
2. Лаверов Н.П., Петров В.А., Полуэктов В.В. и др. Урановое месторождение Антей – природный аналог хранилища ОЯТ и подземная геодинамическая лаборатория в гранитах // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 387-413.
3. Минаев В.А. Упругие параметры гранитоидов U-Мо месторождения Антей и их связь с условиями рудолокализации. Международный молодежный научный форум Ломоносов. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2014. DVD.
4. Моделирование полей напряжений в инженерно-геологических массивах / Под ред. Э.В. Калинина. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2003. 262 с.
5. Петров В.А. Полуэктов В.В. Насимов Р.М. и др. Природные и техногенные изменения напряженно-деформированного состояния пород на урановом месторождении в гранитах // Физика Земли. 2009. № 11. С. 86-95.

6. Петров В.А., Ребецкий Ю.Л., Полуэктов В.В., Бурмистров А.А. Тектонофизика гидротермального рудообразования: пример молибден-уранового месторождения Антей, Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 327-350.
7. Рассказов И.Ю., Саксин Б.Г., Петров В.А., Шевченко Б.Ф., Усиков В.И., Гильманова Г.З. Современное напряженно-деформированное состояние верхних уровней земной коры Амурской литосферной плиты // Физика Земли. 2014. №3. С. 104-113.
8. Fuchs K., Müller B. World stress map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications // Naturwissenschaften. 2001. N 88. P. 357–371.
9. Jaeger J.C., Cook N.G.W. Fundamentals of rock mechanics. Chapman-Hall. 1979. 593 p.
10. Reinecker J., Heidbach O., Tingay M. et al. The 2005 release of the World Stress Map (размещено на www.world-stress-map.org).
11. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // J. Geophys. Res. 1992. N 97. P. 11703–11728.

Перспективы выявления коренного хромит-платинового оруденения в породах Каменушинского зонального клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал)

Минибаев А.М.¹, Степанов С.Ю.^{1,2}

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Платиноносный пояс Урала представляет собой цепь зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, вытянутую с Юга на Север на протяжении 920 км (Naldredt, 2010). В ходе эрозии пород, слагающих массивы, сформировались особо крупные и богатые россыпи платины. Наиболее значительные из них: Исовско-Туринская, Нижнетагильская, Нясьминская и др. Вклад россыпей в мировую добычу платины к 1916 году составлял 95% (Мосин, 2002). Начиная с 1885 года отрабатывается Нясьминский россыпной платиновый узел (Высоцкий, 1913). Его источником является Каменушенский концентрически-зональный клинопироксенит-дунитовый массив. По сравнению с другими зональными массивами Платиноносного пояса Каменушинский массив слабо изучен и по настоящий момент для него не ясны масштабы проявления коренной платиноидной минерализации.

В течение двух полевых сезонов 2014 и 2015 годов были организованы полевые работы в пределах Каменушинского массива с целью уточнения его геологического строения и выявления коренных хромит-платиновых рудных зон. В ходе полевых работ были пройдены геологические маршруты покрывающие дунитовое ядро массива, отобраны штучные образцы и крупнообъемные пробы пород и элювиально-делювиальных отложений (весом 50-70 кг) для извлечения минералов платиновой группы. Породы и руды были изучены методами оптической и электронной микроскопии. Для получения данных о составах минералов использовался рентгеноспектральный микроанализ.

Каменушинский клинопироксенит-дунитовый массив относится к Павдинскому плутоническому комплексу (Иванов, 1997), слагая его юго-западную часть. Массив прорывает вулканиты нижнего силура на западе и окаймляется габброидами с востока, севера и юга. Ультраосновные породы, прорваны дайковыми телами различного состава (от основных до кислых). Дунитовое ядро размерами 2,5×3,8 км (6,5 км²) характеризуется меридиональной формой, сложными границами и зональным строением. Мелкозернистые дуниты слагают большую северную часть ядра и периферическую зону южной части шириной до 500-800 м. Среднезернистые дуниты образуют поле размерами 1,5×2,2 км, огибающие так называемый Хромитовый увал – седловину между г. Соколиной, находящейся в южной части массива, и г. Вересовой – в северной. Поля крупно- и грубозернистых дунитов по площади не превосходящие км² были выявлены на западном склоне Хромитового увала недалеко от его вершины, а также в верховьях ручья Большая Каменушка.

За более чем 100-летнюю историю исследования зональных клинопироксенит-дунитовых комплексов Урала для коренных пород было выделено значительное количество типов платиноидного оруденения (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Лазаренков и др., 1992; Золотов, 2001; Naldredt, 2010). Наиболее промышленно важными являются следующие типы: пироксенитовый, дунитовый и хромит-платиновый. Среди них всесторонне изучен хромит-платиновый тип. Эталонным объектом для исследования хромит-платиновых рудных зон является Нижнетагильский массив. Для этого массива были выявлены пространственные, минералогические и геохимические характеристики хромит-платиновых рудных зон (Иванов, 1997; Столяров, 2002; Пушкарёв и др., 2007). Однако другие клинопироксенит-дунитовые комплексы Среднего Урала, входящие в Платиноносный пояс, слабо изучены на предмет обнаружения коренного хромит-платинового оруденения. Наряду с уже известными хромит-платиновыми рудными зонами, описанными в пределах Хромитового увала (Телегин и др., 2009), в данной работе приводится описание платиносодержащих массивных и прожилково-

вкрапленных хромититов, вскрытых в плотике россыпи в верховьях р. Большой Каменушки (рис. 1.).

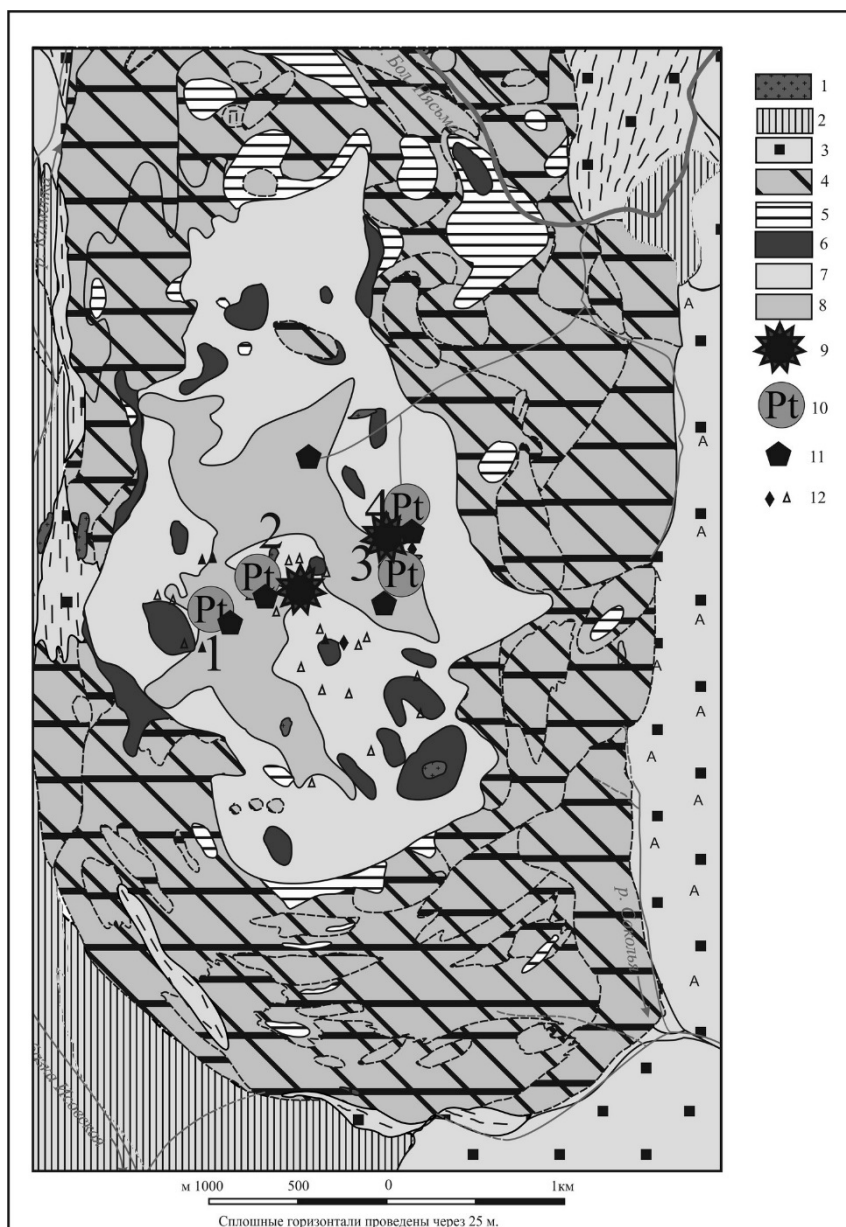


Рисунок 1. Схема геологического строения Каменушинского клинопироксенит-дунитового массива.

Условные обозначения: 1 – плагиограниты, 2 – вулканы Выйской свиты и развитые по ним амфиболиты и плагиоклаз-амфиболовые породы, 3 – габбро, 4 – клинопироксениты, 5 – верлиты, 6 – тонкозернистые дуниты, 7 – мелкозернистые дуниты, 8 – среднезернистые дуниты, 9 – точки обнаружения грубозернистых дунитов, 10 – точки отбора образцов коренной платины, 11 – точки обнаружения хромититов, 12 – точки обнаружения хромитов по (Иванов, 1997).

Итак, по результатам рекогносцировочных маршрутов намечается закономерность, выражающаяся в приуроченности хромит-платиновых рудных зон Каменушенского массива к контактам тел грубозернистых дунитов со среднезернистыми дунитами. Аналогичный геологический контроль хромит-платинового оруденения установлен для Нижнетагильского (Иванов, 1997; Столяров, 2002; Пушкарёв и др., 2007) и Вересовоборского (Малич и др., 2015) массивов. К контактам полей, сложенных отличающимися по зернистости дунитами, пространственно тяготеют хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского массива (Степанов, 2014) на Урале и Кондёрского массива (Столяров, 2002) в Хабаровском крае. Необходимо отметить, что хромит-платиновые рудные зоны, расположенные по контурам тел грубозернистых и крупнозернистых дунитов обладают высоким промышленным

потенциалом. К примеру, в период с 1922 по 1951 гг на Нижнетагильском массиве из хромитовых сегрегаций было добыто 1232–1286 кг платины (Маханов, 1951; Южаков и др., 2006; Пилюгин, 2014). Также выявлена связь между особо крупными выделениями железо-платиновых минералов (в виде самородков весом до 9 кг) с клинопироксенит-дунитовыми массива, содержащими тела грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов. Учитывая отсутствие крупных самородков в россыпях системы реки Нясьма и незначительный эрозионный срез Каменушинского массива есть основания предполагать обнаружение в коренных породах этого массива весьма богатых платиной хромит-платиновых рудных тел.

При опробовании прожилково-вкрапленных и массивных хромититов Каменушинского массива для них было определено среднее содержание Pt 1,5 г/т. Для изучения платиновой минерализации из хромититов были изготовлены полированные шлифы. В результате исследований среди железо-платиновых сплавов выявлено преобладание минерала по стехиометрии близкого к Pt_3Fe (рис 2.в). Зёрна этого минерала имеют средний размер 120–150 мкм и обычно хорошо огранены. В качестве включений в Fe-Pt минералах диагностированы зёрна осмистого иридия и иридистого осмия, наряду с ними обнаруживаются редкие индивиды минерала промежуточного состава из ряда эрликманит-лаурит. Из вторичных минералов по первичным железо-платиновым сплавам в хромититах Хромитового увала установлен туламинит, а в хромититах из верховий р. Большой Каменушки преобладает тетраферроплатина (рис. 2.б). Развитие псевдоморфоз тетраферроплатины и туламинита происходит на стадии серпентинизации дунитов. При том в серпентиновой матрице нередко встречаются мелкие зёрна пентландита (рис. 2.а и 2.г).

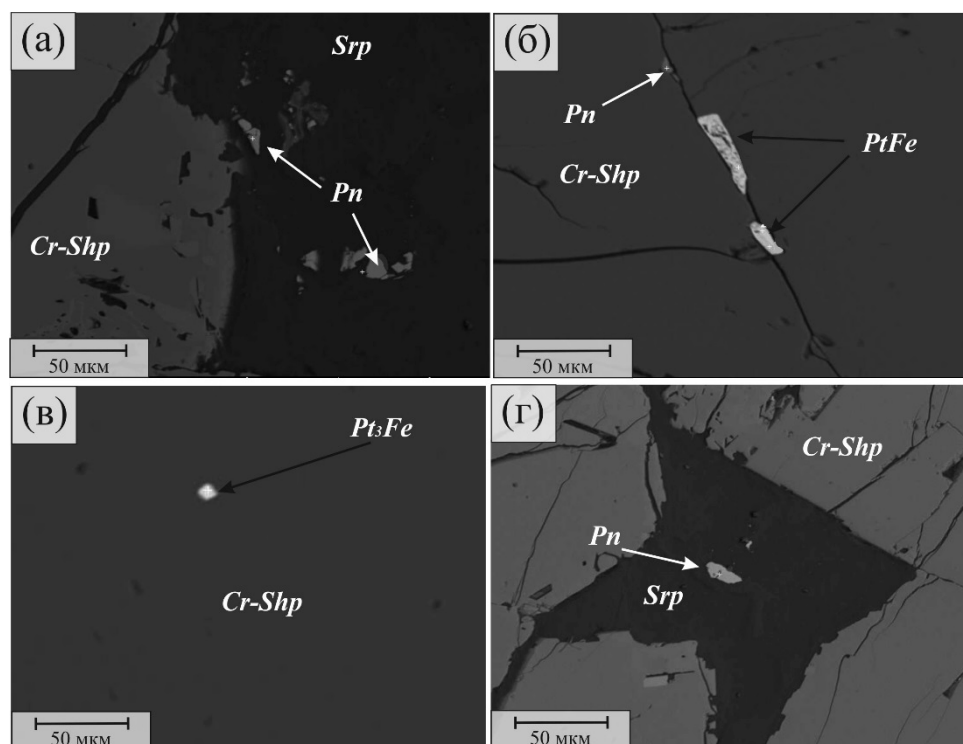


Рисунок 2. Минералы хромититов Каменушинского массива.

Условные обозначения: Cr-Shp - хромшпинелид, Srp – серпентинит, Pn - пентландит, Pt_3Fe - минерал по стехеометрии близкий к изоферроплатине, PtFe - тетраферроплатина.

Учитывая преобладание среди железо-платиновых сплавов минерала по стехиометрии близкого к Pt_3Fe , а также присутствие в виде включений в нём сульфидов тугоплавких платиноидов, следует полагать, что в хромититах Каменушинского интрузива может быть выявлено оруденение, аналогичное описанному в породах Светлоборского интрузива (Степанов, 2014; Малич и др. 2015). Также положение хромит-платиновых рудных зон на контактах полей грубозернистых и крупнозернистых дунитов со среднезернистыми дунитами

позволяет рассчитывать на выявление рудных зон аналогичных уже известным, залегающим в дунитах Нижнетагильского и Вересовоборского массивов. Однако ограниченное количество данных по минералогии, геохимии и геологическому строению Каменушинского массива имеющихся в настоящее время не позволяют сделать фактически подтверждённых выводов и работы по исследованию хромит-платинового оруденения проявленного в дунитовом ядре этого массива требуют продолжения.

1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Москва: Издательство академии наук СССР. 1935. 148 с.
2. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Нижнетагильского и Исовского районов на Урале. Тр. Геол. Комитета. вып. 62. 1913. с. 696.
3. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета. 1928. 56 с.
4. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция». 2001. 199 с.
5. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд. Уральского университета. 1997. 488 с.
6. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра. 1992. 217 с.
7. Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов среднего Урала (Россия) // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы XII Съезда Российского минералогического общества 2015. СПб.: ООО «Издательство ЛЕМА». 2015. С. 119-121.
8. Маханов С.А. Отчет «Геолого-промышленная оценка месторождения коренной платины дунитового массива горы Соловьевой в пределах разведанной площади». 1951.
9. Мосин К.И. История добычи платины на Урале. Нижняя Тура: Нижнетурунская типография. 2002. 246 с.
10. Пилюгин А.Г. Геохимия и платиноносность хромититов Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Средний Урал: автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук: 25.00.09. Санкт-Петербург. 2014. 20 с.
11. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарины Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.
12. Степанов С.Ю. Особенности платинового оруденения ультраосновных интрузивов Урало-Аляскинского типа на примере массивов Платинового пояса Урала. // Материалы Четвертой Российской молодежной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». Москва. ИГЕМ РАН. 2014. С. 269-272.
13. Столяров С.А. Петрофизическая зональность центральной части Кондёрского и Нижнетагильского массивов и особенности минерализации платиноидов // Материалы Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов Геологи XXI века. Саратов: СО ЕАГО. 2002. С. 120-123.
14. Южаков И.Г., Жиганов А.А., Маегов В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XXIV (Нижний Тагил): Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. СПб. 2006.
15. Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Berlin Heidelberg New York. Springer. 2004. 727 p.

Особенности геологического строения Ергенинского Ti-Zr потенциального россыпного района

Овчинникова М.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, mary.oo.viktorovna@gmail.com

Россия обладает крупными балансовыми запасами диоксида титана – 563,5 млн т, занимая четвертое место в мире после Украины, Китая и Австралии. Весьма значительны и его прогнозные ресурсы. В то же время добыча металла в стране осуществляется только попутно в незначительных количествах. Будучи третьим продуцентом титановой продукции в мире, Россия производит ее в основном из импортного сырья.

Титановые месторождения равномерно распределены по территории страны; они не выявлены лишь в относительно малоизученных северных и северо-восточных регионах. Подавляющая часть российских запасов диоксида титана находится в коренных месторождениях, и лишь малая в нелигитированных россыпях. Добыча титанового сырья ведется в России только попутно на комплексных месторождениях (по информации минерально-аналитического центра «Минерал»).

В результате работ, проведенных в 1959-1964 гг. Центральной поисково-разведочной партией ГРТ № 1 под руководством Л.Н. Казаринова, на Ставропольской возвышенности был открыт Ставропольский титан-циркониевый россыпной бассейн с участками Бешпирское, Грачевское, Камбулатское, Тугулукский, Ташлинский, Петровский, Рогатая Балка, Сухая Буйвола, Гофицкий, Высоцкий.

Отложения приурочены к прибрежно-морской фации среднего и верхнего сарматских подъярусов миоцена и состоят из кварцевых и полевошпат-кварцевых песков, часто косослоистых, с гравием.

Схожим минералогическим составом обладает титан-циркониевый Ергенинский потенциальный россыпной район, который находится к северо-востоку от ставропольского россыпного бассейна. Первые общие геолого-геоморфологические описания Предкавказья, Ергенинской возвышенности и Прикаспийской низменности относятся ко второй половине XIX века и связаны с именами известных геологов (Барбот де Марни, Мушкетов И. В., Богачев В. В., Димо Н. А. и Келлер Б. А., Каменский В. М., Архангельский А. Д., Голынец Ф. Ф., Гатуев С. А., Петрокович Ю.А., Рейнгард А.Л. и др.), благодаря работам которых, появились первые геологические карты Предкавказья, Ергенинской возвышенности и Прикаспийской низменности.

Начало систематических исследований связано с организацией Геологического комитета (1901-1917 гг.) и территориальных геологических управлений (1918-1945 гг.), организовавших геолого-съемочные и геологоразведочные работы. Планомерные геологические исследования, включая и характеризующую площадь, начались лишь в конце 40-х – начале 50-х годов.

В административном отношении площадь, в основном, охватывает территорию Калмыкии и частично Ростовскую и Волгоградскую области.

Ергенинский россыпной район являет собой огромную площадь, примерно 22 000 кв. км. Внушительные размеры для территорий такого типа являются обычными. С точки зрения тектоники, она занимает зону сочленения Восточно-Европейской платформы и кряжа Карпинского. Частично район принадлежит Прикаспийской синеклизе Восточно-Европейской эпикарельской платформы (ВЕП) с древним кристаллическим основанием и рифей-кайнозойским осадочным чехлом.

Стратифицированные образования района охватывают возрастной интервал от карбона до голоцена включительно. Они слагают осадочный чехол Восточно-Европейской платформы. На юго-западе, во фронтальной части аллохтона кряжа Карпинского, стратифицированные каменноугольные образования слагают складчатый фундамент, перекрытый

мезокайнозойским осадочным чехлом. Большая часть геологического разреза, за исключением среднемиocen-четвертичной части и редко (в эрозионных окнах) олигоценовой, находится в погребенном состоянии (по материалам отчета по «ГДП-200 листа L-38-III (Ергенинской площади) В.Г. Коломенская, Н.И. Пруцкий, Н.Л. Энна, 2013).

На огромной территории Ергенинского потенциального россыпного района выделяются несколько участков с содержаниями, рентабельными для отработки: Садовое, Кировское, Обильненское, Кегультинское и Балковское. На сегодняшний день наиболее перспективными для изучения являются участки Садовый и Обильненский.

В региональном плане на миоцен-плейстоценовом уровне район исследований представлен Ергенинским блоком, охватывающим зону сочленения Восточно-Европейской платформы и кряжа Карпинского. В структуре кровли доергенинской поверхности выделяется серия поднятий, прогибов и соединяющих их ступеней (террас).

Геоморфологические структуры являются отражением неотектонических процессов и связанных с ними неотектонических структур, что необходимо для анализа условий образования и позднейших преобразований в строении титан-циркониевых россыпных объектов этого района.

Район исследований располагается в пределах Ергенинской возвышенности и примыкающей к ней с востока Прикаспийской низменности. Граница между ними выражена в рельефе абразионным уступом субмеридионального простирания высотой 20-50 м.

Формирование рельефа территории обусловлено взаимодействием процессов тектонических, денудационных и аккумулятивных. Рельеф Ергенинской возвышенности начал формироваться на фоне общего устойчивого воздымания вала Карпинского, начавшегося в позднем миоцене и периодически возобновлявшегося в четвертичное время (В.Г. Коломенская и др., 2013 г.). В это же время определились основные черты современного рельефа, существенное влияние на который оказали неотектонические движения.

Существует две гипотезы о том, откуда шел снос рудных песков. Согласно первой первоначально снос рудного материала шел из разрушающихся кристаллических пород южной части Восточно-Европейской платформы (ЮВ-ная часть Украинского щита): щелочные гранитоиды, габбро, гнейсы, сланцы. Так, в южном Призовье известны промышленные коры выветривания с ильменитом и цирконом на Октябрьском и др. массивах щелочных гранитоидов. Но по мере удаления от коренных источников сноса могли перемываться промежуточные коллектора - россыпи ранее отложенные вблизи коренных источников.

Вторая гипотеза связывает формирование этих россыпей за счет эрозии пород кристаллического фундамента Большого Кавказа, что объясняется фактом существования Сарматского палеоморя, находившегося в неогене к северу от него - между Черным и Каспийским морями. Многие исследователи этого региона сходятся во мнении, что такой источник сноса расположен очень далеко от россыпи, но в целом область накопления рудного материала соответствует площади распространения палеоморя (Шафиро Я.Ш., 1955 г).

Отложения этой местности очень обширны, самые древние относятся к карбону, а самые молодые - современные. Продуктивная толща местности относится к позднему миоцену - раннему плиоцену, простирается субмеридионально с юга на север. Россыпь начала образовываться в период (раннего миоцена), когда на площади установился длительный континентальный режим. Эта территория представляла собой сушу, подвергавшуюся процессам эрозии и денудации. К концу миоцена здесь шло формирование мощной речной системы. В миоцен-плиоценовое время продолжающееся воздымание создало предпосылки для подпруживания, выработанной в миоценовое время (мессинском ярусе), долины Ергень-реки, что привело к полному выравниванию рельефа и накоплению толщи рудных песков месторождения титан-циркониевой россыпи.

На территории Ергенинского потенциального россыпного района выделяют 2 продуктивных горизонта:

Нижний продуктивный горизонт установлен преимущественно на всех проявлениях, где он залегает в нижней части ергенинской свиты, часто непосредственно на глинах калмыцкой свиты (донная залежь), имеет мощность от 1,5 до 6,3 м и содержание суммы титан-циркониевых минералов от 12 до 66 кг/м³.

Верхний продуктивный горизонт залегает вблизи кровли ергенинской свиты. Линзы имеют субмеридиональную ориентировку при мощности от 1,5 до 4,3 м и содержании суммы титан-циркониевых минералов от 21 до 50 кг/м³.

Ранее при изучении территории рассматривались пески только с верхнего продуктивного горизонта.

Изначально проводился петрофизический анализ всех имеющихся проб. Прежде чем выбрать основные пробы, каждую из 26 изучалась по нескольким петрофизическим свойствам:

- 1 песков магнитной восприимчивости (**κ , 10^{-5} ед. Си**)
- 2 плотности (**d , г/см³**)
- 3 диэлектрической проницаемости (**ϵ**)
- 4 удельного электрического сопротивления (**ρ , Мом*см**)

Петрофизические исследования 26 проб рудных песков включали измерение магнитной восприимчивости (**κ , 10^{-5} ед. Си**), плотности (**d , г/см³**), диэлектрической проницаемости (**ϵ**) и удельного электрического сопротивления (**ρ , Мом*см**).

Значения **κ** измерены каппаметром ПИМВ1м. Величины **d** установлены методом гидростатического взвешивания проб на электронных весах METTLER PM 480, «Deltarange» с точностью 1 мг (порядок проведения и расчеты приведены в работе [Бурмистров А.А., Старостин В.И. и др., 2009]). Значения **ϵ** и **ρ** рассчитывались по данным замеров электрической емкости (С, ПкФ) и тангенса угла диэлектрических потерь, измеренным прибором RLC АКИП 6102 (с точностью 0,1 ПкФ и 0,001, соответственно). Расчеты производились по стандартным формулам (Петрофизика: Справочник..., 1992).

На основании проведенных измерений была выделена «выборка» из семи проб, с наиболее высокими и низкими значениями по показателям отдельных свойств, которая далее изучалась шлиховым методом.

Сопоставление величин петрофизических параметров данных проб и монофракций этих минералов, выделенных из песков россыпного месторождения Заболотовское (Рязанская обл.) и справочных данных показало, что за исключением магнитной восприимчивости значения свойств либо занижены (**d , ϵ**), либо завышены (**ρ**), причем в разной степени (в основном примерно в полтора раза). Это не позволило использовать их значения для расчетов объемных содержаний минералов в пробах. Мы посчитали, что это произошло из-за плохого контакта между зернами, так как зерна мелкие, и контакты соответственно тоже.

Была составлена система из пяти уравнений, которая помогла нам определить содержания основных минералов россыпей: рутила с лейкоксомом, ильменита, магнетита и циркона. Расчеты проведены по системе следующих уравнений:

$$d(\text{пробы}) = d_1 * V_1 + d_2 * V_2 + d_3 * V_3 + d_4 * V_4 + d_5 * V_5 ;$$

$$\kappa(\text{пробы}) = \kappa_1 * V_1 + \dots + \kappa_5 * V_5 ;$$

$$\epsilon(\text{пробы}) = \epsilon_1 * V_1 + \dots + \epsilon_5 * V_5 ;$$

$$\rho(\text{пробы}) = \rho_1 * V_1 + \dots + \rho_5 * V_5 ;$$

$$1 = V_1 + V_2 + V_3 + V_4 + V_5$$

Итак, основываясь на данных, полученных в ходе первых исследований, мы выбрали 7 проб, с наиболее высокими и низкими показателями по тем или иным данным. По 5 из них, с помощью пакета Maple13 были получены «кажущиеся» значения петрофизических параметров. Эта выборка являлась «обучающей». По оставшимся двум пробам с известными содержаниями проводилось тестирование, которое дало удовлетворительные результаты, что видно из сравнения измеренных и рассчитанных содержаний.

Был проведен шлиховой анализ по пробам «выборки». Каждая из них делилась на 5 фракций: тяжелую магнитную (ТМ), тяжелую парамагнитную (ТП), тяжелую слабо

парамагнитную (ТСП), тяжелую очень слабо парамагнитную (ТОП), тяжелую немагнитную (ТН).

Безусловно, помимо основных пяти, россыпи сложены рядом других минералов, выраженных в районе слабо и не отнесенных к основным россыпеобразующим. В незначительных количествах присутствуют в россыпи анатаз, хромит, золото, киноварь, галенит, сфалерит, халькопирит, церуссит, шеелит, пироп, муассанит. (Н.Л. Энна, 2013) Для данных исследований было решено рассчитать только содержания основных минералов, слагающих пески (рутила, лейкоксена, ильменита, циркона, магнетита).

Результаты решения первой системы дают нам «кажущиеся» значения свойств основных минералов в песках. Затем, имея эти результаты, подставляли их в систему и рассчитывали средние содержания основных минералов в пробах.

В результате проведенных расчетов установлена взаимосвязь между весом фракций и содержаниями минералов. Исследования показали, что минералы имеют выраженную взаимосвязь. В дальнейшем планируется более детальное изучение минеральной ассоциации Ергенинского россыпного района и типоморфных особенностей входящих в ее состав тяжелых минералов, что позволит установить характер первичных россыпеобразующих формаций и основные направления миграции терригенного материала. Скорее всего, это прольет свет и на вопрос источника сноса пород, который пока остается не до конца изученным. На сегодняшний день наиболее вероятной признана теория, что снос пород происходил со стороны Восточно-Европейской платформы с Приазовья, возможно, при разрушении областей украинского щита.

1. Греков И.И. Баранов Г.И. Тектоническая карта – «Геологический атлас Северного Кавказа». М-б 1:1000 000. Объяснительная записка. Ессентуки: ФГУГП «Кавказгеолсъемка». 1999. С. 16-37
2. Коломенская В.Г, Пруцкий Н.И., Энна Н.Л Отчет «ГДП-200 листа L-38-III (Ергенинской площади), составление и подготовка к изданию листа L-38-VIII Госгеолкарты-200(Заветнинская площадь)», .., 2013 г.
3. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм. «Геотектоника». №2. 1999. С. 17-35.
4. Лаврищев В.А. Семенов В.М «Отчет по объекту «Прогнозно-поисковые работы масштаба 1:200 000-1:50 000 на титан-циркониевые россыпи в пределах восточной части Ергенинского потенциального россыпного района». Ессентуки, 2008. СКФ ФБУ «ТФГИ по ЮФО», № 29610.
5. «Справочник по петрофизике» в трех книгах (горные породы и полезные ископаемые) под редакцией доктора геолого-минералогических наук Дортмана Н.Б., М.: Недра. 1992.
6. Рудянов И.Ф. Условия формирования титан-циркониевых россыпей Ставропольского россыпного района // Проблемы геологии и геоэкологии Южно-Российского региона: Сб. науч. Трудов (НПИ). Новочеркасск: НАБЛА. 2001.
7. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Семинский Ж.В «Структуры рудных полей и месторождений», .., Изд-во МГУ. 2002 г.
8. Шафиро Я.Ш. Геологическое строение Северных Ергеней. Отчет о результатах структурного бурения на Аксайской, Сарпинско-Тингутинской и Громославской площадях за 1953-1955 гг. Волгоград. 1956. (ФВО) ФБУ «ТФГИ по ЮФО», № 1831.

Петрологические особенности гранитоидов и связанных с ними метасоматитов Незаметнинского месторождения (Приморский край)

Одариченко Э.Г.¹

¹ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, odarichenkoella@gmail.com

В работе приведены геологические, петролого-минералогические данные по гранитоидам Маревского интрузивного комплекса и связанным с ними метасоматитам в связи с проблемой генезиса благородного корунда, обнаруженного в россыпи Незаметнинского золото-вольфрамового месторождения, которое относится к приоритетным проявлениям камнесамоцветов с наиболее перспективными прогнозными ресурсами в РФ (Ляшенко, 2004; Турашева, 2004).

С геологической позиции Незаметнинское месторождение расположено в пределах Самаркинской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня, сложенной средне-позднеюрскими турбидитами с аллохтонными глыбами известняков верхней перми и пластин кремней и кремнисто-глинистых пород триаса (Ханчук и др., 1995; Ханчук и др., 2002).

В районе магматические породы представлены породами трех комплексов: позднеюрского, раннемелового (Маревского интрузивного) и позднемиоценового (Острогорского вулканического). Породы позднеюрского интрузивного комплекса представлены дайками габбро, габбродiorитов, диоритов, спессартитов и вогезитов. Широким распространением в районе пользуются небольшие интрузии и дайки гранитоидов Маревского интрузивного комплекса. Интрузии сложены средне- и мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, аплитами и граносиенитами; дайки - гранит-порфирами, аплитами и гранодиоритами. Дайки образуют пояс протяженностью порядка 10 км и представляют собой крутопадающие тела мощностью от 5 до 300 м и протяженностью от 30-40 до 500 м. Один из наиболее крупных (400×200 м) выходов предполагаемой на глубине гранитной интрузии площадью 15 км² обнажается в виде штока гранит-порфиров в верховьях кл. Незаметного.

Петрографическими исследованиями установлено, что гранит-порфиры сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом и мусковитом, акцессорные минералы - гранат, циркон, монацит, ортит, корунд и рудные. Для гранит-порфиров характерна грейзенизация, проявленная в новообразованиях серицита, мусковита, кварца, пирита, шеелита, вольфрамита, колумбита и корунда. Среди гранит-порфиров штока нами установлены высокоглиноземистые разности — альмандин-мусковитовая и альмандин-биотит-мусковитовая ($Al_2O_3 \sim 11.70\text{—}15.50$ мас.%). Гранат по составу отвечает альмандин-спессартину и представлен хорошо ограненными кристаллами, иногда ситовидного облика размером до 3 мм, распределенными неравномерно в кварц-полевошпатовой основной массе. Корунд образует зерна неправильной, иногда скипетровидной формы размером 0,3 × 0,16 мм и микроагрегаты 0,5—1,0 мм. В шлифах он приурочен к участкам, сложенным полевым шпатом, мусковитом и серицитом, а также неравномерно развит среди полевошпатовой основной массы.

Граносиениты сложены ортоклазом, альбитом и примесью кварца (не более 10%) и акцессорными цирконом и корундом.

По своим петрохимическим параметрам (табл. 1) Незаметнинские гранитоиды принадлежат к нормальным лейкогранитам калиево-натриевым крайне и весьма высокоглиноземистым, среди которых встречены граносиениты калиево-натриевые крайне высокоглиноземистые. Гранитоиды характеризуются постоянством химического состава, пересыщенностью кремнеземом, преобладанием содержания калия над натрием. Согласно геохимической классификации Л.В. Таусона (Таусон, 1977) они принадлежат к гранитоидам плюмазитового редкометального ряда с величиной коэффициента апаитности близкой к 0,8. По классификации Б. Чаппела и А. Уайта (Chappell & White, 1974; 1992) они относятся к S-

типу и характеризуются высоким индексом насыщенности алюминием (ASI - от 1,05 до 1,60), отражающим их перглиноземистый состав.

Как правило, гранатовые граниты представляют собой заключительные фазы гранитоидных комплексов (пегматиты, аплиты). Это связано с тем, что эволюция гранитоидного магматизма обычно направлена в сторону возрастания железистости (а иногда и марганцовистости) расплавов, так что конечные фазы наиболее бедны магнием, что и благоприятствует образованию в них граната вместо биотита. Образованию высокоглиноземистых минералов способствует также и снижение щелочности (иногда уже в связи с развитием постмагматических процессов). Для гранитов и особенно пегматитов типичны гранаты альмандин-спессартинового ряда, что и наблюдается в гранитоидах Незаметнинского штока.

Корунд в граносиенитах имеет четко выраженную интерстициальную форму выделений, т.е. является одним из наиболее поздних порообразующих минералов. Наиболее вероятный механизм образования корунда Незаметнинского месторождения предполагает не только магматический, но и метасоматический процесс, что не противоречит моделям, построенным для других корундсодержащих объектов, где корунд установлен в материнских породах.

Поскольку метасоматическим преобразованиям (грейзенизации, пропилитизации) на площади незаметнинского рудного поля в той или иной степени подвергнуты все разновидности пород, за исключением миоценовых базальтов, то нам представляется, что дальнейшее развитие и преобразование системы происходило следующим образом.

Накопление глинозема, как наиболее инертного компонента, при выносе кремнезема является неизбежной закономерностью в условиях метасоматической контракции и подтверждается многочисленными примерами (месторождения корунда Южной Африки, Борзовское - на Урале, месторождения Трансвааля, Кольского полуострова и др.). Подобная минеральная ассоциация известна в сиенит-пегматитах Ильменского заповедника (Жданов и др., 1978), где корунд ассоциирует с олигоклазом, биотитом, мусковитом, цирконом (гиацинтом), монацитом, колумбитом и другими минералами.

В теории химизм процесса грейзенизации предполагает два крайних случая: 1) процесс с накоплением кремнезема и 2) процесс с накоплением глинозема (Жариков и др., 1998). Нам интересен второй процесс с накоплением глинозема, приводящий к формированию существенно мусковитовых грейзенов. В этом случае содержание кварца в породах снижается до 5 – 10%, но возрастает содержание мусковита (до 70-90%). Накоплению глинозема способствует пониженная кислотность грейзенизирующих растворов. Расчеты привноса и выноса порообразующих компонентов для других грейзеновых месторождений (Зарайский и др., 1994) показывают, что при грейзенизации гранита происходит устойчивый вынос из всех зон Na_2O , K_2O , SiO_2 , Fe, F, H_2O , CO_2 и редких металлов. Глинозем в больших количествах выносится из нижней части грейзенового тела и переотлагается в верхней части, на уровне развития кварц-мусковитовых грейзенов в осевых зонах грейзеновых тел. В тыловых зонах преобразований, где кислотность растворов максимальна, происходит полное (или почти полное) растворение всех минералов, кроме кварца. Наблюдаемая почти в каждом шлифе грейзена неравномерная зернистость обусловлена процессам перекристаллизации, которая накладывается на метасоматически измененные грейзенизированные породы и завершает их глубокое преобразование. Укрупнение зерен новообразованных минералов при перекристаллизации околожилых грейзенов приводит к укрупнению (сегрегации) минеральных фаз, вплоть до возникновения мономинеральных участков. Процессы перекристаллизации грейзенизированных пород происходят в микрогетерогенных условиях и характеризуются наличием кратких равновесных состояний, которые часто нарушаются в связи с возникновением в агрегате зерен локальных трещин, пор, каверн и интерстиций (Коржинский, 1953; 1960; Щерба, 1949; Барабанов, 1977; Жариков и др., 1998).

Минеральный парагенезис сингенетичных включений в незаметнинских корундах (рутил, альбит, цинксодержащий герцинит, колумбит, циркон, флюорит и монацит)

соответствует гранитоидному парагенезису стадии метасоматических преобразований. Результаты анализа первичных расплавных включений в корунде указывают на кристаллизацию его из микрогетерогенного граносиенитового расплава (SiO_2 – 62,74–68,91 мас.%) низкой вязкости, обогащенного углекислотой, фосфором и хлором при дефиците воды во флюидной фазе, в интервале температур 780 – 820 °С и давлений 1.7 – 3 кбар (Одариченко, 2001; Pakhomova, 2006).

Таким образом, образование корундов на месторождении, сосредоточение их в локальной структуре и образование россыпи являются естественным результатом саморазвития гранитоидной магматической системы, обладающей для этого достаточными энергетическими ресурсами.

Полученные результаты имеют важное значение при проектировании эксплуатационных работ по добыче благородного корунда на проявлении Незаметнинское, которое считается наиболее перспективным в России. По разным оценкам, оно обладает ресурсами корундов от 976 до 1795 кг (в пересчете к условно приведенным запасам категории C_2) и могло бы значительно (в 215 – 400 раз) увеличить балансовые запасы России по сапфировому сырью (Ляшенко, 2004; Турашева, 2004).

1. Барабанов В.Ф. Генетическая минералогия. Л.: Недра. 1977. 327 с.
2. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир. 1998. 489 с.
3. Жданов В.Ф., Поляков В.О., Нишанбаев Т.П. Минералогия жилы корундового пегматита копи 298 Ильменского заповедника // Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск. 1978. С. 92-97.
4. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Соболева Ю.Б. и др. Физико-химические условия грейзенизации на месторождении Акчатау по геологическим и экспериментальным данным // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука. 1994. С. 371 – 419.
5. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М. 1953. С. 332-450.
6. Коржинский Д.С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. М.: Госгеолтехиздат. 1960. С. 21-30.
7. Ляшенко Е.А. Минерально-сырьевая база цветных камней России // Разведка и охрана недр. 2004. №1. С. 20 – 22.
8. Одариченко Э.Г. Включения в корундах месторождения Незаметное (Приморский край) // Тр. IX международной конференции по термобарогеохимии. Александров, ВНИИСИМС, 2001. С. 97-111.
9. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 1977. 379 с.
10. Турашева А.В. Геолого-экономический анализ минерально-сырьевой базы приоритетных видов камнесамоцветного сырья России. // Разведка и охрана недр. 2004. №1. С. 24 – 30.
11. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука. 1995. 68 с.
12. Ханчук А.И., Залищак Б.Л., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г., Сапин В.И. Генезис и геммология сапфиров месторождения Незаметное (Приморский край) // Тихоокеанская геология. 2002. № 1. С. 89-95.
13. Щерба Г.Н. Заметки о грейзенах Казахстана // Изв. Акад. Каз. ССР. 1949. №70. сер. геол. вып. 11. С. 87 – 97.
14. Chappell B. W. & White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. V. 8. p. 173-174.
15. Chappell B. W. & White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. V. 83. P. 1-26.
16. Pakhomova V.A., Zalishchak B.L., Odarichenko E.G., Lapina M.I., Karmanov N.S. Study of melt inclusions in the Nezametnoye corundum deposit, Primorsky region of the Russian Far East: Petrogenetic consequences. Geochemical Exploration. 2006. № 89. P. 302-305.

Таблица 1. Результаты химического анализа гранитоидов

№ п/п	Геол. № пробы	Содержание, мас%													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма
1	НЭ-23	66,71	0,08	18,16	0,68	0,37	0,03	0,64	0,67	4,32	6,85	1,10	0,10	0,07	99,78
2	НЭ-24	75,10	*	13,55	0,60	0,34	0,01	*	1,60	3,30	4,60	0,49	0,11	0,03	99,73
3	НЭ-101	75,70	*	13,19	0,82	0,15	0,01	*	1,96	3,35	3,92	0,60	0,09	0,04	99,83
4	НЭ-121	76,16	*	13,52	0,40	0,08	0,01	0,35	1,28	3,32	4,19	0,83	0,07	0,03	100,24
5	НЭ-122	75,47	*	13,90	0,61	0,44	0,03	0,69	1,23	3,64	3,83	0,41	0,11	0,03	100,09
6	НЭ-123	75,77	*	13,74	0,78	0,22	0,05	*	1,50	3,61	3,57	0,45	0,06	0,03	99,78
7	НЭ-124	76,69	*	13,54	0,78	0,14	0,03	0,10	1,33	3,32	3,86	0,38	0,11	0,06	100,34
8	НЭ-125	76,86	*	12,56	0,99	0,15	0,03	0,20	1,08	3,33	3,81	0,56	0,08	0,04	99,69
9	НЭ-133	76,44	*	13,13	0,10	0,37	0,02	*	1,44	3,58	4,04	0,51	0,05	0,02	99,70
10	325	76,96	*	12,22	0,62	0,23	0,01	0,35	1,03	2,35	4,96	0,85	0,14	0,04	99,76
11	326	75,94	0,06	11,83	2,30	0,26	0,01	*	1,86	3,02	4,24	0,64	0,13	0,08	100,37
12	П-134	76,84	0,10	12,70	0,50	0,67	0,01	*	0,92	3,36	3,80	0,58	0,10	0,02	99,60
13	НЭ-37-Б	75,93	0,08	13,55	0,42	0,45	0,02	*	0,75	3,24	4,38	0,75	0,09	*	99,66
14	ПН-184-6	77,13	0,10	12,14	1,10	0,60	0,004	*	0,75	3,05	4,12	0,61	0,11	0,03	99,74
15	ПЛ-206	72,34	0,26	15,50	1,87	0,52	0,02	*	1,30	3,32	2,78	1,61	0,19	0,16	99,87
16	П-135	76,25	0,12	13,43	0,34	0,53	0,02	0,09	0,88	3,48	3,76	0,70	0,13	0,09	99,82
17	ПН-184-5	76,36	0,14	13,38	0,64	0,15	0,003	*	0,89	3,67	3,98	0,49	0,12	0,07	99,89
18	ПН-186-1	78,84	0,13	11,82	0,18	0,69	0,01	0,05	0,20	2,73	4,22	0,63	0,12	0,06	99,68
19	НЭ-127	75,86	0,12	13,43	0,68	0,45	0,03	0,19	0,75	3,35	4,09	0,63	0,12	0,10	99,80
20	ПН-186-3	76,17	0,14	13,26	0,80	0,37	0,003	*	0,75	3,60	4,14	0,56	0,09	0,01	99,89

* - содержание ниже чувствительности метода. Образцы НЭ-101, П-134 и П-135 — устье кл. Незаметный; НЭ-37-Б — верховья кл. Кварцевый; ПЛ-206 — кл. Лопатинская Падь; остальные — Незаметнинский шток. Аналитик: Макарова Г.И.

Асубулакское рудное поле – основной источник уникальных редкометалльных минералов (Восточный Казахстан).

Ойцева Т.А.¹, Кузьмина О.Н.¹

ВКГТУ им. Д. Серикбаева, Усть-Каменогорск, Республика Казахстан, tatiana.oitseva@gmail.com

Территория Восточно-Казахстанского региона представлена уникальной и многометальной структурой Большого Алтая, включающего структурно-фациальные или структурно-формационные зоны, рудоносные структуры со своим набором геологических и рудных формаций.

По геотектоническому районированию геоструктура Большого Алтая (БА) входит в состав Казахстано-Охотского или Центрально-Азиатского подвижного пояса. В его пределах рассматриваемая территория расположена на северо-западном фланге Алтае-Алашаньской мобильной зоны дугообразной формы, которая огибает с юга Сибирскую платформу и прослеживается в Китай и Южную Монголию. Территория БА охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы, Жарма-Саура и прилегающие районы России и Китая (Щерба Г.Н., 1998).

Основные редкометалльные месторождения (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W) сосредоточены в Калба-Нарымской металлогенической зоне (Мякшин Н.И., 2003). Эта структура ограничена Теректинским и Калба-Нарымским глубинными разломами, отделяющими ее соответственно от Иртышской зоны смятия (на северо-востоке) и Западно-Калбинской зоны (на юго-западе). Калба-Нарымская зона линейно вытянута в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине 20-50 км (рис. 1).

Наиболее представительным участком редкометалльного пояса на пегматитовое оруденение является Асубулакское рудное поле, которое размещается в Центрально-Калбинском мобильном тектоническом блоке Калба-Нарымской зоны (рис. 2). Оно приурочено к прогибам кровли Тастюбинского гранитного массива, расположенного в пределах гранитного магмовода и контролируется Асубулакским глубинным разломом субширотного простирания; поле вытянуто в длину на 8 – 10 км при ширине 4 – 5 км. В геологическом строении рудного поля принимают участие песчаниково-алевролитовые отложения такырской свиты (D₃), гранитоиды калбинского комплекса (P₁) и рыхлые четвертичные отложения.

В Асубулакском рудном поле по масштабности преобладает группа пегматитовых формаций. Выделяется три группы рудных формаций: 1) пегматитовая, 2) грейзеново-кварцевожильная и 3) кварцевожильная, объединяющие конкретные рудные тела (Дьячков Б. А., 1994).

Группа пегматитовых формаций

Это главная группа формаций, представленная двумя рудными формациями с субформациями и минеральными комплексами.

Пегматитовая тантал-ниобиевая формация (субформация микроклиновых пегматитов) развита в северной части рудного поля и объединяет блоковые микроклиновые пегматиты длиной более 100 м и мощностью до 5 – 10 м (месторождения Джилке, Талдысай, Верхне-Лобаксай и др.). Пегматиты характеризуются зональным строением. Основные породообразующие минералы: микроклин, кварц и мусковит, второстепенные – альбит, шерл, гранат и др. Рудные минералы представлены колумбитом и бериллом. Формация представляет интерес для старательской отработки берилла и продуктивна на высококачественное микроклиновое сырье (тип Нижнего Лайбулака).

Пегматитовая тантал-оловянная редкощелочная формация является ведущей в рудном поле и объединяет редкометалльно-замещенные пегматиты с комплексным оруденением (Ta, Nb, Sn, Cs, Be, Li). Подразделяется на три субформации.

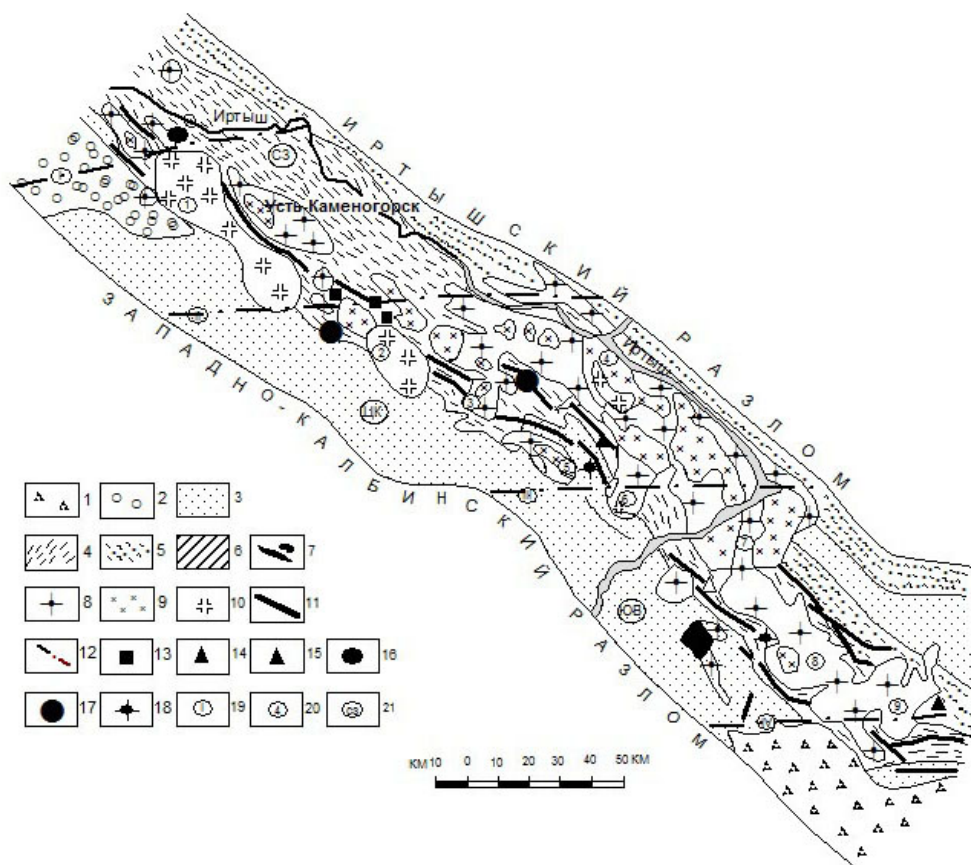


Рисунок 1. Геологическое строение и рудные формации Калба-Нарымской зоны (с использованием данных Г.Н. Щербы, В.В. Лопатникова).

Осадочные образования: 1 – рыхлые отложения мезозой-кайнозойского возраста; 2 – песчаники, конгломераты таубинской свиты среднего карбона; 3 – алевролитно-песчаные отложения опановской и калбинской свит нижнего карбона; 4 – песчано-алевролитовые отложения такырской свиты верхнего девона; 5 – карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской и пугачевской свит среднего девона; 6 – интенсивно метаморфизованные толщи нижнего палеозоя и докембрия. Интрузивные образования: 7 – мелкие тела и дайковые пояса плагиогранитов и гранодиоритов кунушского комплекса; 8–9 – граниты калбинского комплекса (8 – граниты I фазы, 9 – II фазы); 10 – лейкограниты монастырского комплекса. Глубинные разломы: 11 – краевые и 12 – поперечные, обусловившие блоковое строение зоны. Рудные формации: 13 – редкометалльных пегматитов; 14 – альбитит-грейзеновая; 15 – кварцевожильно-грейзеновая; 16 – олово-вольфрамовая; 17 – оловянная и 18 – золоторудная; 19 – разломы (римские цифры в кружках): I – Лениногорско-Семипалатинский, II – Зыряновско-Гремячинский, III – Мирлоубовский, IV – Калгутинский); 20 – массивы гранитоидов (арабские цифры в кружках): 1 – Монастырский, 2 – Сибинский, 3 – Чебундинский, 4 – Шошкалинский, 5 – Каиндинский, 6 – Мирлоубовский, 7 – Буландинский, 8 – Бурабайский, 9 – Кемиркаинский; 21 – блоки (буквы в кружках): СЗ – Северо-Западный, ЦК – Центрально-Калбинский, ЮВ – Юго-Восточный (Нарымский).

Микроклин-альбитовая субформация, представлена в западном фланге рудного поля рудопрооявлениями Кармен-Куус, Красный Кордон и жилой Траншейной; на этих объектах выделяется еще петалит-лепидолит-клевеландитовый минеральный комплекс с цветными турмалинами, амблигонитом, поллуцитом, перспективный на цезиевое оруденение.

Альбитовая субформация в центральной части рудного поля объединяет редкометалльные пегматиты Юбилейного месторождения, в которых ведущим является альбитовый минеральный комплекс с рудными минералами – танталитом и касситеритом. Здесь также выделяются лепидолит-сподумен-клевеландитовый поллуцитоносный комплекс и другие продуктивные минеральные образования.

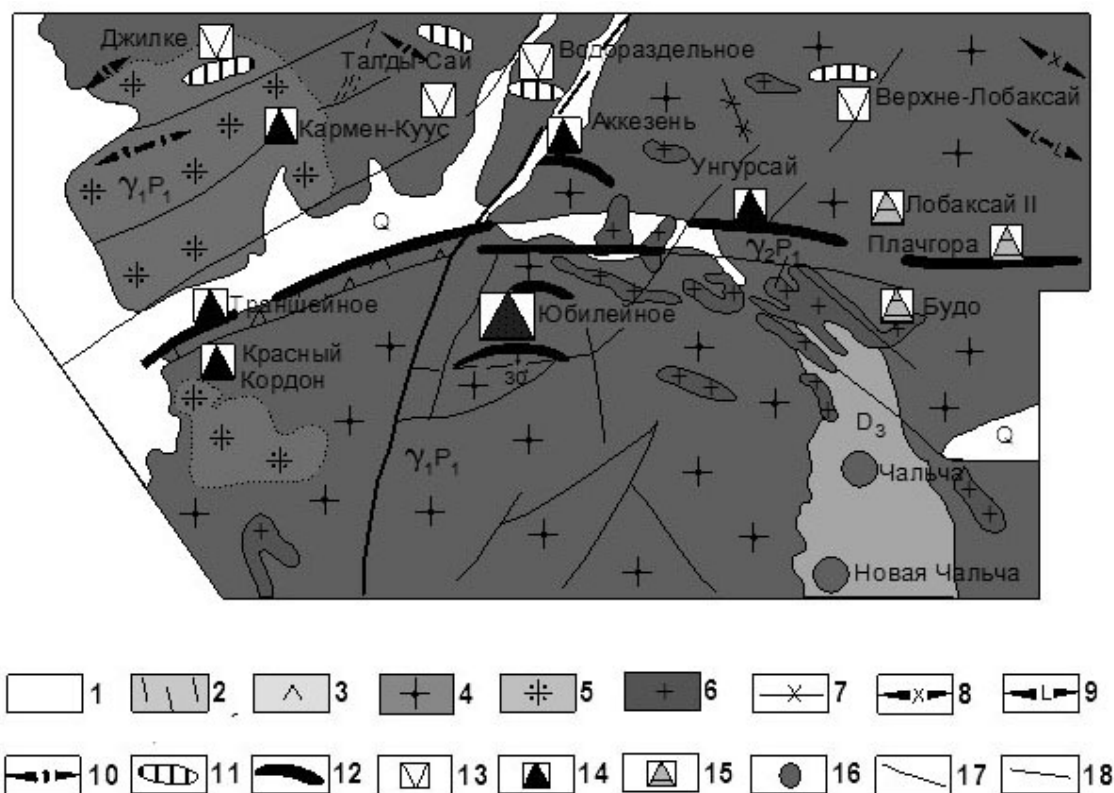


Рисунок 2. Схема геологического строения Асубулакского рудного поля.

1 - четвертичные отложения; 2 - сланцы такырской свиты; 3 - диориты, гранодиориты кунушского комплекса; 4 - средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы, 5 - их контаминированные разности и 6 - мелко-среднезернистые мусковитизированные гнииты II фазы калбинского комплекса; 7 - жильные аплитовидные граниты, 8 - аплит-пегматиты, 9 - олигоклаз-микроклиновые пегматиты безрудные, 10 - альбитизированные пегматиты слабо рудоносные, 11 - блоковые микроклиновые пегматиты, 12 - рудные пегматитовые жилы; 13 - месторождения блоковых колумбит-берилловых; 14-15 - месторождения редкометалльных пегматитов (14 - микроклин-альбитовые с петалитом и 15 - альбитовые с цветным минеральным комплексом, сподумен-альбитовые); 16 - кварцево-жильные оловянные; 17 - фрагменты широтного глубинного разлома; 18 - мелкие разрывные нарушения.

Альбит-сподуменная субформация проявлена в восточном фланге поля (рудопроявления Плачгора, Будо, Лобаксай). Характеризуется развитием в жилах кварц-альбит-сподуменового комплекса с танталитом, касситеритом и лепидолитом. Известные объекты с наибольшими запасами Ta, Nb, Sn, Li еще недостаточно изучены на глубину. Субформация также представляет практический интерес.

С учетом анализа и обобщения имеющихся литературных и фондовых материалов по Асубулакскому рудному полю можно сделать следующие основные выводы:

1. Устанавливается последовательность развития минеральных комплексов (от олигоклаз-микроклинового до цветного лепидолит-сподумен-клевеландитового), связанное с ритмично-пульсационным поступанием пегматитообразующих рудоносных растворов (в условиях повышенной тектонической активности Асубулакского разлома) и отражающие стадийность рудного процесса.

2. Каждый комплекс отличается своими типоморфными минералами. Для олигоклаз-микроклинового комплекса – мусковит, шерл и гранат; микроклиновый комплекс – блоковый микроклин, крупнопластинчатый мусковит, берилл и колумбит; для альбитового комплекса – сахаровидный альбит в ассоциации с танталитом и касситеритом; сподумен-кварцевый комплекс – клеветландит и сподумен; цветной комплекс – амблигонит, лепидолит, цветные турмалины и др.; грейзеновый комплекс – зеленый мусковит, верделит, апатит и танталит.

3. Сквозными рудообразующими минералами для многих комплексов являются кварц, микроклин, слюды, альбит, турмалин, касситерит, танталит и др. минералы.

4. В процессе формирования редкометалльных пегматитов во времени выявляется тенденция в усложнении состава минеральных комплексов и в усилении степени их рудоконцентрации. Рудными оказались те жилы, которые многократно подвергались процессам метасоматоза и в настоящее время фиксируются несколькими минеральными комплексами.

5. Центральнo-Калбинский район сохраняет перспективы для выявления месторождений редкометалльных пегматитов. Предыдущими работами обосновывается также перспективность поисков олово-танталового оруденения «внепегматитового» типа, связанного с альбитит-грейзеновыми метасоматитами в слепых куполах гранитных массивов (тип Карасу).

Оценка перспектив рудного поля и месторождения основывается на закономерности распределения полезных компонентов и мощности основных рудных жилах (северо-западная ориентировка рудных лент, периодичность максимумов оруденения и др.), жильно-корневой морфоструктуре месторождения с многоэтажным распределением рудных тел, вертикальной и горизонтальной зональности редкометалльного оруденения. На этой основе предполагается возможность обнаружения скрытых пегматитовых жил на глубине и на флангах рудного поля.

6. Учитывая новые технологии прогнозирования поиска редкометалльного оруденения (детальные геофизические и геохимические исследования, высокоточное лабораторное оборудование, электронная микроскопия с повышением чувствительности анализов на редкие элементы, минералого-геохимические оценочные критерии и другие данные) научно-исследовательские работы в Асубулакском рудном поле целесообразно продолжать. Дополнительным обоснованием является резкое увеличение стоимости редких элементов на мировом рынке и их широкое использование в различных отраслях промышленности. Изучаемый регион также богат уникальными редкометалльными металлами. Поэтому дальнейшие исследования здесь будут способствовать приобретению новых научных знаний и имеют прикладное значение.

1. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса: (Рудный Алтай). Алматы: Гылым. 1994. 208 с.
2. Мякшин Н.И., Киселев А.Л. Особенности геологического строения месторождений редкометалльных гранитов и перспективы Казахстана на их выявление // Геология и разведка недр. 2003. №2 (7). С. 22-25.4.
3. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. «Большой Алтай (геология и металлогения)». Кн. 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.

Коренные источники для формирования Исовско-Туринской россыпной системы

Паламарчук Р.С.¹ Степанов С.Ю.^{1,2}

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Исовско-Туринский россыпной узел является одним из крупнейших месторождений россыпной платины в мире. С 1824 года по настоящий момент из россыпей системы реки Ис было добыто свыше 200 тон платины (Мосин, 2002). Не вызывает сомнения, что коренными источниками минералов платиновой группы, сконцентрированных в россыпях, послужили Светлоборский и Вересовоборский клинопироксенит-дунитовые массивы Качканарского plutонического комплекса (Высоцкий, 1914). Однако по настоящий момент не ясно, что послужило главным источником платины в россыпях. Были ли это эродированные дуниты или основная часть минералов платины была сосредоточена в хромит-платиновых рудных зонах? Необходимо отметить, что в последние годы в дунитах Светлоборского и Вересовоборского массивов были выявлены хромит-платиновые рудные зоны (Степанов, 2014; Малич др., 2015.), которые, по-видимому, и послужили основным источником для формирования крупного россыпного узла. Целью данного исследования является сравнение особенностей минералов платиновой группы россыпей с разным расстоянием переноса обломочного материала с минералами из коренных хромит-платиновых рудных зон.

Для решения поставленной задачи был проведён отбор минералов платиновой группы из хромититов Светлоборского и Вересовоборского массивов и различных типов россыпей, связанных с ними (рис. 1.). С целью наиболее полного охвата минералов платиновой группы в россыпях были опробованы: элювиальные отложения, залегающие непосредственно над рудными зонами, элювиально-делювиальные отложения, смещённые вниз по склону от рудных зон, ложковые россыпи с незначительным расстоянием переноса обломочного материала и аллювиальные россыпи. Изучения минералов платиновой группы проводилось с использованием оптической и сканирующей электронной микроскопии. Состав минералов был проанализирован с помощью метода рентгеноспектрального микроанализа (ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, аналитик А.В. Антонов, электронный микроскоп CamScan MX2500).

При рассмотрении морфологических особенностей индивидов и агрегатов минералов платиновой группы в хромититах установлено, что по большей части железо-платиновые минералы срastaются с хромшпинелидом с образованием поверхностей совместного роста (Степанов, 2015) и относительно редко встречаются хорошо огранённые отдельные идиоморфные кристаллы. В элювиальных отложениях наблюдается полное сохранение морфологических особенностей индивидов и агрегатов платины и в большинстве случаев наблюдаются срastания с хромшпинелидом (рис. 2.а). Такие же морфологические особенности отмечаются для платиновых минералов в элювиально-делювиальных и ложковых россыпях. По мере удаления от коренного источника, преимущественно, в аллювиальных россыпях с незначительным расстоянием переноса обломочного материала для зёрен железо-платиновых минералов характерно освобождение от срastаний с хромшпинелидом с сохранением основных деталей внешней огранки (рис 2.б). При значительном расстоянии переноса (более 5 км) платины в россыпи отмечается полная потеря первичных морфологических особенностей (рис 2.в).

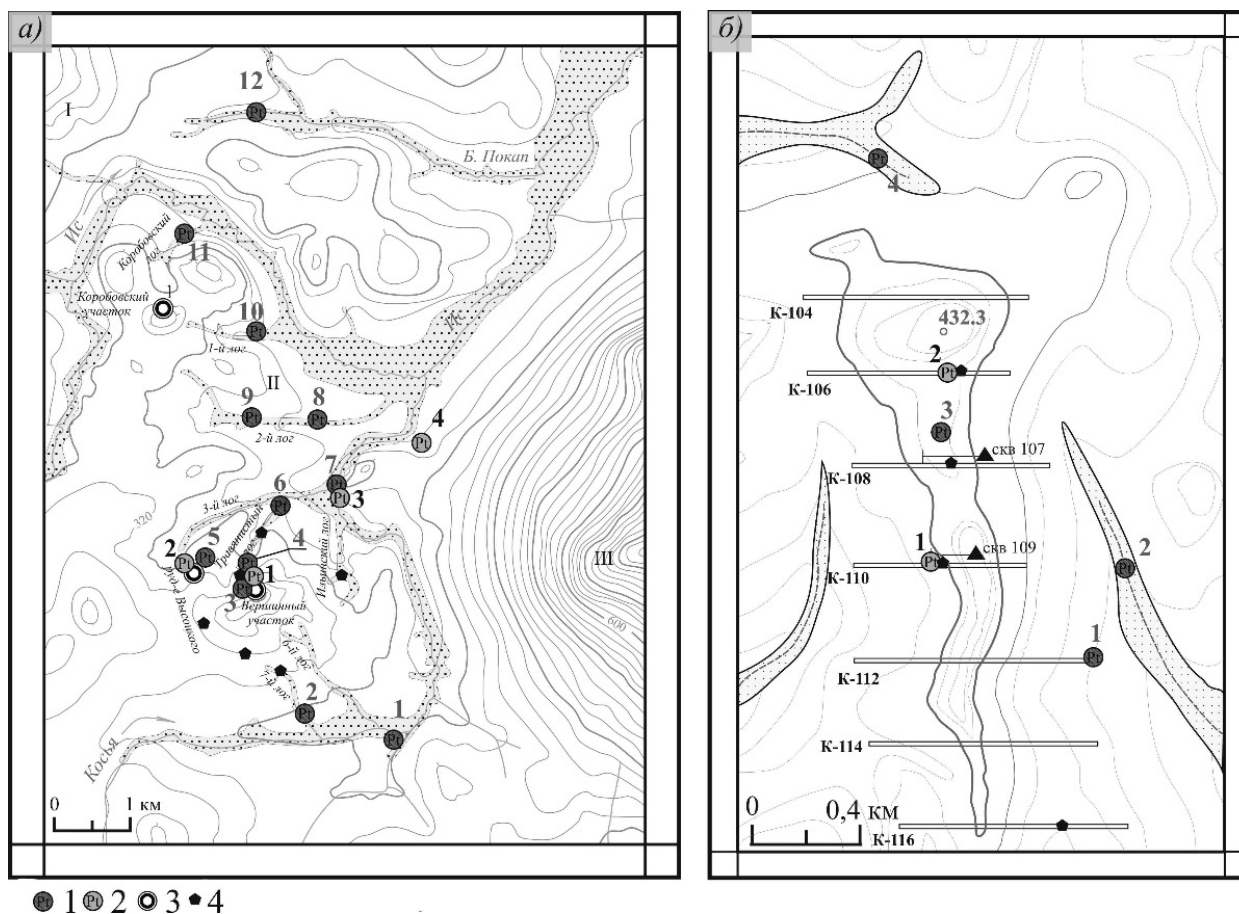


Рисунок. 1. Схемы отбора материала для исследования.

а) Светлоборского интрузива (схема построена с использованием (Пилугин, 2014); б) Вересовоборского участка Вересовоборского интрузива. Условные обозначения: 1- точки отбора россыпной платины, 2 – точки отбора коренной платины, 3 – поисковые участки, 4 – точки отбора хромититов.

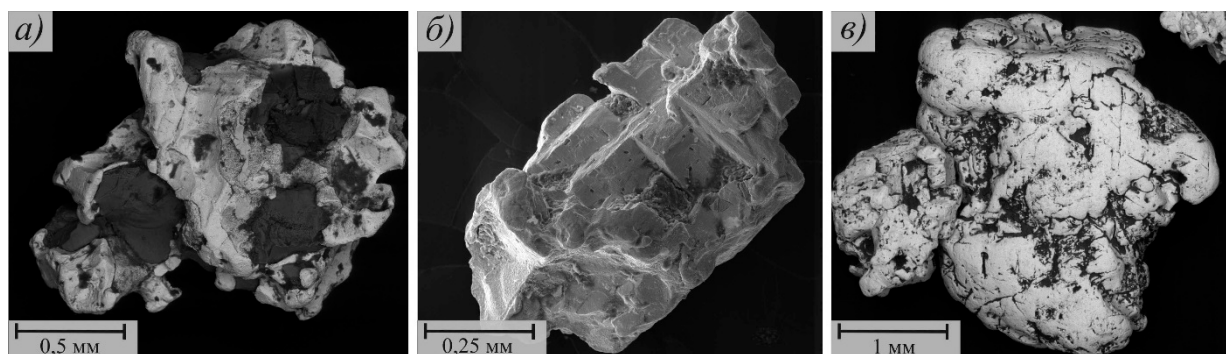


Рисунок 2. Изменение платиновых агрегатов в россыпях.

а) – зернистый агрегат железо-платиновых минералов с включениями хромшпинелида (элювиально-делювиальная россыпь участок Вершинный, Светлый бор); б) – отдельный зернистый агрегат платиновых минералов (ложковая россыпь Травянистого лога, Светлый бор); в) – зерно железо-платинового минерала с полностью уничтоженной первичной морфологией (Глубокинский участок Исовской аллювиальной россыпи).

По химическому составу минералы платиновой группы из хромититов Светлоборского и Вересовоборского массивов наиболее близки к минералу со стехиометрией Pt_3Fe (Малич и др., 2015). При анализе железо-платиновых минералов из россыпей различных генетических типов, связанных со Светлоборским массивом отмечается полное соответствие их состава минералам, обнаруженным в хромитах (рис. 3.а). Для Вересовоборского массива отмечается некоторая вариация для составов минералов из россыпей. Они занимают промежуточное положение между Pt_3Fe и Pt_2Fe (рис 3.б.). А в части делювиальных россыпей р. Вересовки на севере Вересового

бора преобладает железо-платиновый минерал по стехиометрии близкий к железистой платине (Pt_2Fe).

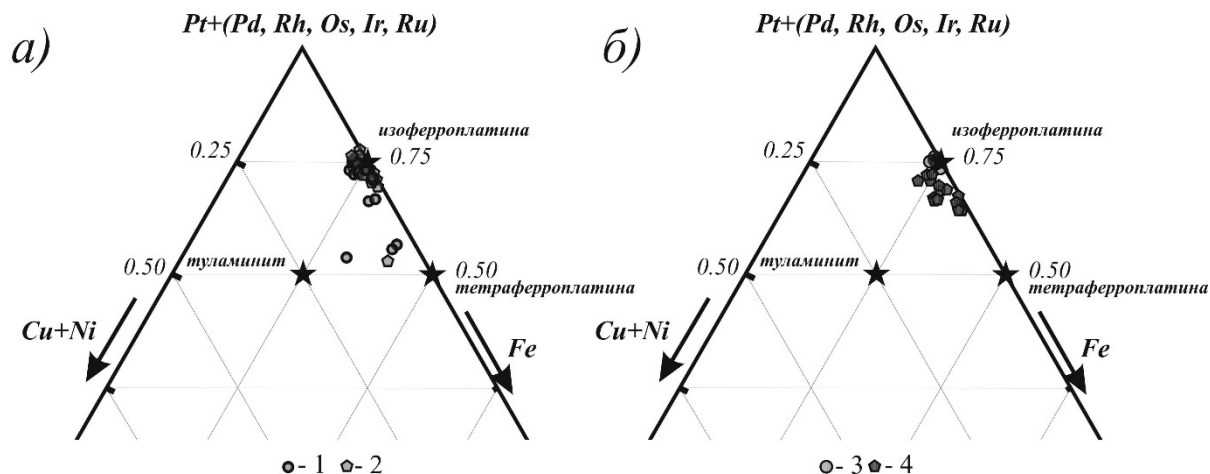


Рисунок 3. Состав железо-платиновых минералов Светлоборского (а) и Вересовоборского (б) массивов и связанных с ними россыпей.

Условные обозначения, интрузивы: 1 – Fe-Pt минералы из хромититов Светлоборского массива, 2 – Fe-Pt минералы из россыпей Светлого бора, 3 – Fe-Pt минералы из хромититов Вересовоборского массива 4 – Fe-Pt минералы из россыпей Вересового бора.

При рассмотрении минералов, находящихся в виде включений в Fe-Pt интерметаллидах выявлен ряд особенностей. Для минералов платиновой группы из хромититов Вересовоборского массива в качестве включений характерны Ir-Os минералы, с преобладанием самородного или иридий-содержащего осмия. Среди включений в железо-платиновых минералах хромититов Светлоборского массива широко распространены как Ir-Os интерметаллиды, так и сульфиды рядов кашинит-боуит и эрликманит-лаурит (Малич и др., 2015). Для включений в железо-платиновых минералах из россыпей сохраняется выявленная закономерность. В россыпях, связанных со Светлоборским массивом в качестве минералов-включений широко развиты сульфиды Os, Ru, Ir и Rh. В железо-платиновых минералах россыпей, коренным источником которых является Вересовоборский массив, преимущественно обнаруживаются включения Ir-Os интерметаллидов. В Исовской россыпи широко развиты железо-платиновые минералы с различными включениями, что указывает на приблизительно равный вклад коренных пород Светлоборского и Вересовоборского массивов в формирование россыпной платиноидной ассоциации.

Необходимо подчеркнуть ещё одну особенность россыпей, связанных со Светлоборским массивом – присутствие среди россыпных минералов самородного иридия в виде зернистых изометричных агрегатов. Размер этих агрегатов может быть различным от долей миллиметра до первых сантиметров. Присутствие самородного иридия не характерно для россыпей, связанных с зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами и является наиболее типичной особенностью россыпных объектов, ассоциирующих с дунит- гарцбургитовыми массивами альпинотипных гипербазитов (Мурзин и др., 2015; Корчуганова, 2010). Однако самородный иридий в виде отдельных зёрен встречен также и в хромититах, залегающих в дунитах Светлоборского массива.

Проведение сравнительной характеристики позволило установить, что по ряду наиболее значимых особенностей минералы платиновой группы из россыпей системы реки Ис аналогичны минералам из хромит-платиновых рудных зон, залегающих в дунитах Светлоборского и Вересовоборского массивов. Общей особенностью платиноидной минерализации как коренных хромититов и хромшпинелидовых сегрегаций, так и россыпей является преобладание железо-платинового минерала по стехиометрии близкого к Pt_3Fe . Спецификой хромититов Светлоборского массива и связанного с ним россыпей является широкое развитие сульфидов Os, Ir, Ru, Rh, а также самородного иридия, что не характерно для других массивов Платиноносного пояса Урала и ассоциирующих с ними россыпей.

1. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб. 1913. 692 с.
2. Корчуганова Н.И. Геология россыпей. Методические рекомендации. М.: геократ-геос. 2010. 306 с.
3. Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов среднего Урала (Россия) // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы XII Съезда Российского минералогического общества 2015. СПб.: ООО «Издательство ЛЕМА». 2015. С. 119-121.
4. Мосин К.И. История добычи платины на Урале. Нижняя Тура: Нижнетуринская типография. 2002. 246 с.
5. Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Варламов Д.А. Минералы платиновой группы из россыпей Мурзинско-Адуйского гранитогнейсового комплекса и их возможные источники // Минералогия 2015. № 1. С. 34-48.
6. Степанов С.Ю. Онтогения минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Материалы конференции «Онтогения, филогения и система минералогии». Миасс: Институт минералогии УрО РАН. 2015. С. 182-186.
7. Степанов С.Ю. Особенности платинового оруденения ультраосновных интрузивов Урало-Аляскинского типа на примере массивов Платинового пояса Урала. // Четвертая научная молодёжная школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». Москва: ИГЕМ РАН. 2014. С. 269-272.

Экономичная технология беспилотной магниторазведки и ее апробация на рудопрооявлениях Приольхонья

Паршин А.В.^{1,2}

¹ИГХ СО РАН, Иркутск

²ФГБОУ ВО «ИРНИТУ», Иркутск, sarhin@geo.istu.edu

В настоящее время перспективы обнаружения новых рудных месторождений зачастую связаны с доисследованиями фрагментарно изученных районов, характеризующихся сложными природно-ландшафтными условиями (Блинов и др., 2014). При этом возникает проблема постановки поисковых и разведочных работ в условиях сильно пересеченного рельефа. Одним из наиболее геологических эффективных методов поисков руд является магниторазведка, однако на ее стоимость, как и для других пешеходных методов определяющее влияние оказывают ландшафтно-морфологические условия изучаемой территории, что обосновывает актуальность разработки принципиально иных подходов к съемке.

В последнее время стремительно развиваются технологии беспилотных летательных аппаратов (БПЛА), которые позволяют в значительной степени минимизировать перемещения оператора при значительном охвате территории. Беспилотные летательные аппараты широко применяются в различных сферах человеческой деятельности, однако в геологической отрасли их область пока ограничена решением задач, сходных с фотограмметрией, в частности маркшейдерских: ортофотосъемка, и 3D-сканирование поверхности (Макаров и др., 2012). Известны единичные работы, посвященные разработке беспилотных геофизических технологий, по всей видимости на данный момент еще не завершившиеся технологиями рыночного уровня (Эпов и др., 2012; Коротков и др., 2014). Зарубежные геологи также используют в качестве сенсоров преимущественно фотоаппараты (Соколова, 2013), решая задачи получения точных цифровых моделей рельефа путем создания стереоскопических изображений и последующим построением 3D моделей поверхности. Необходимо отметить, что для задач фотосъемки в основном применяются беспилотные самолеты легкого и легчайшего класса, полезная нагрузка которых ограничена сотнями граммов либо же они имеют большую стоимость и требуют оборудования полосы для взлета и посадки.

На рынке не представлено ассортимента «нефотографических» сенсоров, пригодных для сверхлегких БПЛА. Зарубежные производители, в первую очередь, канадские, предлагают достаточно компактные аэроварианты магнитометров и спектрометров, которые во-первых имеют высокую стоимость (десятки и сотни тысяч долларов), что значительно снижает экономическую целесообразность проведения ими магниторазведочных работ, а во-вторых в последнее время отнесены к оборудованию двойного назначения и не могут быть поставлены в РФ.

Наряду с отсутствием доступных аэросенсоров, значительной проблемой представляется организация полетов в условиях сильно пересеченного рельефа. Очевидно, что для максимального качества данных магнитометрическая съемка должна выполняться на минимальных высотах, с учетом рельефа и растительности, измерения должны выполняться по сети геометрически правильных профилей, что проблематично для самолетов.

В такой постановке вопроса обращают на себя внимание мультироторные летательные аппараты, маневренные, способные взлетать вертикально, а садиться - по предсказуемой, в отличие от самолетов, траектории (небольшие беспилотные самолеты совершают посадку с помощью парашюта). В последнее время рынок мультикоптерных систем в России и в мире развивается очень интенсивно, в первую очередь, это связано с новыми возможностями, которые беспилотные летательные аппараты представляют фотоаппаратам и видеооператорам. В связи с этим широко представленные в продаже модели обладают ограниченной грузоподъемностью, не превышающей вес зеркальной камеры.

Автором была предпринята попытка создать доступную для широкого круга специалистов методику и технологию беспилотной магниторазведки, обеспечивающую необходимое для решения рудных задач качество данных и при этом характеризующуюся низкой себестоимостью, поскольку риск потери дорогостоящего аппарата снижает экономическую эффективность работ, которая является одним из важных преимуществ метода магниторазведки. Для этого решались задачи разработки и создания летательного аппарата, системы его пилотирования, методики съемки, аэромагнитометра, технологии решения обратной задачи.

В первую очередь был рассчитан и собран из представленных в продаже на азиатских ресурсах комплектующих БПЛА-октокоптер, способный нести груз порядка нескольких кг, с полетным временем на одном аккумуляторе около 20 минут. На рисунке 1 приведен фотоснимок первой апробированной конструкции комплекса.



Рисунок 1. Октокоптер с одним из первых прототипов магнитометра и гексакоптер, использующийся для предварительных полетов.

Разработана методика выполнения съемки и подход к организации системы пилотирования, в частности способ полета с учетом рельефа. В результате установлено, что допустимое для научно-исследовательских задач качество управления аппаратом возможно получить на основе комплексирования деталей полетных контроллеров низкой ценовой категории (до нескольких тысяч рублей). В этом случае большую часть стоимости БПЛА составляют силовые компоненты – двигатели и их регуляторы, поскольку экономия на этих устройствах недопустима.

Ответственной задачей является предварительно геоинформационное моделирование рельефа, поскольку в используемой методике используется автопилот с заранее заложенными полетными точками, для чего целесообразно проводить сравнения и комплексирования различных доступных данных (Просекин и др., 2015). Такой подход значительно удешевляет электронную часть и упрощает управление коптером по сравнению с реализацией лидарных или им подобных систем, позволяющих выполнять обтекание рельефа непосредственно во время полета. Риск потери основного летательного аппарата снижается за счет предварительного облета того же маршрутного задания небольшим и более дешевым гексакоптером.

Изначально очевидной проблемой являлись помехи, генерируемые двигателями БПЛА. Для первого прототипа технологии на основе отечественных комплектующих был собран аэромагнитометр с выносным датчиком общей массой менее 3 кг (без отдельного аккумулятора).

Апробация технологии производилась на территории Курминского района (Приольхонье), в пределах которого известно значительное количество известных рудопроявлений, а также имеются определенные перспективы и научные задачи по поиску новых (Акишина и др., 2015). Ряд рудных объектов был детально исследован методами пешеходной магниторазведки, электроразведки и заверен малоглубинным бурением, что позволило достаточно обосновано решить обратную геофизическую задачу (Ткачева и др., 2015). Установлено, что уже на существующем этапе развития технологии БПЛА-магниторазведка позволяет уверенно фиксировать аномальную составляющую магнитного поля Земли. Для примера на рис. 2 приведен фрагмент данных съемки на участке «Спорный», где верхний профиль получен первым вариантом беспилотного комплекса, а нижний – наземная съемка магнитометром ММРОС.

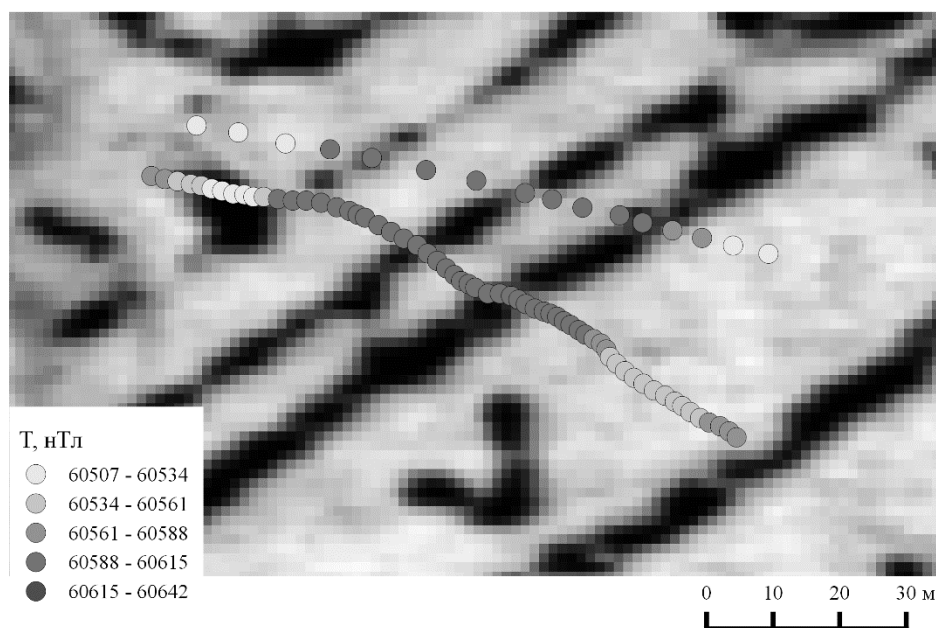


Рисунок 2. Фрагмент аномального магнитного поля участка «Спорный» (полет перпендикулярно складчатости).

Модельная территория характеризуется всеми типичными для постановки наземных исследований особенностями многих перспективных на оруденение районов Сибири: сильно пересеченный рельеф, бурелом, курум и т.п., однако относительно небольшие размеры исследуемых участков и их расположение в зоне действия сотовых сетей позволяли при необходимости найти упавший аппарат.

Испытания показали наличие приемлемой сходимости с результатами наземных измерений даже на первой, весьма несовершенной конструкции, при этом важную роль в получении данных необходимого качества имеет продуманное маршрутное задание, обеспеченное корректной цифровой моделью рельефа, поскольку большое значение имеет равномерное движение аппарата, корректные траектории поворотов и т.п. По итогам испытаний конструкция комплекса была усовершенствована, увеличен вынос датчика относительно рамы БПЛА и изменен способ его крепления для минимизации его «раскачивания» и «кручения» в полете, что значительно повысило правильность измерений. В дальнейшем совместно со специалистами СПбФ ИЗМИРАН предполагается разработка специализированного аэромагнитометра, обладающего значительно лучшими характеристиками. На данный момент качество данных сопоставимо с результатами исследований методом пешеходной магниторазведки магнитометрами ММП-203, выполненных студентами и аспирантами ФГБОУ ВО ИРНИТУ в 2001 – 2008 гг. При этом разработанная технология характеризуется значительно большей оперативностью, меньшей потребностью в человеческих ресурсах, большим пространственным разрешением.

Полученные результаты доказывают возможность создания работоспособной технологии аэромагниторазведки с себестоимостью комплекса, сравнимой с традиционными пешеходными

решениями, что позволяет еще более повысить экономическую эффективность метода магниторазведки в определенных условиях.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ МК-3747.2015.5.

1. Акишина О.В., Паршин А.В., Шульга В.В. Металлогения архей-нижнепротерозойских отложений юга Сибирской платформы // В сборнике: Проблемы геологии и освоения недр Труды XIX Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых учёных. Национальный исследовательский Томский политехнический университет. 2015. С. 181-182.
2. Блинов А.В., Паршин А.В., Костерев А.Н. Особенности постановки геофизических методов поисков золотоурановых объектов в горных районах Северного Забайкалья // Известия СО РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2014. №6. С. 55-61.
3. Коротков В.В., Глинский Н.А., Кирсанов В.Н., Клепер Н.Б., Кузнецова А.В., Цирель В.С. Съёмки с использованием беспилотных летательных аппаратов – новый этап развития отечественной аэрогеофизики // Российский геофизический журнал. 2014. №53-54. С. 122-125.
4. Макаров И.В., Шрайнер К.А. Возможности и перспективы использования беспилотных летательных аппаратов для мониторинга открытых горных работ // Золото и технологии, 2012. №1. С. 28-29.
5. Просекин С. Н., Блинов А. В., Костерев А. Н., Шестаков С. А. Моделирование рельефа Приольхонья на основе глобальных цифровых моделей высот с оценкой их геометрической точности // Вопросы естествознания. 2015. №2. С.104-111.
6. Соколова А. Для поисков месторождений нефти Норвегия использует беспилотные летательные аппараты // Наука 21 век. 2013. - эл. дан.: <http://nauka21vek.ru/archives/49744> (на 05.06.15).
7. Ткачева К.Ю., Шаргородский А.В., Лаврентьева Н.А. Опыт комплексирования данных импульсной электроразведки в Приольхонье // Материалы 42-й сессии международного научного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Пермь. 2015. С.206-208
8. Эпов М.И., Злыгостев И.Н. Применение беспилотных летательных аппаратов в аэрогеофизической разведке // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2012. № 3 – 2. С. 22-27.

Геоинформационное решение прямой геолого-геохимической задачи с использованием аппарата физико-химического моделирования

Паршин А.В.¹, Абрамова В.А.²

¹Иркутский научный центр, Иркутск, sarhin@geo.istu.edu

²ИПРЭК СО РАН, Чита, vera_abramova79@mail.ru

Как известно, в результате разрушения рудных тел и переноса полезных компонентов в жидкой и твердой фазе формируются потоки рассеяния. Решение задач разведки недр и охраны окружающей среды предопределяет необходимость корректного моделирования процессов выветривания и их результатов, что имеет как поисковое, так и геоэкологическое применение. По аналогии с геофизическими методами, прямой геолого-геохимической задачей предлагается считать расчет аномального геохимического поля от объекта, в то время как обратной можно считать задачи определения кондиций источника по характеристиками потока рассеяния. В данной работе рассматривается решение прямой задачи а контексте ее геоэкологического применения.

Современный уровень рационального использования месторождений полезных ископаемых предполагает добычу минеральных ресурсов с учетом возможного воздействия на состояние природной среды в районах геологоразведочных или эксплуатационных работ. Освоение рудных объектов ставит задачи исследования повышения подвижности рудных элементов вследствие вскрытия и отработки месторождений, а также обязательную подготовку оценки воздействия на окружающую среду еще на предпроектной стадии. Традиционное решение этих задач осуществляется путем сочетания полевых работ и экологических изысканий в районах месторождений, а также лабораторных исследований (теоретических и экспериментальных), которые позволяют получить характеристику современного состояния природной среды и оценку возможных экологически негативных изменений. Такие работы требуют значительных временных и финансовых затрат, в связи с чем представляется актуальным разработка более экспрессных методов оценки влияния процессов выветривания руд, вступивших в контакт с атмосферой и водой, дополняющих классические подходы. Возникает потребность в создании и совершенствовании новых экономических и эффективных механизмов геоэкологического мониторинга и прогнозирования, которые должны быть построены с учетом выявленных региональных или локальных факторов, учитываемых при моделировании воздействий горнопромышленного производства.

Стандартным подходом для решения задач геоэкологического контроля признаны геоинформационные системы, которые в полной мере обеспечивают задачи мониторинга. Классические ГИС-системы обеспечивают сбор и хранение информации, анализ сложившейся геоэкологической обстановки, изучение и визуализацию временной динамики процессов. Однако подсистемы прогнозирования в таких ГИС основаны на накопленной фактографической информации или данных по объектам-аналогам, из которой, с помощью методов регрессионного анализа производится экстраполяция выявленных закономерностей в будущее. В случае, если осваиваемая территория изучена слабо, характеризуется какими-либо региональными особенностями в протекании процессов выветривания, использование подсистем прогноза классических ГИС на первых этапах исследования новой территории весьма затруднено, поскольку они не позволяют напрямую оценить потенциальные последствия от проектных решений.

В настоящее время в решении определенных классов геологических задач получили широкое распространение методы физико-химического моделирования (ФХМ), которые обеспечивают расчет формы и количества вещества, образующегося в результате геохимических процессов в конкретных термодинамических условиях. Таким образом обеспечивается эффективное прогнозирование результатов еще не случившихся событий. Данные о поведении веществ в определенных термодинамических условиях берутся из открытых баз либо могут быть

получены в результате лабораторных исследований, менее затратных по сравнению с полевым геоэкологическим мониторингом. Однако современные средства физико-химического моделирования имеют существенный недостаток, на данный момент принципиально не решенный, - невозможность представления результатов расчетов в обычном для геологических информационных продуктов виде схемы или карты, классифицированной в соответствии с установленными требованиями.

Предметом данной работы является разработка способа интеграции основных преимуществ классического геоинформационного подхода и ФХМ-моделирования. В качестве объекта выбран район Удоканского месторождения меди, которое в настоящий момент планируется к разработке, имеется опубликован проект освоения, определяющий местоположение и характеристики отвалов, хвостов других объектов инфраструктуры (Отчет..., 2010). В результате проведения с 1950-х годов геологоразведочных работ на территории месторождения уже имеются многочисленные каналы, штольни и отвалы сульфидсодержащих руд и пород, а также оставленные рабочие поселки. В таких условиях процессы окисления сульфидов происходят более активно и представляют серьезную экологическую опасность, поскольку являются мощным источником поступления значительного количества тяжелых металлов в окружающую среду. Кроме того, исследования последних лет показали, что определяющим фактором гипергенного преобразования сульфидных минералов, содержащихся в складированных горнопромышленных отходах, становятся соединения азота, входящие в состав кислотных атмосферных выпадений (Маркович, 1998). Результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что при отрицательных температурах присутствие соединений азота в сернокислых растворах существенно интенсифицирует процессы выветривания сульфидных минералов, причем скорость кислотного выщелачивания сульфидов достаточно высока, поскольку максимальные концентрации меди в растворе достигаются в течение первых суток (Абрамова и др., 2015). Эти факторы не позволяют применить к территории классические универсальные средства геоэкологического прогноза.

Применительно к сульфидным рудам месторождения авторами был апробирован метод термодинамического моделирования и сформирована научная основа прогнозирования результатов процессов выщелачивания загрязняющих окружающую среду компонентов (в частности, меди) (Абрамова и др., 2015).

Для выполнения физико-химического моделирования (ФХМ) использовалась среда «Селектор», которая наряду с HCN и Chemical WorkBench является одной из лидирующих сред моделирования в России. Для дополнения физико-химической модели необходимым для кондиционного представления набором данных и обеспечения картографирования результата были применены последние методические и технические достижения открытых геоинформационных технологий.

Необходимые условия для геоинформационных расчетов применительно к территории Удоканского месторождения в некоторой степени были определены согласно (Отчет..., 2010). Вполне очевидно, что картографическое представление должно отражать качество среды или же степень воздействия на нее. Традиционные мониторинговые исследования предполагают измерения качества среды по сети точек. В данной работе известен источник (отвалы) и результаты физико-химического моделирования возможных процессов выветривания, происходящих в них (Абрамова и др., 2015). Для картирования предполагаемых концентраций меди в пространстве в первую очередь необходимо вычислить количество вещества, выделяющегося из складированных пород и руд в течение определенного времени, на второй стадии научно обоснованным образом распределить результаты на гидросеть. Для разработки способа картографирования данных ФХМ на первом этапе за основу был взят классический подход к расчету потоков рассеяния (Романов, 2002). Основные методические положения такого расчета сводятся к следующим позициям:

1. Определяется гидрометрический створ (или створы). По гидрометрическим данным с пункта исследуемой территории можно определить годовой вынос вещества в целом и

ежегодный слой денудации для оценки техногенной нагрузки на уровни содержания меди в воде, взвесьях и донных отложениях.

2. Рассчитывается величина ежегодного слоя денудации в бассейне реки. При этом используются литературные данные по плотности стекаемого вещества и по количеству вещества, транспортируемого по дну реки (Романов, 2002).

3. Обрабатываются данные по содержаниям меди в воде и во взвесьях для расчётов коэффициента её водной миграции.

4. Рассчитываются возможные содержания меди во взвесьях и в воде по гидрометрическому створу, а также площади карьеров, хвостов, отвалов и объём годового сноса материала.

«Классический» расчет показал низкую детальность в связи с зависимостью от наличия опорной гидрометрической информации, обычно скудной на фрагментарно изученных территориях, а также недостаточное соответствие реальной обстановке в связи с невозможностью учесть региональные особенности, интенсифицирующие процессы криогенного выщелачивания, в данном случае, влияние соединений азота (Абрамова и др., 2015). Среднегодовое повышение концентрации меди в водотоках лицензионного участка определено как 1.3 кг/литр (имелись данные только по одному гидрометрическому створу), при этом очевидно, что ближе к источникам воздействия концентрация должна быть гораздо выше. В связи с этим метод был модернизирован. Для выполнения расчетов создан геоинформационный проект, включающий, кроме вышеперечисленных данных также цифровую модель рельефа, полученную по спутниковым данным, актуальную гидросеть, отрисованную по данным дистанционного зондирования Земли Landsat 8. Информация о количестве и кондициях руд в отвалах, площади водосборов водотоков территории, архивные метеорологические данные и экспериментально полученная временная динамика выхода меди позволили вычислить методом ФХМ вероятные среднегодовые концентрации загрязняющих средств в водотоках, дренирующих отвалы и хвосты. В условиях гор, разветвленной гидросети, представленной водотоками 4 порядка и выше (имеющими преимущественно поверхностное питание), количество вещества в более крупной реке определяется исходя из отношения площадей водосборов втекающих рек или ручьев. Площади водосборов определяются по ЦМР стандартными алгоритмами геоинформационной системы SAGA. Концентрации присваиваются каждому отрезку графа гидросети между пересечениями. Были рассчитаны потенциальные концентрации загрязняющих веществ в водотоках, дренирующих отвалы и хвосты на первый год с момента реализации разработки месторождения. Сравнение с результатами классического расчета показывает, что интегрированный ГИС-ФХМ подход обеспечивает большую детальность, поскольку для небольших водотоков не требуется гидрометрической информации, что позволяет рассчитывать вероятную концентрацию для каждого отрезка гидросети. Также, полученные результаты лучше согласованы с реальной обстановкой на месторождении – максимальное прогнозное значение концентрации меди достигло 24 мг/л в водах хвостов и отвалов, первые десятки мкг/л в водотоках в пределах лицензионного участка, однако на расстоянии в первые десятки километров от хозяйственных объектов концентрация меди в водотоках падает до близкой к фоновой. Исследования предшественников не являлись режимными наблюдениями в течение года, однако имеющиеся данные, учитывая единовременный характер наблюдений, достаточно близки к полученным результатам. Так, по данным (Замана и др., 2003) концентрации меди в водах существующих штолен достигают 15 мг/л, отмечается значительно повышенные концентрации на первых километрах, в целом нагрузка на геосистему в региональном масштабе представляется допустимой.

Таким образом, впервые предлагается вариант связи аппарата термодинамического моделирования и классического варианта геоинформационной среды в решении геохимической задачи. Установлено, что сочетание двух технологий – компьютерного физико-химического моделирования и классических ГИС позволяет более эффективно решить задачи моделирования процессов выветривания и прогнозирования их результатов в условиях минимума полевой информации. Применение технологии к модельному объекту – месторождению Удокан

показывает, что влияние антропогенной деятельности по освоению месторождения в региональном масштабе можно считать допустимым. Разработанная методология и геоинформационная технология обеспечивают более корректное визуальное представление результатов потенциально возможных геолого-геохимических процессов в региональных геохимических условиях по сравнению с классическими способами.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ МК-3747.2015.5.

1. Абрамова В.А., Будяк А.Е., Паршин А.В. Физико-химическое моделирование влияния соединений азота на протекание геохимических процессов в криолитозоне // Криосфера Земли. 2015. т. IX. № 3. С. 40–47.
2. Замана, Л.В., Чечель Л.П., Усманов М.Т. Рудные элементы в гидрогеохимических ореолах некоторых типов месторождений Забайкалья // Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири: Мат.конф.. Томск: Изд-во ТПУ. 2003. С. 156-159.
3. Маркович Т.И., Птицын А.Б. Неконтролируемое кислотное выщелачивание тяжелых металлов из сульфидных отвалов // Химия в интересах устойчивого развития. 1998. № 5. С. 349 - 354.
4. Отчет о предварительной экологической и социальной оценке проекта Удокан (Электронный ресурс). 2010. Режим доступа: URL: [http // www.bgk-udokan.ru / Socialresponsibility](http://www.bgk-udokan.ru/Socialresponsibility).
5. Павлюкова В.А., Маркович Т.И. Геохимические процессы в криогенных зонах окисления сульфидных месторождений с участием соединений азота // Химия в интересах устойчивого развития. 2006. Т.14. №1. С. 89-93.
6. Романов В.А. Потоки рассеяния: сток вещества с суши и водная миграция элементов // Отечественная геология. 2002. № 5–6. С. 46–50.
7. А.Б. Птицын, Л.В. Замана, Г.А. Юргенсон и др. Удокан: геология, рудогенез, условия освоения. Новосибирск: Наука. 2003. 160 с.

Золотая минерализация в коренных породах палеоценовых эксплозивных структур Сихотэ-Алиня и в аллювии дренирующих их ключей

Перевозникова Е.В.¹, Нечаюк О.Е.¹

¹ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток; elenavalper@yandex.ru

В Таухинском террейне Сихотэ-Алиня присутствуют выходы необычных по составу, текстурным и структурным особенностям магматических образований с Au-Pd-Pt минерализацией: лампрофиров, горнблендитов, а также флогопит-оливиновых, карбонатитоподобных и других пород. Они относятся к недавно обнаруженному в Сихотэ-Алине палеоценовому ультраосновному-основному (щелочному-субщелочному) магматическому комплексу и вместе с флюидолитами слагают eksploзивные структуры, во многих отношениях подобные лампроитовым “трубкам” (Казаченко, ..., Перевозникова и др., 2013). Эксплозивные структуры сложены флюидолитами диатремы, карбонатитоподобными породами, микрозернистыми слюдисто-полевошпатовыми и амфибол-полевошпатовыми лампрофирами, микрозернистыми горнблендитами жерловой и флогопит-оливиновыми породами дайковой фаций (Казаченко, Перевозникова и др., 2012, 2013).

Флогопит-оливиновые породы дайковой фации оснований структур относятся к щелочным ультраосновным, ультражелезистым и высокомагнезиальным породам калиевой серии ($K_2O/Na_2O \geq 9$). Для них характерно низкое содержание TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , CaO и Na_2O и необычайно высокое содержание MnO (Казаченко и др., 2013). Фенокристаллы представлены богатым Cl флогопитом, титаномagnetитом, богатым Mn ильменитом и Cl-содержащим F-апатитом. Основная масса сложена марганцовистым гортонолитом, богатым Cl флогопитом, ильменит-пирофанитом и Cl-содержащим F-апатитом. В флогопит-оливиновых породах присутствует комплекс эпигенетических минералов. К ним относятся серпентин, тальк, миннесотаит, карбонаты, магнетит, хлорит, брейтгауптит, кобальтин, соединения Bi и Te, палладистое и т.н. “медистое золото”. “Медистое золото” представлено богатой Zn (до 12.65 мас. %) Ni-содержащей (до 1.28 мас. %) разновидностью аурикуприда и купроауридом. Флогопит-оливиновые породы от классических лампроитов отличаются высокой железистостью и присутствием богатого Fe оливина. Они содержат (г/т) 0.68 Au, 1.86 Pt и 0.01 Pd и обогащены Cl, Co (58.10-67.84), Ni (90.0-127.5), Zn (164.13-204.9), Nb (7.88-9.54), Rb (33.94-53.25), Zr (253.4-259.7), Sn (до 16.6) и Ba (111.5).

Слюдисто-полевошпатовые лампрофиры жерловой фации характеризуются микрозернистой структурой и присутствием автолитов. Главными минералами являются биотит, плагиоклаз, калишпат; второстепенными – марганцовистый ильменит, титанит, магнетит, апатит, алланит, циркон и монацит. Эти породы являются продуктами кристаллизации не расслоенной магмы основного состава и расслоенной в потоке - на ультраосновную (слюдистую) богатую летучими и Fe и среднюю (слюдисто-полевошпатовую), бедную ими. Минеральный состав прослоев изменяется от слюдистого до слюдисто-полевошпатового. Слюдисто-полевошпатовые лампрофиры, отличающиеся низким содержанием MgO, переменным, но в целом высоким содержанием Fe, P и Ti, на классификационной диаграмме располагаются в поле щелочных пород. Калий обычно преобладает над Na ($K_2O/Na_2O = 1.01-6.57$). Состав плагиоклаза изменяется от олигоклаза до лабрадора. Слюда представлена Cl-содержащим (0.13-0.41 мас. %) биотитом. Магнетит беден Ti и иногда содержит V. Ильменит (до 14 мол. % пирофанитового минала) нередко содержит примесь Co. Титанит богат Fe и Al, замещающими до половины Ti; иногда содержит F (до 0.35 ф.е.), Nb (до 0.44 мас. %) и V (до 0.34). Слюдисто-полевошпатовые лампрофиры обогащены (г/т) V (68.7-196.4), Cr (25.52-399.9), Zn (30.5-245.1), Rb (82.4-173.4), Sr (127.6-510.6), Zr (185.2-622.6), Nb (11.97-94.64), Ba (418.5-899.8) и REE.

Горнблендиты жерловой фации представлены микрокристаллической ультраосновной субщелочной породой, содержащей автолиты и мелкие обломки рутил-титанитовых

симплектитов, почти нацело сложенной Cl-содержащим паргаситом. Присутствуют зерна марганцовистого ильменита, V-содержащего рутила и титанита. Горнблендиты богаты Cl (до 0.77 мас. %), V (169.6 г/т), Cr (843.8 г/т), Ni (304.9 г/т) и Zn (824.1 г/т).

Амфибол-полевошпатовые лампрофиры жерловой фации – микрозернистые богатые Ti и Ca породы основного состава, сложенные фенокристаллами амфибола и амфибол-полевошпатовой (+вулканическое стекло?) основной массой с обильными выделениями ильменита. Амфибол относится к ряду “паргасит-актинолит”. Плаггиоклаз представлен лабрадор-битовнитом. Ильменит содержит пирофанитовый (до 17 мол. %) и перовскитовый (до 10 мол. %) миалы. Амфибол-полевошпатовые лампрофиры обогащены (г/т) V (240.5), Cr (362.2), Ni (141), Sr (465.4), Zr (296.3), Nb (47.62), Mo (13.44), Ba (402.3), REE и W(12.96).

Карбонатитоподобные породы жерловой фации образовались в результате инъекций в известняки газонасыщенной смеси из магматического материала, обломков осадочных пород, оплавленных кристаллов кварца, калинатрового (40-42 мол. % альбита) полевого шпата и олигоклаза, обломочных зерен эденита и Cl-содержащего биотита, а также захваченных оплавленных обломков известняков. Среди продуктов кристаллизации такой смеси встречаются зерна Ni-содержащего арсенопирита, V-содержащего рутила, Cl-содержащего фторапатита, монацита, титанита, циркона, Cl-содержащего биотита, куспидина, Cr-содержащего хлорита, Sn-содержащего андрадита, Mn-, Mg- и Zn-содержащего магнетита и Ce-содержащего эпидота. На фронте внедрения такой смеси происходило дробление и плавление известняков, а также последующая кристаллизация карбонатного расплава. В карбонатитоподобных породах встречаются кристаллы богатого V_2O_3 (до 16.49 мас. %) и ZnO (до 7.36) хромшпинелида и $V_2O_3(0.6)$ -, $Cr_2O_3(1.19)$ -, ZnO(1.84 мас. %)-содержащего магнетита, а также прожилки и гнезда обогащенного V_2O_3 (до 1.63 мас. %) и Cr_2O_3 (до 1.98) хлорита.

Флюидолиты диатремы внешне напоминают туфы, туффизиты, туфобрекчии и брекчии с обломками осадочных пород и лампрофиров. Обломки богатых Ca магматических пород и соседствующие с ними обломки кремней нередко частично замещены родингитами. Особенностью флюидолитов является присутствие обломков изначально углеродистых (вероятно, битуминозных или газо-нефтематеринских) глинисто-кремнистых пород, превращенных в микрозернистую черную графит-альбит-кварцевую породу. Цемент флюидолитов состоит из раздробленного и перекристаллизованного материала осадочных пород или представляет собой продукты кристаллизации своеобразной “кашицы” или “грязевой” смеси, состоящие из мелких обломков пород, зерен калишпата, плаггиоклаза, кварца и других минералов в калишпатовой матрице. Встречаются обломочные зерна апатита, рутила, оплавленные обломки кварца, пироп (до 18 мол. %)-альмандина, новообразованные зерна циркона, ильменита, титанита, пренита, хлорита, калишпата, паргасита и геденбергита. Присутствует небольшая доля магматического цемента, отвечающего по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям слюдисто-полевошпатовым лампрофирам, но отличающегося небольшим количеством биотита, меньшей щелочностью и более кислым составом из-за ассимиляции осадочных пород. В флюидолитах и слюдистых лампрофирах в последнее время обнаружены (с участием автора) чешуйки графита, золотосеребряного твердого раствора и мелкие кристаллы муассанита, рубина, сапфира и лейкосапфира. Для этих пород характерны удлиненно-пластинчатые выделения, гнезда и густая вкрапленность самородных Al, Cu, Zn, Sn и разнообразных интерметаллических соединений этих и других металлов. С взрывными структурами генетически и пространственно связана также Au (с Cu, Ag, Ni, Hg, Sn, Pb, Sb, Pd и Pt) минерализация (Казаченко, Перевозникова и др., 2014), сферулы силикатного, Fe-оксидного, Ti-оксидного, железо-никелевого (аваруитового), золото-серебряного и ртуть-золото-серебряного (юйянгитового) типов (рис. 1), частицы лазурита и бесцветного прозрачного богатого Ca стекла (“silica glass”), нитевидные, серповидные и удлиненно-пластинчатые кристаллы самородных Fe (с включениями самородных Cd и Zn), Al, Zn, Cu (рис. 2) и интерметаллических соединений Cu, Zn и Ni, присутствующие как в породах палеоценового комплекса, так и в аллювии дренирующих их ключей.

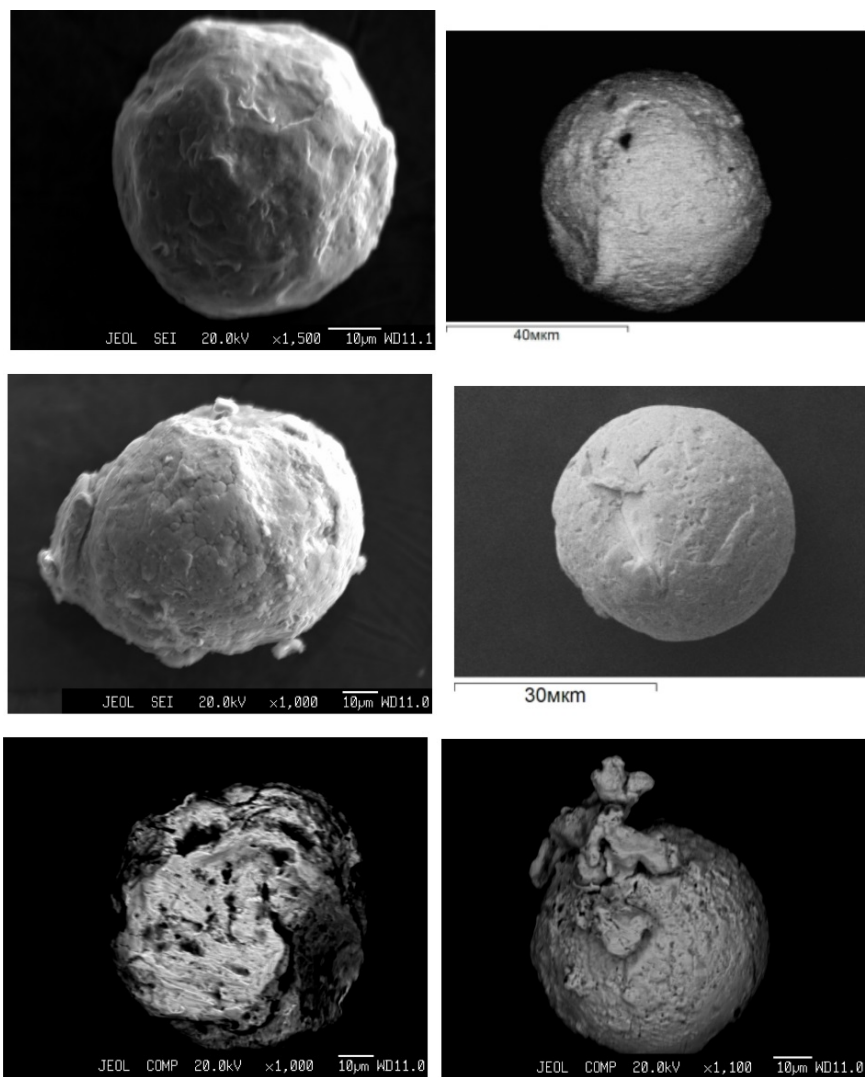


Рисунок 1. Морфология поверхности сферул железо-никелевого (аваруитового) (левый ряд), золото-серебряного (два верхних снимка правого ряда) и ртуть-золото-серебряного (юйянгитового) (нижний снимок правого ряда) типов из аллювия ключа, дренирующего взрывную структуру.

Вид в режиме “SEI” и “COMP”.

Эксплозивные структуры палеоценового магматического комплекса Сихотэ-Алиня образуют “кусты” по 2-3 трубки взрыва в каждом. На площадях “кустов” в аллювиальных отложениях повсеместно присутствует золотая минерализация в виде многочисленных частиц пылевидной размерности. В шлиховых пробах ключей Мокрушинской площади Ольгинского рудного района (Таухинский террейн), дренирующих одну из трубок, обнаружены многочисленные частицы $\varnothing \leq 0.07$ мм желтого, красного или белого цвета металлического облика, состоящие из твердых растворов Au, Ag, Hg, Sb, Pb, Sn, Cu, Ni, Zn и Co (в разных комбинациях). Поверхность частиц местами покрыта пленками органики, гидроксидов Fe и силикатов. Частицы имеют облик чешуек, шаров (сферул) или натечных образований. Нередко они представляют собой суспензии зерен в жидком металле или продукты “высыхания” суспензий – бесформенные полиминеральные агрегаты из “слипшихся” зерен. Частицы сложены самородным Au, Cu_2Au_5 , купроауридом и его богатой Ni (до 7.58 мас. %) и Zn (до 4,34) разновидностью, юаньцзянитом, соединениями $(\text{Au,Ag})(\text{Hg,Pb,Sb,Sn})$, $(\text{Au,Ag})(\text{Sb,Hg,Pb,Sn})_2$ и $(\text{Au,Ag})_4\text{Hg}$, амальгамой $(\text{Au,Ag})_2(\text{Hg,Pb,Sb,Sn})_3$, юйянгитом $(\text{Au,Ag})_3\text{Hg}$, твердыми растворами Pb и Hg, самородной Hg и другими минералами. Самородное Au представлено Au-Ag твердым раствором, Au без примесей и с примесями Cu, Pb, Hg или Co. Юаньцзянит содержит примесь Hg и, изредка, Pb.

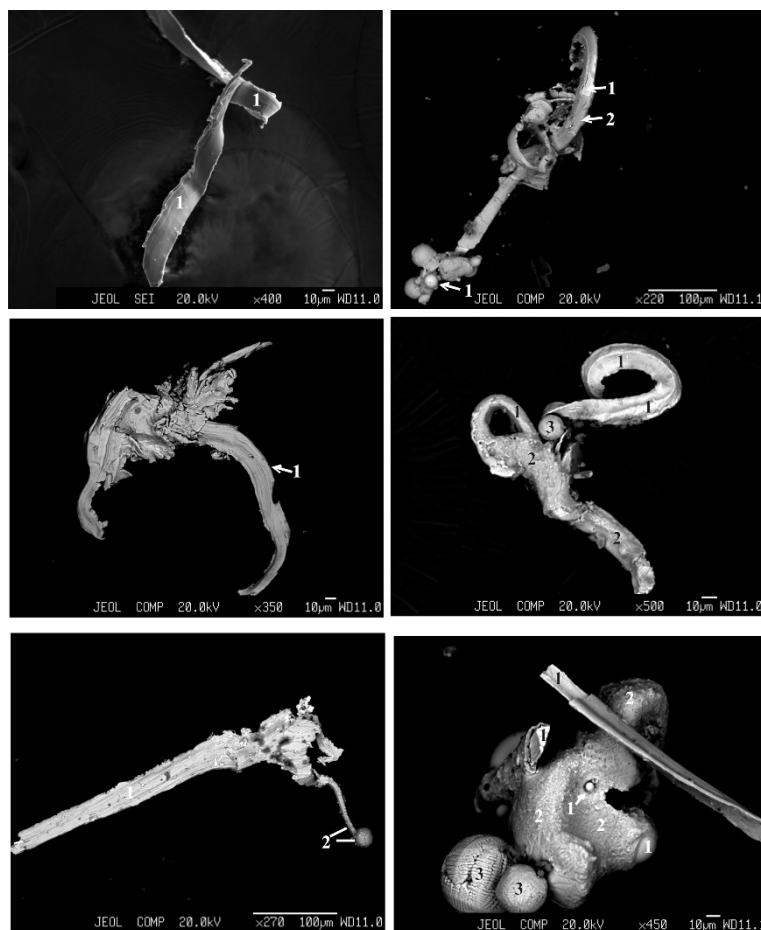


Рисунок 2. Самостоятельные частицы и комбинации частиц самородного Fe нитевидной и иной морфологии со сферулами этого металла и магнетита (из аллювия ключей, дренирующих палеоценовые взрывные структуры).

1 – самородное железо, 2 – оксидная корка, 3 магнетит. Многочисленные мелкие белые участки в самородном железе на нижнем (в левом ряду) снимке соответствуют включениям самородного кадмия. Вид в режиме “COMP”.

Соединение $(Au,Ag)(Hg,Pb,Sb,Sn)$ характеризуется высоким содержанием Hg и Pb и небольшим количеством или отсутствием Sb и Sn. Соединение $(Au,Ag)(Sb,Hg,Pb,Sn)_2$ представлено двумя разновидностями одного минерала, или, возможно, двумя минералами. Богатая Sb разновидность не содержит Ag и по составу близка к ауристобиту, но отличается значительной примесью Sn, Hg и Pb. Богатая Hg разновидность характеризуется отсутствием Sb и нередко содержит Ag. Амальгама золота и серебра $(Au,Ag)_2(Hg,Pb,Sb,Sn)_3$ содержит много Pb и, иногда, Sb и Sn. Анализ близкого к ней по составу соединения рассчитывается на идеальную формулу $(Au,Ag)_3(Hg,Pb)_4$. Юйянгит $(Au,Ag)_3Hg$ обычно содержит примесь Co, а соединение $(Au,Ag)_4Hg$ – Pb или Co. Анализы твердых растворов Pb и Hg пересчитываются на идеальные формулы $PbHg$, $Pb(Hg,Sb)$, Pb_4Hg_3 , Pb_4Hg_5 , Pb_5Hg_4 , $PbHg_2$, $PbHg_3$, $PbHg_4$, Pb_3Hg , $(Pb,Co)_4Hg$ и Pb_7Hg . Самородная Hg иногда содержит Pb, Ag, Sn или Au.

Многочисленные частицы пылевидного ($\varnothing$ десятки мкм) Au присутствуют в аллювии долин руч. Широкая падь и Левый Распадок, а также Судновая падь, дренирующую площадь другого “куста”, на всем их протяжении (от устьев до верховьев). Сходство минералогии золота в аллювиальных отложениях Широкопаднинской площади и ее окрестностей по сравнению с Мокрушинской площадью является широкое распространение частиц чешуйчатого или комковатого (натечного) облика, сложенных самородным золотом без примесей, золотосеребряным твердым раствором, юаньцзянитом, ртутистым золотом, юйянгитом и соединением $(Au,Ag)_4Hg$. Характерно также присутствие сферул золото-серебряного и юйянгитового состава.

1. Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Кононов В.В., Сафронов П.П. Первая находка флогопит-оливиновых пород (лампроитов) в Таухинском террейне Сихотэ-Алиня // ДАН. 2012. Т. 445. №. 3. С. 303–307.
2. Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Сафронов П.П., Сксарева Н.В. Самородные металлы и интерметаллиды в аллювии Мокрушинской площади Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь) // ЗРМО. 2014. №. 3. С. 85-105.
3. Казаченко В.Т., Ханчук А.И., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В. Флогопит-оливиновые породы Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 5. С. 35-51.

К вопросу о составе минералообразующих сред редкометалльных Li-F гранитов Орловского массива в Восточном Забайкалье

Пихулина А.В.¹, Баданина Е.В.¹

¹СПбГУ, Санкт-Петербург, a.pikulina@list.ru

Настоящее исследование посвящено изучению редкометалльных плюмазитовых Li-F гранитов. Вопросы генезиса редкометалльных гранитов рассматриваются со времени их первых находок, и дискуссии активно продолжаются до настоящего времени. В 60-70-е годы прошлого века появились две противоположные модели их формирования: магматическая модель В.И.Коваленко (Коваленко, 1977) и метасоматическая А.А.Беуса (Беус, 1962). Согласно модели В.И. Коваленко редкометалльные граниты представляют собой результат крайнего проявления кристаллизационного фракционирования. Тем не менее, связь рудообразования с магматическим или с метасоматическим процессом остается невыясненной.

Объектом настоящего исследования является Орловское месторождение тантала. Орловский массив Li-F гранитов находится в Восточном Забайкалье и является известным месторождением редких металлов – тантала, лития и фтора (Сырицо, 2002). Месторождение разрабатывалось с 80-х годов XX века на танталовые руды. Основными рудным минералами являются – колумбит-танталит, микролит и стрюверит. Массив имеет чётко выраженное зональное строение, где снизу вверх последовательно сменяются следующие разновидности гранитов: Li-биотитовые $\Rightarrow$ мусковитовые порфиробластовые с гороховидным кварцем $\Rightarrow$ альбитизированные амазонитовые Li-Fe-мусковитовые $\Rightarrow$ альбитизированные амазонит-лепидолитовые $\Rightarrow$ кварц-амазонитовые пегматоиды $\Rightarrow$ топазовые и берилл-содержащие эндо-экзогрейзены с циннвальдитом. Зональность хорошо прослеживается по смене породообразующих и акцессорных минералов, отражая последовательную смену состава минералообразующей среды. От глубоких горизонтов к апикали массива последовательно растёт содержание Na, K, Si, Li и F. С ростом содержаний F в силикатных расплавах связывают концентрацию редких металлов – Ta, Nb, Be, Li, РЗЭ (Когарко, 1986).

В настоящей работе нами были изучены поздние дифференциаты амазонитовые граниты с лепидолитом. Порода представляет собой порфиробластовый (размеры гороховидного кварца 0,3-0,5 см) среднезернистый амазонитовый гранит с топазом, микролитом и колумбит-танталитом.

Для изучения флюидных включений (ФВ) были изготовлены 3 двустороннеполированные пластинки. В пластинках было выделено 3 разновидности кварца: (1) со структурой «снежного кома» (размеры таких зерен 1-5мм, распределены в породе равномерно, большое количество ФВ), (2) кварц в виде небольших зерен в массивном альбите (с РВ и большим количеством первичных и вторичных ФВ) и (3) третья разновидность сильно измененный ксеноморфный кварц в основном с вторичными ФВ. Первичные включения в изучаемом кварце (2) обычно имеют размеры от 20 до 100 мкм. Они состоят преимущественно из трёх фаз: водно-солевого раствора, газовой и иногда твердой фазы. Вторичные ФВ расположены по залеченным трещинам, образуют многочисленные скопления, размер до 20 мкм. Состоят из газовой и жидкой фаз.

В результате предыдущих исследований расплавных включений (РВ) в кварце амазонитовых гранитов Орловского месторождения (Баданина, 2010), нами было установлено, что по составу эти РВ соответствуют составу породы, но содержания Na, Al, F, Li, Ta в РВ заметно ниже, чем в породе.

Объектом настоящего исследования стали ФВ в кварце. ФВ были изучены методами термобарометрии (Leica DFC295). В результате было установлена температура гомогенизации ФВ 260-305°C (исчезновение газовой фазы). Затем нами была использована методика диагностики фаз (жидких, кристаллических, газообразных) в составе флюидных включений методом рамановской спектроскопии (спектры получены на приборе Jobin-Yvon LabRam HR800). Также в ходе исследования был использован метод сканирующей электронной

микроскопии (Hitachi S-3400N) для анализа сухих остатков солевых растворов, ксеногенных и дочерних минеральных фаз в составе вскрытых ФВ.

В составе жидкой фазы во ФВ в кварце из амазонитовых гранитов Орловского массива методом рамановской спектроскопии обнаружено наличие ортоборной кислоты и жидкой CO_2 . В составе газовой фазы установлен газ CO_2 . Твердая фаза представлена многочисленными кристаллами топаза игольчатой формы и сассолином.

В связи с тем, что ионные соединения не анализируются методом рамановской спектроскопии, нами был выполнен анализ сухих остатков солей, оставшиеся во включениях при выпаривании воды после вскрытия на сканирующем электронном микроскопе. В результате исследования во всех вскрытых включениях были обнаружены соли NaCl . В наиболее крупных вскрытых включениях наряду с NaCl в сухих остатках солей было обнаружено присутствие «Na-Al-F» фазы, которая выстилает полости вскрытых ФВ. Соотношение Na, Al и F не постоянное, варьирует в широких пределах. При этом концентрация Al и F в составе ФВ оказалась настолько высокой, что в составе дочерней минеральной фазы были обнаружены кристаллы топаза.

Таким образом, несоответствие состава породы составу РВ может объясняться отщеплением от силикатного расплава специфического Na-Al-F-гидросолевого расплава. В соответствии с экспериментальными работами (Векслер, Граменицкий), можно предположить, что именно с этой субстанцией, возможно, связан перенос и концентрация редких элементов.

Полученные результаты свидетельствуют о сложной позднее- (посто)магматической истории формирования изучаемых рудоносных редкометальных Li-F гранитов.

Аналитические исследования выполнены в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель». Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №13-05-01057.

1. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В. и др., Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т.18. №1. с.139-167.
2. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд. АН СССР. 1962. 195 с.
3. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.П., Фазовые превращения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами, М.: ГЕОС, 2005, 210 с.
4. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука. 1977. 206 с.
5. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука. 1986. 124 с.
6. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах т. I. М.: Мир. 1987. 284 с.
7. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб: Издательство Санкт-Петербургского университета, 2002. 356 с.

Угледородный состав флюидных включений в кварце и сульфидах Михайловского месторождения (Енисейский кряж) (по данным хромато-масс-спектрометрии)

Рябуха М.А.¹, Хоменко М.О.¹

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: marya.ryabukha@mail.ru

Месторождение Михайловское (Панимбинский рудный узел, Енисейский кряж) относится к золоторудным объектам, так называемого «черносланцевого семейства» (Арифуров, 2007; Вихтер, 2007). Определение роли углеродистого вещества (УВ) в транспортировке, обогащении и рассеянии благородных металлов в черносланцевых толщах является открытым вопросом в рудной геологии (Ермолаев др., 1995). При этом остаются нерешёнными вопросы источника металлов, а также, каков генезис самого углерода углеродистых соединений: биогенный, эндогенный или осадочный (Мартихаева, 2000).

Впервые методом хромато-масс-спектрометрии изучен состав углеводородов кварцевожильных образований Михайловского месторождения. Хромато-масс-спектрометрический анализ газовой смеси в кварце и сульфидах (пирите и пирротине) выполнялся на хромато-масс-спектрометре Thermo Scientific (USA) DSQ II MS/Focus GC в ИГМ СО РАН. Для интерпретации полученных данных с идентификацией пиков и выделением отдельных компонентов использовалось программное обеспечение AMDIS версии 2.66 по библиотекам масс-спектров NIST'08. Во золотоносных флюидах месторождения определены вода, уголекислота, азот, а также широкий спектр углеродистых соединений: алифатических (алканы, алкены), циклических (арены, фенол), кислородсодержащих (спирты, эфиры, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты, фураны) а также азот- и серосодержащие вещества ($C_8H_7N_3O$, CH_4N_2S , C_7H_5N , $C_2H_6S_2$, C_3H_8S и др).

В кварце Михайловского месторождения зафиксированы значительные количества метана (до 13.77 %), а также наличие азота в свободном виде (до 2.06 %), что характеризует восстановительную среду минералообразования. Также восстановленную обстановку подтверждает небольшое количество воды и уголекислоты во флюиде. Отношение CH_4/CO_2 во флюидах кварца составляет 0.01 до 2.12, а уголекислотно-водный коэффициент CO_2/CO_2+H_2O от 0.18 до 0.98. В кварце также обнаружено незначительное содержание серосодержащих углеводородов C_3H_8S , $C_2H_6S_2$ и $C_2H_6O_2S$.

Согласно хромато-масс-спектрометрии в пирите и пирротине месторождения присутствуют алифатические и ароматические углеводороды, O-, S- и N-содержащие соединения. Нужно отметить, что метана здесь значительно меньше, чем в жильном кварце (до 8.99 %), а азота до 7.346 %, также обнаружено присутствие других азотистых соединений - бензонитрила C_7H_5N , фталимида $C_8H_5NO_2$ и др. Кроме CS_2 , COS , SO_2 , определён целый ряд гетероциклических серосодержащих углеводородов класса тиофенов (до 1.723 %). Отношение CH_4/CO_2 в сульфидах от 0.02 до 0.36, а CO_2/CO_2+H_2O от 0.21 до 0.79.

Такой разнообразный состав углеводородных соединений во флюидах месторождения мог определяться особенностями процессов первичного осадкообразования и зеленосланцевого метаморфизма на Панимбинском рудном узле, а возможно и вкладом глубинных абиогенных источников углерода, связанных с магматическими или гидротермальными процессами.

Вполне возможно, что на Михайловском месторождении легкоподвижные формы золота транспортировались в составе углеводородных флюидов из зон метаморфизма в тектонически ослабленные разломные зоны, где происходило разрушение металлоорганических соединений. В итоге образовывались лёгкие газообразные, жидкие углеводороды и нерастворимые соединения углерода (графит), способные концентрировать, транспортировать и отлагать золото и сульфиды железа при благоприятных термодинамических и геодинамических обстановках (Ганжа, 2014; Мартихаева, 2000).

1. Арифуров Ч.Х., Арсеньева И.В. Условия формирования золоторудных месторождений в черносланцевых комплексах // Материалы научной конференции. 2007. Т. 1. С. 151–155.)
2. Вихтер Б.Я. Основные характеристики терригенных формаций, вмещающих золоторудные месторождения бакирчикского семейства // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 58–68.
3. Ганжа Г.Б., Развозжаева Э.А. Органическое вещество в осадочных породах вернинского золоторудного месторождения, Патомское нагорье // Руды и металлы. 2014. № 3. С. 65-73
4. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Чиненов В.А., Горячкин Н.И., Никифоров А.В. Формы нахождения платиновых металлов в рудах золота из черных сланцев // Геохимия. 1995. № 4. С. 524–532.
5. Мартихаева Д.Х. Исследование углеродистого вещества в метаморфических и гидротермальных породах (Сибирская платформа и Прибайкалье) // Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск 2000.

Минералого-геохимические особенности циркона из редкометальных гранитов Восточного Забайкалья

Сагитова А.М.¹, Баданина Е.В.¹

¹СПбГУ, Санкт-Петербург, adel-sagitova@yandex.ru

Целью настоящего исследования стало выявление минералого-геохимических особенностей циркона из Li-F плюмазитовых гранитов Восточного Забайкалья. Как было показано нами ранее (Сагитова, Баданина, 2014), циркон здесь является сквозным аксессуарным минералом, что позволяет изучать его типохимизм в процессе эволюции гранитоидной системы.

В качестве модельных объектов послужили Орловское и Этыкинское редкометальные месторождения в Восточном Забайкалье. Эти месторождения характеризуются зональным строением, которое позволяет изучать изменение минералогии и геохимии циркона в последовательном процессе.

Хангилайский интрузив расположен в Восточном Забайкалье, в центральной части Агинской палеозойской плиты, сложенной преимущественно слабометаморфизованными песчано-сланцевыми породами. На поверхности интрузив образует три массива: центральный по положению материнский Хангилайский массив сложен двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, западный сателлит – Орловский – представляет собой дифференцированный массив Li-F гранитов с танталовой минерализацией, восточный – Спокойнинский – сложен вольфрамоносными мусковит-альбитовыми гранитами (Сырицо, 2002). Возраст интрузива согласно U-Pb-методу составляет $139,9 \pm 1,7$ млн. лет (Абушкевич, Сырицо, 2007). Нами изучался циркон из биотитовых гранитов материнского Хангилайского массива, протолитионитовых (O1) и микроклин-альбитовых (O2) гранитов Орловского массива. Этыкинский массив представлен амазонит-альбитовыми гранитами с танталовой минерализацией. Массив расположен в 150 км от Хангилайского массива в Газимуро-Аргунской структурно-формационной зоне, вмещающими породами для него являются песчано-сланцевые толщи. В данной работе изучался циркон из порфиоровидных амазонит-альбитовых гранитов с крупными бластами слюды и из мелко-равномернозернистых амазонит-альбитовых гранитов с тонкочешуйчатым лепидолитом. Возраст массива - $142,0 \pm 1,1$ млн. лет (Rb-Sr-метод) (Костицын и др., 2004).

В работе был использован комплекс самых современных методов исследования вещества, в том числе сканирующая электронная микроскопия (СЭМ), СЭМ с системой регистрации катодолюминесценции, микрозондовый микроанализ, ионнозондовый микроанализ. Химический состав циркона был изучен на микроанализаторах CAMECA SX-100, Hitachi S-3400N, Hitachi TM 3000. Микроэлементный состав (Hf, B, Li, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Cs, Ba, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu) изучался на микроанализаторе Cameca IMS-4f (Ярославль).

Изученный циркон из редкометальных Li-F гранитов представлен полупрозрачными кристаллами, цвет варьирует в желтоватых оттенках. Кристаллы удлиненные, представлены призмами с дипирамидальными окончаниями, размер варьирует от 50 до 300 мкм. В процессе развития изучаемой Орловской гранитоидной системы происходит следующие изменения морфотипов циркона: от типа P3 с развитием граней призмы (100) и пирамиды (110) к G1 с гранями призмы (101) и пирамиды (110), что позволяет уже по наличию форм говорить о направленности развития процесса (по Pupin, 1980). Габитус кристаллов циркона амазонитовых гранитов Этыки характеризуется гранями призмы (110) и пирамиды (101), иногда также встречаются слабообразованные грани пирамиды (211). Такая форма отвечает типам G1 и L5 (Pupin, 1980).

Для циркона Хангилайского и Орловского массивов на основе анализа BSE- и CL-изображений выявлены следующие зоны: ядро (зона I), магматическая зона с осцилляторной зональностью (зона II), внешняя кайма (зона III), характеризующаяся губчатым строением. Внутреннее строение циркона Этыкинского массива характеризуется отсутствием ядер,

наличием конвolutной зональности и тонкой зональности во внешних каймах с преобладающим развитием граней (101) (зона IV), что связывают с работой гидротермальных процессов (Hoskin, Schaltegger, 2003) (рис. 1).

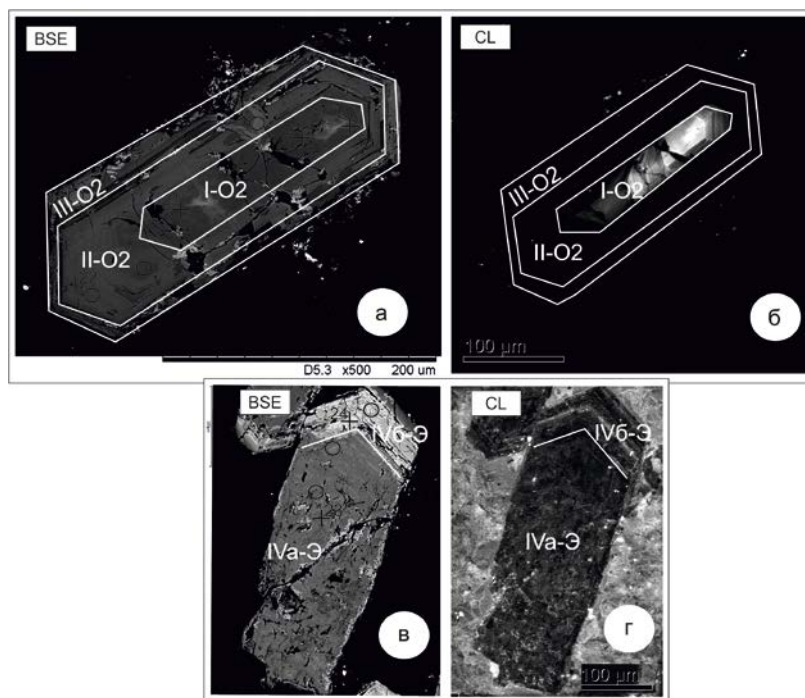


Рисунок 1. Циркон микроклин-альбитовых гранитов Орловского массива (O2) и амазонитовых гранитов Этыкинского массива (Э) с выделенными зонами в режимах BSE (а, в) и CL (б, г).

Зональность циркона из микроклин-альбитовых гранитов: I - ядро, II – магматическая зона с осцилляторной зональностью, III – внешняя кайма (а, б); из амазонитовых гранитов: IVa - конвolutная зональность; IVб - тонкая зональность во внешних каймах с преобладающим развитием граней (101) (в, г). Кружками обозначены точки микрозондового анализа, крестиками – точки ионного микроанализа.

По сравнению с опубликованными данными по составу циркона из редкометалльных гранитов Дальнего Востока (Алексеев, Марин, 2013), редкометалльных пегматитов Юго-Восточного Китая (Wang et al., 1996), циркон редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья отличается повышенными содержаниями редких элементов: Hf, U, Th, REE. Во внутренних зонах исследуемый циркон содержит около 2 масс.% HfO₂. Во внешней (III) зоне циркона микроклин-альбитовых гранитов (O2) Орловки содержание гафния достигает 9,2 масс.% HfO₂, а в цирконе амазонитовых гранитов Этыки (Э) встречаются индивиды, содержащие более 10,0 масс.% HfO₂. Таким образом, Zr/Hf-отношение в цирконе падает от ядра к краю, достигая минимума в амазонитовых гранитах, что отражает процесс магматической дифференциации массивов (Hoskin, Schaltegger, 2003).

Сравнительный анализ редкоэлементного состава циркона показал, что в ядрах (зона I) пониженные содержания Li, Cs, Sr, Ba; в зоне II возрастают содержания Th; во внешних каймах (зона III) максимально концентрируются Hf, U, Y, а также элементы, отражающие геохимическую специализацию объекта, - Nb, Li. Для зоны III также характерны максимальные значения U/Th-отношения, что отражает процессы рекристаллизации и метасоматических изменений (Скублов, 2009). Для внешней, наиболее поздней зоны в цирконе амазонитовых гранитов Этыки (зона IV), аналогов которой нет в цирконе Орловки, происходит падение содержаний U, Th, Y, зато концентрация Hf достигает здесь более 10%. В изученном цирконе сумма REE варьирует от 416 и до 16498 ppm. Спектры распределения REE характеризуются преобладанием HREE над LREE, наличием отрицательной Eu-аномалии и положительной Ce-аномалии (рис. 2). Анализ поведения REE по зонам, показал, что зона I отличается минимальной суммой REE (в среднем 1063 ppm), от зоны I к зоне II Yb_N/La_N-отношение уменьшается с 844 до

297 (средние значения для зон). Такое поведение REE связывают с разрушающим флюидным воздействием на решетку циркона, облегчающим изоморфное вхождение LREE (Cao et al., 2011). От зоны II к зоне III в цирконе Орловского массива происходит выполаживание Ce-аномалии, падение Sm_N/La_N -отношения, отражающее, по Pelleter (2007), увеличение метасоматического воздействия на циркон. Отличительными чертами циркона из амазонитовых гранитов Этыки являются максимальные содержания REE – до 16498 ppm (за счет HREE) (зона IV); максимальное Yb_N/La_N – отношение (до 61660), причем от центра к краю зерен сумма REE не меняется, однако происходит резкое обогащение HREE относительно LREE.

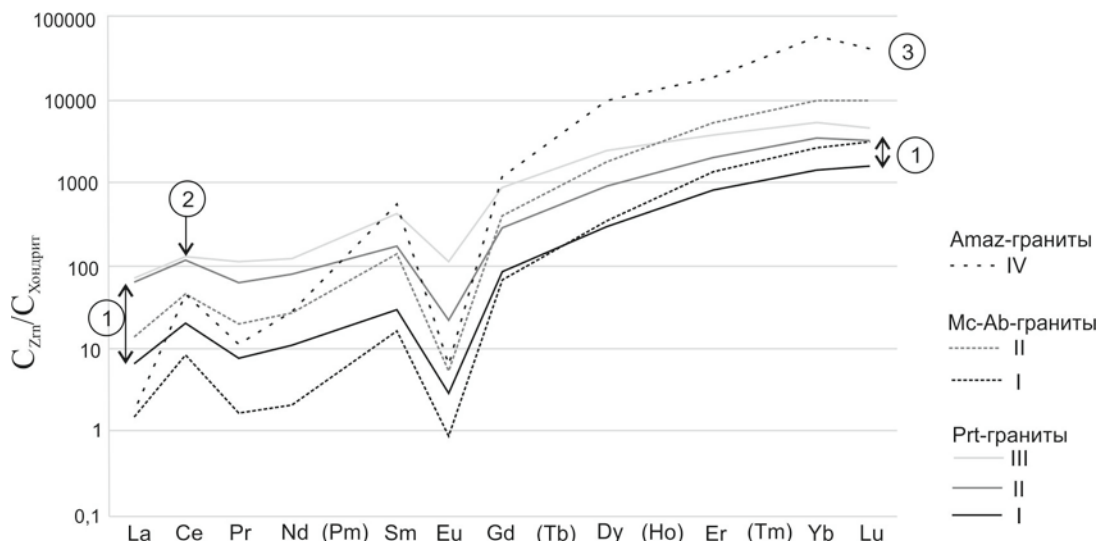


Рисунок 2. Представительные спектры распределения содержаний REE, нормированных на хондрит (по Sun, McDonough, 1989), в цирконе из протолитионитовых (Prt), микроклинальбитовых (Mc-Ab), амазонитовых (Amaz) гранитов.

Зоны: I – ядро, II – магматическая зона с осцилляторной зональностью, III – внешняя кайма, IV – конволюционная зональность во внешних зонах. Цифрами в кружках обозначены: 1 – уменьшение Yb_N/La_N -отношения от I к II; 2 – выполаживание Ce-аномалии от II к III; 3 – рост суммы REE за счет резкого обогащения HREE – зона IV.

В целом, главная тенденция эволюции циркона из Li-F редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья заключается в смене высокотемпературных (850 – 740°C) морфотипов низкотемпературными (650 – 600°C) (на основе морфологии и анатомии циркона (Pupin, 1980) и «Ti-в-цирконе» - термометру (Watson, 2006)), усложнении внутренней структуры и обогащении редкими и редкоземельными элементами внешних кайм и зон циркона. Эволюция редкоэлементного состава циркона демонстрирует значительную роль флюида и гидротермальных процессов в формировании массивов амазонитовых гранитов и, вероятно, сопутствующей танталовой минерализации.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-01057а. Исследования проведены с использованием оборудования ресурсных центров Научного парка СПбГУ «Геомодель», «Нанотехнологии», «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».

1. Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F-гранитов Хангайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука. 2007. 147 с.
2. Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Редкометалльные оболочки циркона в литий-фтористых гранитах Дальнего Востока // ДАН. 2013. том 451. №3. С. 314-317.
3. Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. №9. С. 940-948.
4. Сагитова А.М., Баданина Е.В. Типохимизм цирконов из месторождений редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья // Материалы XXV молодежной научной конференции, посвященной 100-летию К.О.Кратца. 2014.

5. Скублов С.Г., Симакин С.Г. Геохимия цирконов: состояние проблемы и новые возможности [Электронный ресурс] // Материалы V-ой Международной Школы по Наукам о Земле ISES. – 2009. – URL: http://www.ises.su/2009/skublov_1.pdf.
6. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды восточного Забайкалья и проблемы редкометального оразования. СПб: Издательство С.-Петербургского университета. 2002. 357 с.
7. Cao Y. Significance of zircon trace element geochemistry, the Shihu gold deposit, Western Hebei Province, North China / Y. Cao, S. Li et al. // Journal of rare earths. 2011. V. 29. №3. P. 277 – 285
8. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P.27-62.
9. Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Moutaqqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Feraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U – Pb dating of gold mineralization (Tamlalt – Menhouhou gold deposit – Morocco). // Chemical geology. 2007. V. 245. P. 135-161.
10. Pupin J.P., Zircon and granite petrology, Contrib. Mineral. Petrol. 1980. 73: 207
11. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. // Contrib Mineral Petrol, 2006; 151. P. 413 – 433.
12. Wang R.C., Fontan F., Xu S.J., Chen X.M., Monchoux P. Hafnian zircon from the apical part of the Suzhou granite, China. // The Canadian Mineralogist, V. 34. 1996. P. 1001-1010.

Геохимия фосфоритов и железомарганцевых корок с подводных гор северо-западной Пацифики

Саттарова В.В.¹, Волохин Ю.Г.², Ноздрачев Е.А.²

¹ТОИ ДВО РАН, Владивосток, sv_8005@mail.ru

²ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

Фосфориты относятся к числу основных видов полезных ископаемых дна океана. При этом на подводных горах океана железомарганцевые корки нередко залегают на фосфоритах и содержат фосфатные прослои и включения, что приводит к обогащению их фосфором. Тесная связь железомарганцевых корок с фосфоритовым субстратом позволяет рассматривать эти руды как комплексные. Систематическое изучение рудоносности подводных гор Западной Пацифики началось в 80-х годах прошлого столетия. Но главный интерес вызывали находки железомарганцевых корок, отличающиеся от глубоководных конкреций высоким содержанием кобальта и платины. Изучение корок преобладало в морских экспедициях геологических служб Японии (Андреев и др., 1989; Terashima et al., 1988), США (Hein et al., 1988) и Министерства геологии СССР. Полученные результаты, несмотря на неполноту опубликованной информации, позволяют считать Западную Пацифику крупнейшей провинцией комплексных месторождений фосфоритов и (платино-) кобальт-марганцевых руд. Позже число журнальных публикаций, посвященных рудоносности гайотов Западной Пацифики, возросло. Так, в серии публикаций (Васильев и др., 1989; Волохин и др., 1988; Говоров и др., 1994; Мельников и др., 1995; Школьник и др., 1993; Гайоты..., 1995) дано систематическое описание рудоносных гайотов Западной Пацифики, рассматриваются условия образования комплексных месторождений фосфоритов и ЖМК, закономерности размещения и поисковые признаки месторождений на основе полученных данных по комплексу металлогенических факторов. Однако постоянное совершенствование аналитического оборудования и расширение арсенала методических приемов позволяют получить более точные данные и решить ряд геохимических задач.

Для исследования из коллекции ДВГИ ДВО РАН были отобраны наиболее интересные образцы фосфоритов и железомарганцевых корок, собранные в 7 рейсе на НИС «Академик А.Виноградов» в районе плато Огасавара (Тихий океан). Изучение образцов проводилось с помощью современного аналитического оборудования: масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой «Agilent 7500 с» (Agilent Technologies, США), энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр «ARL Quant'X» (Thermo Fisher Scientific, США) и рентгенофлуоресцентный сканирующий спектрометр «S4 Pioneer» (Bruker AXS, Германия).

В результате исследования установлено, что в фосфоритах содержание P_2O_5 составляет 29,5-30,4 %, CaO – 47,3-53,4 %, SO_3 – 1,33-2,13 %; Ba – 56-166 г/т, Sr – 883-1281 г/т. Содержание SiO_2 колеблется в пределах 0,49-7,74 %, Al_2O_3 – 0,09-2,04 %, Fe_2O_3 – 0,27-1,77 %. Высокое содержание кремнезема (более 7 %), вероятно, обусловлено аутигенным опалом и кварцем, а повышенные содержания окисей алюминия и железа – силикатной глинистой и обломочной примесью. Полученные данные согласуются с литературными данными (Васильев и др., 1989; Волохин и др., 1988; Гайоты..., 1995). Для выявления особенностей фосфатной минерализации в ее соотношении с железомарганцевыми проявлениями необходимы дополнительные аналитические работы, включающие электронно-микронный анализ.

Образцы железомарганцевых корок обогащены марганцем по сравнению с железом (среднее содержание Mn – 19,7 %, Fe – 17,7 %). Величина Mn/Fe в исследуемых образцах составляет в среднем 1,4. По химическому составу железомарганцевые корки характеризуются высокими содержаниями Co (до 6543 г/т), Cu (до 652 г/т), Zn (612 г/т), Ni (3260 г/т), Sr (1480 г/т), Ba (2230 г/т), Pb (2304 г/т). Согласно данным по редкоземельным элементам, содержание лантана меняется в пределах от 179 до 348 г/т, церия – от 1061 до 1578 г/т. Среднее содержание РЗЭ составляет от 2041 до 2129 г/т. При нормировке на состав NASC отмечается преобладание легких и средних РЗЭ, положительная цериевая аномалия ($Ce/Ce^* = 1,39-3,82$). Положительная аномалия

церия, вероятно, связана с тем, что растворенный в морской воде трехвалентный церий окисляется до четырехвалентного нерастворимого оксида и осаждается на поверхности железомарганцевых корок.

В заключение необходимо отметить, что приведенные данные являются промежуточными. Планируется получить данные микрозондового анализа фосфоритов и ЖМК, что позволит выявить особенности фосфатной минерализации в ее соотношении с железомарганцевыми проявлениями.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН (проекты №№ 15-II-1-046, 15-I-I-006).

1. Андреев С.И., Ванштейн Б.Г., Аникеева Л.И. и др. Кобальтоносные железомарганцевые корки океана. Морская геология и геофизика: Обзор/ВНИИ экономики минерал. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС; вып. 61989. 53 с.
2. Васильев Б.И., Волохин Ю.Г., Говоров И.Н., Тарарин И.А., Чудаев О.В., Школьник Э.Л. Фосфориты северо-западной провинции Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1989. № 5. С. 3-9.
3. Волохин Ю.Г., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Фосфориты подводного плато Огасавара (северо-западная часть Тихого океана) // Докл. АН СССР. 1988. Т.302. № 4. С. 909-914.
4. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
5. Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельник М.Е., и др. Комплексные месторождения фосфоритов и кобальто-марганцевых корок Западной пацифики (условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения) // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 17-38.
6. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 4-20.
7. Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Сенькова Т.В., Герасимова Г.Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк, Тихий океан // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 28-37.
8. Hein J.R., Schwab W.C., Davis A.S. Cobalt- and platinum rich ferromanganese crust and associated substrate rocks from the Marshall islands // Marine Geology. 1988. V. 78. P. 255-283.
9. Terashima S., Usui A., Nakao S., Mita N. Platinum abundance in ocean floor ferromanganese crusts and nodules // Marine Mining. 1988. V. 7. № 3. P. 209-218.

Радиоактивные и стабильные элементы в почвах и растительности прибрежных ландшафтов заливов Абросимова и Степового архипелага Новая Земля

Семенков И.Н.¹, Усачева А.А.¹

¹ИГЕМ РАН, semenkov@igem.ru

В донных осадках заливов Абросимова и Степового выявлены зоны повышенной активности ^{137}Cs , обусловленные захоронением контейнеров с радиоактивными отходами. В связи с этим повышенное внимание уделялось анализу состояния аквальных ландшафтов, в то время как сухопутные практически не изучены. Целью представленной работы является анализ уровней содержания радиоактивных и стабильных элементов в почвах и растительности прибрежных ландшафтов заливов Абросимова и Степового архипелага Новая Земля.

В августе-сентябре 2014 года исследовано два участка на острове Южном архипелага Новая Земля, в заливах Степового и Абросимова. На участках залива Степового встречены представители трёх родов мхов: *Dicranum*, *Polytrichum* и *Aulacomnium*. Однако лишь первые два занимают более 10% субстрата. Суммарное покрытие поверхности почвы зелеными мхами увеличивается от повышенных элементов рельефа к пониженным с 10 до 80%, а кустарничков уменьшается с 80% до 5%. На участках в заливе Абросимова выявлены представители тех же трёх родов мхов, покрывающих в среднем 70% субстрата при разбросе 40–90%, из которых *Aulacomnium* тяготеет к повышенным местообитаниям. К пониженным элементам мезорельефа тяготеет *Cladonia*. На отдельных площадках до 20% субстрата занято кустарничками: дриадой восьмилепестной и арктоусом альпийским.

Под живым мхом формируются маломощные органогенные и органоминеральные горизонты, теряющие при прокаливании 16–36% массы (табл. 1), под которыми, как правило, сразу залегают материнские породы или их дериваты (щебнистый сланец), но иногда встречаются переходные к породе горизонты.

На исследуемых участках острова Южный формируются литоземы и петроземы, верхние 2–3 см которых обильно переплетены корнями. На побережье залива Степового мощность почв не превышала 10 см, залива Абросимова 10–15 см. В последнем их мощность возрастала с 11 см на возвышенных участках до 14–15 см на склонах и морских террасах, что связано с более продолжительным вегетационным периодом у морских побережий. Почвы южного участка представлены литоземами, северного – преимущественно петроземами.

Реакция среды в почвах залива Абросимова сильноокислая – кислая, величина pH по всему профилю изменяется в пределах 4.0–4.5 единиц ($n=9$). Почвы залива Степового менее кислые и имеют более широкий диапазон варьирования: 5.3–6.9 единиц pH ($n=11$). Как правило, в оторфованной части почв значения pH больше, чем в минеральной из-за аэрогенного поступления оснований с морской водой, что подтверждается повышенным содержанием Cl в почвах относительно пород. Содержание углерода органических веществ в почвах среднее – высокое. В его составе фульвокислоты доминируют над гуминовыми. Отношение $\text{C}_{\text{ГК}}/\text{C}_{\text{ФК}}$ увеличивается с севера на юг от 0.2–0.4 до 0.4–0.7.

Повышенные уровни удельной активности ^{137}Cs (100–300 Бк/кг) свойственны исключительно мохово-травянисто-кустарничковому ярусу и верхнему сантиметровому слою почвы. Установленные уровни удельной активности ^{137}Cs в зеленых мхах Новой Земли в 2–5 раз больше, чем в фоновых ландшафтах севера Западной Сибири (Семенков и др., 2015), что может указывать на поступление радионуклидов в результате локальных радиоактивных выпадений после испытаний ядерного оружия. Сравнение удельной активности ^{137}Cs в верхних и нижних частях живых мхов показало, что радионуклиды задерживаются в последних, и между этими частями растений сохраняется устойчивое соотношение активности 1:5,5. Уровни удельной активности ^{137}Cs в верхнем сантиметровом слое почвы и основании мхов близки, а в нижележащей пятисантиметровой толще они уменьшаются, в среднем, в 7 раз.

Таблица 1. Свойства почв заливов А – Абросимова и С – Степового и их радиоактивность

Горизонт по [4]	Глубина, см	ППП/ Сорг., %	рНводн	Активность, Бк/кг			
				137Cs	40K	226Ra	232Th
А-1. Литозем серогумусовый							
АО	0-0.5	34/н.о.	н.о.	82	380	7	16
AYao	2-12	14/5.1	4.1	1	390	13	20
А.2. Литозем грубогумусовый							
АО	0-2	27/н.о.	4.4	130	440	15	12
АО	2-11	16/н.о.	4.3	21	430	12	19
А-3. Литозем перегнойно-грубогумусовый							
О	0-2	63/н.о.	4.4	282	260	2	4
AOh	2-12	36/12.9	4.2	37	340	8	17
А-4. Литозем перегнойно-темногумусовый							
О	0-2	43/16.7	4.4	99	330	12	12
АН	2-12	23/10.5	4.4	7	380	11	21
А-5. Литозем серогумусовый							
AYao	2-14	18/7.2	4.5	62	410	13	18
А-6. Литозем грубогумусовый							
АО	2-15	29/12.0	4.0	48	370	9	17
С-1. Петрозем типичный							
Oao	0-5	31/12.7	5.4	37	420	10	18
С-2. Петрозем типичный							
О	0-0.5	89/н.о.	6.2	15	0	0	0
	0.5-1	35/н.о.	н.о.	59	380	17	19
Oh	1-6	35/11.8	5.3	62	390	13	21
С-3. Литозем серогумусовый							
О	0-0.5	46/н.о.	5.9	175	70	12	14
	0.5-1	41/н.о.	6.6	171	410	24	11
AYao	1-8	15/5.8	5.8	43	550	19	25
С-4. Литозем серогумусовый							
О	0-0.5	36/н.о.	6.3	97	440	21	23
AY	0.5-6	7.9/6.4	5.7	21	550	26	25
С-5. Петрозем типичный							
О	0-0.5	н.о./8.0	6.9	310	390	14	9
Oao	0.5-1	20/н.о.	6.1	137	470	24	21
	1-7	27/4.9	5.5	7.5	570	23	26

н.о. – не определяли, ППП – потери при прокаливании, Сорг. – углерод органических веществ.

Содержание химических элементов в почвах Новой Земли повышено по сравнению с почвами тундр из-за высокого кларка в почвообразующих породах (Сорокина, 2001; Korobova et al., 2003; Московченко, 2010; Величкин, 2012). В почвах побережья залива Абросимова содержание Ti больше, Mn и Ba – меньше по сравнению с почвами побережья залива Степового из-за неоднородности их содержания в почвообразующих породах (табл. 2). Почвы относительно пород обеднены Ti и Fe, слабо поглощаемыми растениями и обогащены в 2–5 раз микроэлементами: P, S, Cl, Cu, Pb, Zn.

Таблица 2. Химический состав пород, почв и растений в заливах А – Абросимова и С – Степового

Участок	Макроэлементы, %					Микроэлементы, мг/кг															
	Ti	Mn	Fe	P	S	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Th	Y	Nb	Pb	As	Cl
Породы																					
A, n=5	<u>0.67</u> 3	<u>0.09</u> 10	<u>7.4</u> 4	<u>0.044</u> 19	<u>0.002</u> 27	<u>238</u> 7	<u>191</u> 4	<u>18</u> 14	<u>155</u> 8	<u>36</u> 9	<u>91</u> 4	<u>77</u> 5	<u>100</u> 8	<u>181</u> 3	<u>405</u> 7	<u>8.0</u> 21	<u>33</u> 3	<u>12</u> 7	<u>20</u> 26	<u>14</u> 34	<u>44</u> 18
C, n=5	<u>0.61</u> 3	<u>0.19</u> 22	<u>7.9</u> 5	<u>0.039</u> 20	<u>0.048</u> 14	<u>186</u> 4	<u>208</u> 4	<u>25</u> 29	<u>154</u> 13	<u>54</u> 22	<u>135</u> 9	<u>99</u> 6	<u>84</u> 9	<u>179</u> 6	<u>682</u> 8	<u>8</u> 31	<u>40</u> 8	<u>13</u> 5	<u>28</u> 20	<u>15</u> 10	<u>43</u> 9
Почвы																					
A, n=7	<u>0.75</u> 8	<u>0.12</u> 25	<u>8.3</u> 11	<u>0.23</u> 83	<u>0.21</u> 135	<u>216</u> 9	<u>180</u> 13	<u>24</u> 49	<u>157</u> 33	<u>59</u> 54	<u>135</u> 108	<u>88</u> 9	<u>125</u> 115	<u>189</u> 11	<u>441</u> 19	<u>8.5</u> 33	<u>41</u> 16	<u>13</u> 4	<u>52</u> 193	<u>18</u> 31	<u>164</u> 420
C, n=11	<u>0.50</u> 16	<u>0.22</u> 16	<u>7.3</u> 12	<u>0.24</u> 41	<u>0.38</u> 62	<u>208</u> 23	<u>206</u> 28	<u>40</u> 17	<u>145</u> 10	<u>107</u> 22	<u>214</u> 64	<u>104</u> 20	<u>133</u> 259	<u>210</u> 26	<u>829</u> 22	<u>8.5</u> 22	<u>41</u> 34	<u>12</u> 22	<u>78</u> 177	<u>20</u> 296	<u>144</u> 23
Шпицберген [10]	–	0.09	7.5	–	–	19		17	23	43	120	–	–	–	–	–	–	–	14	–	–
Дельта Енисея [7]	–	–	–	–	–	103	128	24	34	73	57	–	–	–	–	–	–	–	72	–	–
СЗ Кольского полуострова [1]	–	–	–	–	–	50	55	7.6	25	21	42	–	–	–	–	–	–	–	10	–	–
Север Западной Сибири [9]	0.40	0.59	–	–	–	57	107	7.5	13	30	94	–	40	166	153	–	–	–	16	–	–
Ямал [2]	0.42	0.37	–	–	–	31	87	7.4	26	13	25	–	32	120	578	—	–	–	6.1	–	–
Растительность																					
A, n=8	<u>0.072</u> 94	<u>0.029</u> 30	<u>0.90</u> 81	<u>0.13</u> 33	<u>0.21</u> 32	<u>16</u> 28	<u>9.5</u> 40	<u>3.5</u> 95	<u>22</u> 85	<u>7.9</u> 93	<u>38</u> 122	<u>7.2</u> 42	<u>43</u> 150	<u>10</u> 32	<u>57</u> 61	<u>0.6</u> 48	<u>3.4</u> 64	<u>1.0</u> 51	<u>10</u> 108	<u><2</u> –	<u>213</u> 119
C, n=6	<u>0.083</u> 65	<u>0.050</u> 60	<u>1.05</u> 81	<u>0.20</u> 74	<u>0.56</u> 43	<u>4.5</u> 39	<u>3.3</u> 51	<u>1.4</u> 58	<u>7.4</u> 51	<u>5.0</u> 62	<u>20</u> 100	<u>3.2</u> 32	<u>36</u> 124	<u>3.8</u> 39	<u>26</u> 33	<u>0.271</u> 31	<u>1.6</u> 46	<u>0.47</u> 33	<u>2.5</u> 49	<u><2</u> –	<u>72</u> 61
Шпицберген [10]	–	0.001 9	0.022	–	–	0.3	–	0.4	0.1	3.4	20	–	–	–	–	–	–	–	0.6	–	–
Чехия [8]	–	–	0.021	–	–	1.1	1.3		1.0	5.3	18	–	–	–	–	–	–	–	4.8	0.17	–

В числителе – медиана, в знаменателе – коэффициент вариации, %. Содержание в растениях рассчитано на сухой вес, n – число проб.

Изученные элементы преимущественно слабо аккумулируются растительностью (значения коэффициентов биологического поглощения, КБП, варьируют от 0.3 до 10). В мхах побережья заливов Абросимова и Степового слабо накапливаются $\text{Cl}_{10} > \text{S}, \text{P}, \text{Sr}_{2-5} > ^{137}\text{Cs}_{1.6}$, где цифрами обозначены коэффициенты биологического поглощения, и слабо захватываются $\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Cr}, \text{V}, \text{Rb}, \text{Zr}, \text{Th}, \text{Nb}, \text{As}_{(0.4-1.0)} > ^{40}\text{K}_{0.2-0.3}$. В кислых ландшафтах побережья залива Абросимова $\text{Pb}, \text{Mn}, \text{Co}, \text{Ba}, \text{Ni}, \text{Cu}$ относятся к группе элементов слабого биологического поглощения (КБП=1.3–2.3) и группе биологического захвата в оклoneйтральных ландшафтах побережья залива Степового (КБП=0.7–1.0). Повышенная аккумуляция растениями катионогенных элементов (подвижных в катионной форме) в ландшафтах с кислыми почвами по сравнению с околoneйтральными и щелочными ранее отмечена на примере высших растений степной и сухостепной зон (Касимов, Перельман, 1999).

Выводы:

Ландшафты Новой Земли обладают слабым потенциалом аккумуляции химических элементов. В почвах повышен уровень содержания химических элементов относительно почв равнинных тундр. Относительно пород в них рассеиваются Fe и Ti и накапливаются $\text{P}, \text{S}, \text{Cl}, \text{Cu}, \text{Pb}, \text{Zn}$. Биогенные элементы ($\text{S}, \text{P}, \text{Cl}, \text{Sr}, \text{Zn}$) и ^{137}Cs слабо накапливаются растительностью Южного острова, а остальные элементы принадлежат к группе слабого биологического захвата.

Авторы благодарны А.Ю. Мирошникову за предоставление образцов почв и растений, В.М. Феодоритову за помощь в определении состава фитоценозов, а также Л.В. Добрыдневой и П.П. Кречетову за консультации в вопросах, связанных с фракционным составом гумуса. Исследования выполнены в рамках проекта № 14-17-00764 Российского научного фонда.

1. Величкин В.И., Кузьменкова Н.В., Кошелева Н.Е., Мирошников А.Ю., Асадулин Э.Э., Воробьева Т.А. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. 2012. № 1. С. 41–50
2. Московченко В.Д. Геохимия ландшафтов севера Западно-Сибирской равнины: структурно-функциональная организация вещества геосистем и проблемы экодиагностики. Автореф. ... докт. геогр. наук. СПб: 2010. 33 с.
3. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. Мю: Астрей-2000, 1999.
4. Полевой определитель почв. М.: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева. 2008. 182 с.
5. Семенов И.Н., Усачева А.А., Мирошников А.Ю. // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 154-173.
6. Сорокина Е.П., Дмитриева Н.К., Карпов Л.К., Трихалина Н.Ю. // Прикладная геохимия. Экологическая геохимия. 2001. № 2. С. 316–338.
7. Korobova E.M., Ukraintseva N.G., Surkov V.V. In: Safety and Reliability: Proceedings of the ESREL. Maastricht, 2003. P. 601 – 606.
8. Šakalys J., Kvietkus K., Sucharova J., Suchara I., Valiulis D. // Chemosphere. 2009. № 76. P. 91–97.
9. Valeeva E.I., Moskovchenko D.V. // Polar Geography. 2002. № 26 (4). P. 249 – 269.
10. Wojtun B., Samecka-Cymerman A., Kolon K., Kempers A.J., Skrzypek G. // Polar Biol. 2013. №36. P. 1799–1809.

Применение компьютерной рентгеновской томографии при изучении прожилково-вкрапленной рудной минерализации медно-порфирового месторождения Песчанка.

Семина А.Д.¹, Марущенко Л.И.¹, Булыгина Л.Г.²

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Геолог. ф-т, каф. минералогии, Москва, nasemina@gmail.com

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Геолог. ф-т, каф. инженерной и экологической геологии, Москва

Компьютерная рентгеновская томография – неразрушающий экспрессный метод исследования внутренних особенностей пород (распределение порового пространства, трещиноватости), часто применимый в инженерных, гидрогеологических целях и целях изучения коллекторских свойств пород, в настоящее время также используется для исследования пространственного распределения минералов в массе породы. Метод рентгеновской томографии основан на реконструкции и визуализации пространственного распределения величины линейного коэффициента ослабления рентгеновского излучения в плоском слое исследуемого образца в результате компьютерной математической обработки серии теневых проекций, получаемых при просвечивании образца тонким рентгеновским лучом по различным направлениям вдоль исследуемого слоя (Якушина, 2012). Величина линейного коэффициента ослабления μ (см^{-1}) любого вещества определяется химическим составом и плотностью вещества.

Особый интерес представляет изучение пространственного распределения сульфидных минералов, характеризующихся большой плотностью и высокими средними атомными номерами. В настоящее время публикации по данной теме единичны (Kyle & etc., 2008, Kyle, Ketcham 2015).

Образцы керна буровых скважин медно-порфирового месторождения Песчанка были впервые изучены с помощью метода рентгеновской компьютерной томографии. В качестве аппаратной базы использовался рентгеновский компьютерный микротомограф Yamato TDM-1000 H-II.

В аншлифах с мощными молибденит-пирит-кварцевыми прожилками на основе данных микротомограмм было выделено два морфологических типа кристаллов пирита. К первому морфологическому типу относятся правильные и искаженные кубы (рис. 1А). Ко второму морфологическому типу – кристаллы пентагондодекаэдрического габитуса, на гранях которого зачастую видна параллельная штриховка (рис. 1Б). Изменение габитуса кристаллов пирита свидетельствует об изменении условий минералообразования. Так кубические кристаллы образуются при более высоких температурах, тогда как пентагондодекаэдры формируются в поздние стадии минералообразования (Типоморфизм минералов, 1989).

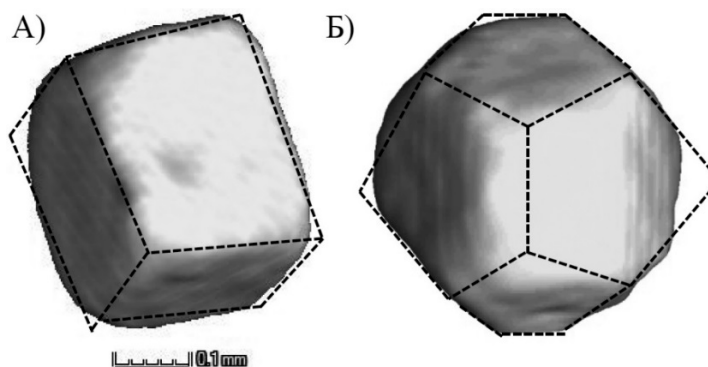


Рисунок 1. 3-D модели кристаллов пирита А) кубического габитуса, Б) пентагондодекаэдрического габитуса.

В одном из аншлифов при микроскопических наблюдениях было обнаружено самородное золото, слагающее вросстки в борните и халькопирите, блеклые руды (рис. 2А). Дальнейшие электронно-микроскопические наблюдения показали, что в образце присутствуют гессит и клаусталит, которые образуют с самородным золотом тесные сростания. По данным электронно-зондового микроанализа пробность самородного золота 862 - 878, средний состав гессита отвечает формуле $\text{Ag}_{1,92}\text{Cu}_{0,05}\text{Fe}_{0,01}\text{Te}_{1,01}$. По химическому составу изученный клаусталит относится к промежуточным членам ряда клаусталит-галенит $\text{Pb}_{0,94}\text{Cu}_{0,07}\text{Fe}_{0,04}\text{Se}_{0,55}\text{S}_{0,4}$. Блеклые руды представлены теннантитом с сурьмянистостью 0-0,19 и железистостью 0,35-0,44. Обнаружение зерен минералов в аншлифах ставит вопрос об их распределении в объеме образца. Решение этой проблемы крайне полезно для целей последующего обогащения руд.

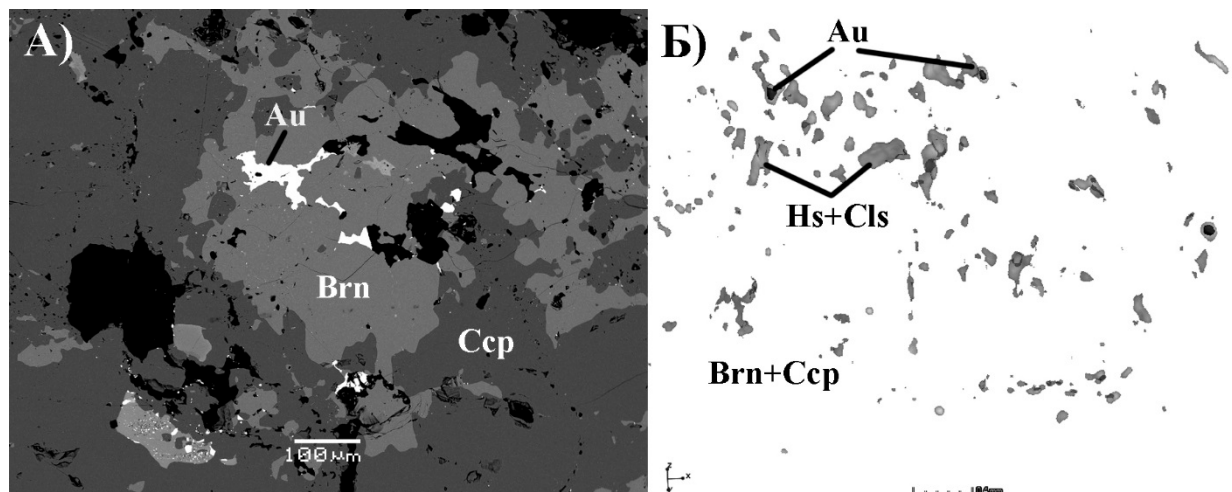


Рисунок 2. Единичные вросстки самородного золота в борните. А) фото в отраженном свете, Б) 3D модель гнезда самородного золота, клаусталита и гессита в халькопирит-борнитовом прожилке.

Красное – самородное золото, серое – клаусталит и гессит, бесцветное – халькопирит и борнит.

На полученных томограммах выделяется четыре группы минералов, различающихся по величине линейного коэффициента ослабления:

- 1 самородное золото;
- 2 гессит и клаусталит;
- 3 халькопирит и борнит;
- 4 кварц, калиевой полевой шпат и плагиоклаз.

3D моделирование распределения рудных минералов показало, что клаусталит-гесситовые агрегаты слагают микропрожилки (протяженность до 0,7 мм), с которыми и ассоциирует золото, однако встречаются также и одиночные зерна золота размером до 200 мкм (рис. 2Б)

Таким образом, компьютерная рентгеновская томография:

- полезна при изучении пространственного распределения и взаимоотношения минералов в различном объеме, что необходимо при выборе способа переработки руд
- позволяет детально изучить морфологию кристаллов одного и того же минерала в объеме образца
- в сочетании с оптической и электронной микроскопией позволяет идентифицировать минералы в объеме и проводить их количественные подсчеты

Автор благодарит научного руководителя профессора Кошуга Д.Г., консультанта Бакшеева И.А. за всестороннюю помощь в исследовании. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14-05-31198) и ООО ГДК Баимская. Рентгеновский компьютерный микротомограф Yamato TDM-1000 H-II получен в рамках реализации Программы развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

1. Типоморфизм минералов: Справочник / под ред. Л.В. Чернышевой - М.: Недра, 1989. - 560 с.
2. Якушина О.А. Методика и технология изучения природного и техногенного минерального сырья методом рентгеновской томографии: Автореф. дис. д-ра техн. наук / Гос. университет «Дубна». Дубна. 2012. 50 с.
3. Kyle J. R., Mote A. S, Ketcham R. A. High resolution X-ray computed tomography studies of Grasberg porphyry Cu-Au ores, Papua, Indonesia // Miner Deposita. 2008. V. 43. P. 519-532.
4. Kyle J. R., Ketcham R. A. Application of high resolution X-ray computed tomography to mineral deposit origin, evaluation, and processing // Ore Geology Reviews 2015. V. 65. P 821–839.

Минералогия руд Борковского рудопроявления золота, Енисейский край

Сенотрусов В.А.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, mr.senotrusov@bk.ru

Борковское рудопроявление располагается в западной части Восточно-Ангарского блока в пределах Енашиминского поднятия – складчато-надвиговой структуры, сопряженной с Ишимбинским глубинным разломом. Территория участка сложена слабо метаморфизованными терригенными породами Горбилокской, Удереysкой и Погорюйской свит Сухопитской серии. Породы интенсивно деформированы, разбиты системами разломов и надвигов на отдельные блоки, смяты в складки различных форм и масштабов. Район характеризуется сложным мозаичным строением. Подавляющее большинство складчатых структур и разрывных нарушений имеет северо-западное простирание.

Рудопроявление было обнаружено при геологосъемочных работах в 70-х годах прошлого столетия. Позднее на водоразделе ручьев Борковский и Верхний Количикан в ходе литогеохимической съемки была выявлена обширная аномалия содержания золота и мышьяка в делювии (Шарипов, 2013), которая была вскрыта разведочными канавами.

Структура рудопроявления представляет собой синформу километрового масштаба, осложненную вторичной (паразитической) складчатостью (рис. 1). Синформа сложена породами средней подсвиты Удереysкой свиты среднего Рифея (R_2ud_2), которые представлены метаалевролитами, метапесчаниками и метааргиллитами. Разрывные нарушения в пределах синформы играют подчиненную роль. Терригенные метаосадочные породы тонко расслоены, окрашены в темно-серый цвет, что, согласно литературным источникам, обусловлено содержанием углистого вещества (Сазонов, Ананьев, Полева и др., 2010). Основными породообразующими минералами пород являются кварц (10-70%), гидрослюда (10- 50%) и хлорит (3-40%). Все породы содержат таблитчатые метакристаллы рутила в количестве 1-3% и размером до 0,5мм; они полностью замещены лейкоксенном.

Руды Борковского рудопроявления приурочены к кварцевым жилам и имеют гидротермально-метасоматическое происхождение. Руды являются поздними, наложенными на вмещающую структуру рудопроявления вдоль узких зон дробления преимущественно в метапсаммитовых пачках среднеудереysкой подсвиты. Формирование рудного вещества происходило за счет материала, привнесенного гидротермальными растворами. Морфология руд жильная, характеризуется сильной изменчивостью состава и интенсивности оруденения в пространстве.

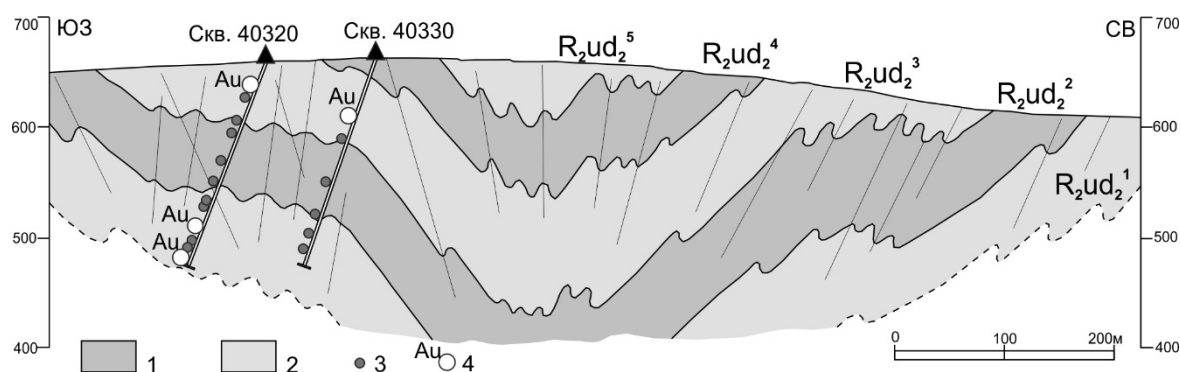


Рисунок 1. Разрез рудоносной структуры Борковского рудопроявления.

1 – пачки преимущественно метаалевролитового состава, 2 – пачки преимущественно метапсаммитового состава. Тонкими линиями, секущими полосчатость, показан кливаж осевых плоскостей малых складок. На разрез вынесены места отбора образцов керна (3), в том числе содержащих самородное золото (4).

Минеральный состав руд был изучен по 36 образцам жильно-прожилковых и прожилково-вкрапленных руд из скважин № 40320 и №40330 (рис. 1), отобранных при проведении исследовательских работ ООО «Геологический Центр СПбГУ», в которых автор принимал непосредственное участие. Оптические исследования препаратов проводились в отраженном свете на рудном микроскопе Полам Р-311. Составы всех рудных фаз заверены с использованием рентгеноспектрального микроанализа на Сканирующем Электронном Микроскопе ТМ3000. Количественная оценка коэффициента отражения самородного золота проводилась на микроспектрофотометре МСФ-10. Часть образцов изучалась с использованием магнитной порошкографии.

Основной объем жильных тел слагают кварц, пирротин и пирит. В гораздо меньшем количестве содержатся халькопирит, арсенопирит, магнетит, галенит, кобальтин и самородное золото. В кварцевых жилах и околожильных зонах изредка встречаются зерна галенита с включениями самородного висмута.

Пирротин представлен двумя формами выделения: ранней и поздней. Ранняя форма выделения – это микронные зерна неправильных форм, которые ассоциируются с золотом и выполняют выщелоченные пустоты в арсенопирите. Поздняя форма выделения представлена крупными массивными выделениями неправильных форм, которые наряду с пиритом и кварцем слагают основной объем жильных тел. В отличие от ранних форм выделения, поздний пирротин подвержен распаду на пирит, марказит и магнетит с образованием концентрически зональных агрегатов типа «птичий глаз» («орлиный глаз»). При этом распаду могут быть подвергнуты как целые зерна, так и их отдельные части.

Арсенопирит слагает крупные идиоморфные зерна размером от миллиметров до первых сантиметров. Преобладают зерна конвертовидных форм, дающие вытянутые ромбические сечения. Реже встречаются зерна игольчатой или шестоватой формы, имеющие параллельные грани призмы. Микрозондовые и оптические исследования подтвердили, что эти зерна состоят из арсенопирита, однако исходя из формы выделения, они могут представлять собой псевдоморфозу арсенопирита по лёллингиту. Зерна несут на себе следы дробления и выщелачивания, они разбиты трещинами (рис. 1-А) и содержат каверны (рис. 2-Б) с характерными поверхностями травления. Хотя зерна арсенопирита выделились раньше золотоносной ассоциации, с ними тесно связана одна из форм выделения золота, о чем сказано ниже.

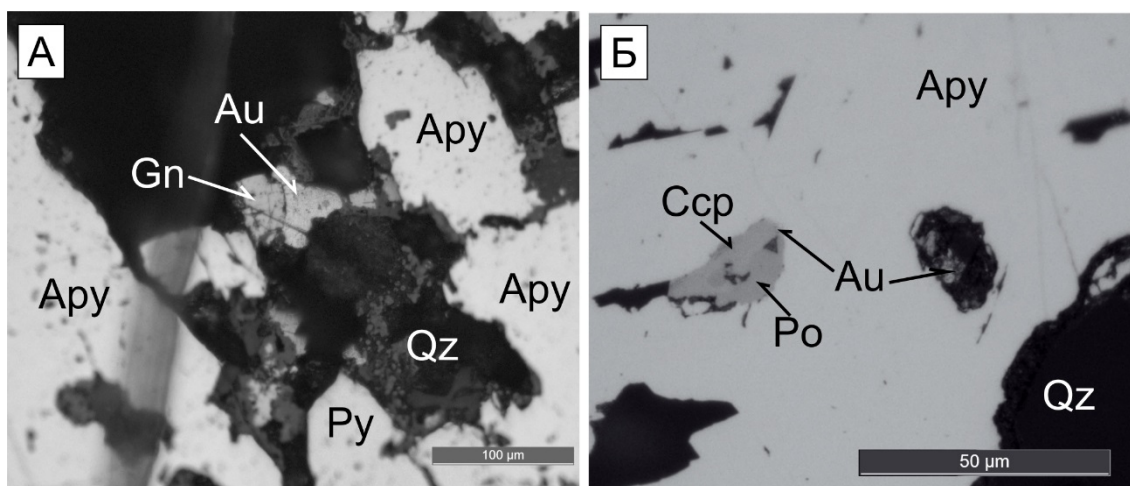


Рисунок 2. А - Трещина в кристалле арсенопирита (Apy), выполненная пиритом (Py), галенитом (Gn), кварцем (Qz) и самородным золотом (Au). Б - Каверна в арсенопирите (Apy), выполненная халькопиритом (Ccp), ранним пирротинном (Po) и самородным золотом (Au).

Микрофотографии в отраженном свете.

Самородный висмут образует включения в галените. Причем включения могут слагать до 30% объема исходного зерна. Форма включений неправильная, размеры – 1-10

мкм. Неизмененные зерна имеют высокий показатель отражения и светлый розово-желтый окрас. На поверхности аншлифа висмут быстро окисляется и приобретает ярко-желтый цвет, поэтому окисленные зерна висмута можно по ошибке принять за золото.

Самородное золото было обнаружено в шести аншлифах. В четырех препаратах оно ассоциируется с пирротином, халькопиритом, галенитом и самородным висмутом. Причем если халькопирит, галенит и пирротин встречаются повсеместно, то золото появляется лишь в непосредственной близости от крупных зерен арсенопирита или на контакте с ним (рис. 2). Нередко золото цементирует трещины в арсенопирите наряду с галенитом и кварцем. В двух других случаях были встречены крупные выделения золота в массивном жильном кварце без видимой связи с какими-либо рудными минералами. Размер этих выделений достигал 0,5 мм.

По результатам исследований минерального состава руд предложена следующая схема рудообразования:

1) На дорудном этапе во вмещающих породах (околожильном пространстве) происходит образование метакристаллов рутила, который позднее был полностью замещен лейкоксеном. Зерна лейкоксена в последующих этапах рудообразования частично захватывались кварцевыми жилами, но существенного метасоматического преобразования не испытывали. Образование рутила связывается с минеральным составом вмещающих пород глинистой размерности.

2) На раннем рудном этапе рудообразования происходит выделение крупных идиоморфных кристаллов (до первых сантиметров) арсенопирита во вмещающей породе. Рост кристаллов происходил за счет привноса вещества в рудовмещающую толщу.

3) На основном рудном этапе происходит дробление (брекчирование) рудных минералов и частичное выщелачивание кристаллических зерен арсенопирита с последующей цементацией обломков полиметаллической сульфидной фазой, в состав которой входят ранний пирротин, халькопирит и галенит с включениями самородного висмута. На этой стадии происходит главный этап отложения самородного золота в трещинах и выщелоченных пустотах по арсенопириту.

4) На позднем рудном этапе происходит брекчирование сульфидов и их цементация кварцем, пиритом и поздним пирротином. Рудные выделения приобретают массивную жильную форму. С этим этапом связано переотложение золота в кварцевых жилах.

5) На завершающем этапе происходит формирование структур замещения по позднему пирротину (структуры птичьего глаза) и образование вторичных минералов, к которым относятся скородит, эритрин, ковеллин, гидроокислы железа.

Образование золота происходило в несколько этапов. На раннем рудном этапе (2) оно, предположительно, выделялось в виде эмульсионных включений в арсенопирите. На основном рудном этапе (3) золото отлагалось в трещинах и выщелоченных полостях по арсенопириту в ассоциации с галенитом, пирротином, халькопиритом и самородным висмутом. Это золото низкопробное, заражено мышьяком (3,6%); содержание серебра составляет 10 - 13%. Размер зерен самородного золота составляет 1 – 10 мкм. На позднем рудном этапе (4) происходил вынос и отложение золота в кварцевых жилах. Размер зерен золота составляет от первых микрон до 0,5 мм. Закономерное увеличение размера зерен самородного золота с удалением от кристаллов арсенопирита может указывать на него как на источник, содержащий золото в дисперсном виде.

Минералогические исследования были выполнены на оборудовании кафедры ГМПИ, Ресурсных Центров «Геомодель» и «Центр микроскопии и микроанализа» СПбГУ. Автор благодарит за помощь в исследованиях Тарасову И.П. (кафедра ГМПИ СПбГУ), Войтенко В.Н. (ООО «Геологический Центр СПбГУ»), Журавлева В.В и Шарипова Р.Г. (ЗАО «Полюс»).

1. Шарипов Р. Г. Отчет о поисковых и оценочных работах на рудное золото на Вангапской площади в 2010-2013 гг. ЗАО «Золотодобывающая компания «ПОЛЮС». Красноярск. 2013г. -519 с.

2. Сазонов А. М., Ананьев А. А., Полева Т. В., Хохлов А. Н., Власов В. С., Звягина Е. А., Федорова А. В., Тишин В. А., Леонтьев С. И. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2010. 4. (3). P. 371-395.

Магматизм и метаморфизм Мончегорского рудного узла: новые Sm-Nd возрастные данные

Серов П.А.¹, Кунаккузин Е.Л.¹, Борисенко Е.С.¹, Чашин В.В.¹, Стещенко Е.Н.¹

¹ГИ КНЦ РАН, *Ananumty*, *serov@geoksc.apatity.ru*

Мончеплутон располагается в центральной части Кольского полуострова, имеет в плане дугообразную форму и состоит из двух камер. Одна из них ориентирована на северо-восток и простирается на 7 км (массив Ниттис-Кумужья-Травяная), вторая камера протягивается в восточном направлении от вершины г. Сопча до возвышенностей Нюд и Поаз. В разрезе Мончеплутона исследователями выделяются следующие зоны: базальная кварц-норит-габброноритовая, гарцбургитовая, гарцбургит-ортопироксенитовая, дунитовая, ортопироксенитовая, норитовая, норит-габброноритовая и габбронорит-анортозитовая. Закономерная смена состава пород от ультраосновных к основным в вертикальном разрезе нарушается наличием рудного дунит-перидотитового пласта среди ортопироксенитов горы Сопча (рудный пласт «330») и «критического» горизонта с оливинсодержащими породами на г. Нюд (Расслоенные интрузии..., 2004; Шарков, Чистяков, 2014).

В общем вертикальном разрезе Мончетундровского массива, максимальная мощность которого превышает 2 км, разные исследователи выделяют от двух до четырех зон (Гроховская и др., 2003; Нерович и др., 2009; Расслоенные интрузии..., 2004; Шарков, 1980; Шарков, Чистяков, 2014). Наиболее известна схема Е. В. Шаркова, который в сводном вертикальном разрезе всего Главного хребта выделяет три зоны: нижнюю – габброноритовую с прослоями пироксенитов и ультрамафитов, среднюю – трахитоидных габбронорит-анортозитов и анортозитов, и верхнюю – крупнозернистых массивных и такситовых габбро-анортозитов (Шарков, 1980; Шарков и др., 2006). В.Ф. Смолькин, по данным изучения глубокой скважины М-1, в составе Мончетундровского интрузива выделяет две зоны: нижнюю норит-ортопироксенитовую и верхнюю габброноритовую (Расслоенные интрузии..., 2004).

Для Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохронологических исследований были отобраны представительные геохронологические пробы из реперных участков массивов Мончетундры и Мончеплутона: ортопироксениты в районе Пентландитового ущелья (проба МТ-3), метаоливиниты на участке Лойпишнюн (проба МТ-65), оливиновые нориты (рудные и безрудные) из карьера Нюд-II (пробы В65/111 и В66/111), гарцбургиты рудного пласта "330" (проба В70/111) и плагиоклазиты с сульфидной минерализацией из Рт-Pd рифа г. Вурэчуайвенч (проба В58/111).

Минеральная Sm-Nd изохрона по ортопироксену, оливину, плагиоклазу, сульфидным минералам и породе в целом для ортопироксенитов нижней зоны Мончетундровского массива (проба МТ-3) отражает возраст, равный 2452 ± 85 млн. лет (рис. 1а). Положительное значение $\epsilon_{Nd}(T) = +1.8$, нехарактерное для пород расслоенных интрузий, соответствует слабodeплетированному мантийному источнику и может указывать на внедрение дополнительных инъекций магм с иными изотопными характеристиками (Баянова и др., 2010; Нерович и др., 2009; Bayanova et al., 2009; Bayanova et al., 2014). В пределах ошибки полученный возраст приближается к ранее установленному возрасту габброноритов Пентландитового ущелья – 2489 ± 49 млн. лет при $\epsilon_{Nd}(T) = +1.2$ (Серов, Екимов, Баянова, 2011).

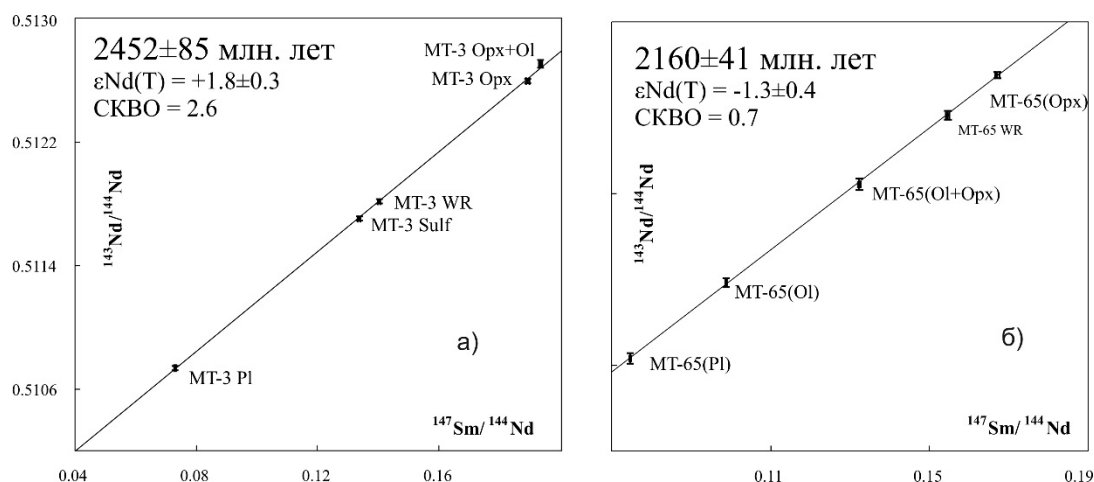


Рисунок 1. Минеральные Sm-Nd изохроны для а) ортопироксенитов нижней зоны Мончетундровского массива; б) метаоливинитов участка Лойпишнюн.

Для метаоливинитов участка Лойпишнюн был получен омоложенный Sm-Nd возраст, равный 2160±41 млн. лет (рис. 1б). Порода интенсивно метаморфизована, в ее составе выделяются реликты оливина и плагиоклаза, пироксены практически полностью замещены серпентином. Полученный возраст, по-видимому, соответствует времени поздней метаморфической переработки пород Мончетундровского массива, связанной с заложением мончетундровского разлома и приближается к возрастам лейкогабброноритов (2020±50 млн. лет) и габбронорит-анортозитов (2017±38 млн. лет) участка Лойпишнюн (Кунакузин и др., 2015).

Для рудных и безрудных оливиновых норитов из карьера Нюд-II были получены U-Pb и Sm-Nd возраста. Для рудных оливиновых норитов был получен молодой Sm-Nd возраст, равный 1940±32 млн. лет (рис. 2а), в то время как U-Pb возраст по циркону для этой пробы дает значение 2506±3 млн. лет. Интерпретация полученного Sm-Nd возраста затруднена ввиду того, что породы критического горизонта г. Нюд, к которому относится и рудное тело карьера Нюд-II, практически не подвергались вторичным изменениям, а сульфидная минерализация описывается в публикациях разных авторов как сингенетическая (например, Нерович и др., 2009; Шарков, Чистяков, 2014 и др.). Объяснением полученного возраста может служить предположение о том, что во время формирования рудной минерализации за счет изменения P-T условий при заложении разлома в свекофеннскую эпоху произошло нарушение Sm-Nd изотопной системы на уровне минералов и породы в целом.

Изотопный U-Pb возраст по циркону для безрудных оливиновых норитов, равный 2503±8 млн. лет, близок к Sm-Nd возрасту по ортопироксену, сульфидным минералам, оливину и породе в целом - 2496±36 млн. лет (рис. 2б). Полученные новые возрасты вполне соответствуют известным данным, установленным ранее (Расслоенные интрузии..., 2004).

Большое значение имеет впервые полученный Sm-Nd возраст рудоносных гарцбургитов рудного пласта "330" (г. Сопча). Минеральная Sm-Nd изохрона по ортопироксену, оливину, сульфидным минералам и породе в целом отражает возраст, равный 2442±59 млн. лет (рис. 2в). Этот возраст интерпретируется как время образования гарцбургитов рудного пласта, который, по мнению некоторых исследователей (Нерович и др., 2009; Шарков, Чистяков, 2014), сформировался вследствие пульсационного пополнения магматической камеры Мончеплутона свежей порцией недифференцированного расплава. Аномально низкое значение εNd(T) = -6.0 для этих гарцбургитов связано, по всей видимости, с высокой степенью контаминации исходных магм материалом коры (Расслоенные интрузии..., 2004).

Для плагиоклазитов Pt-Pd рифа г. Вурэчуайвенч были получены два возрастных определения, выполненные с помощью U-Pb метода по циркону и Sm-Nd метода по сульфидным минералам и породе в целом. U-Pb возраст по циркону (см. также данные

SHRIMP в (Рундквист и др., 2014)) составил 2496 ± 4 млн. лет, в то время как Sm-Nd метод дает более молодую датировку – 2410 ± 58 млн. лет (рис. 2г). Этот более молодой возраст, по-видимому, соответствует времени закрытия Sm-Nd изотопной системы в сульфидных минералах и может отражать, в пределах ошибки, возраст формирования рудной минерализации в плагиоклазитах г. Вурэчуявенч.

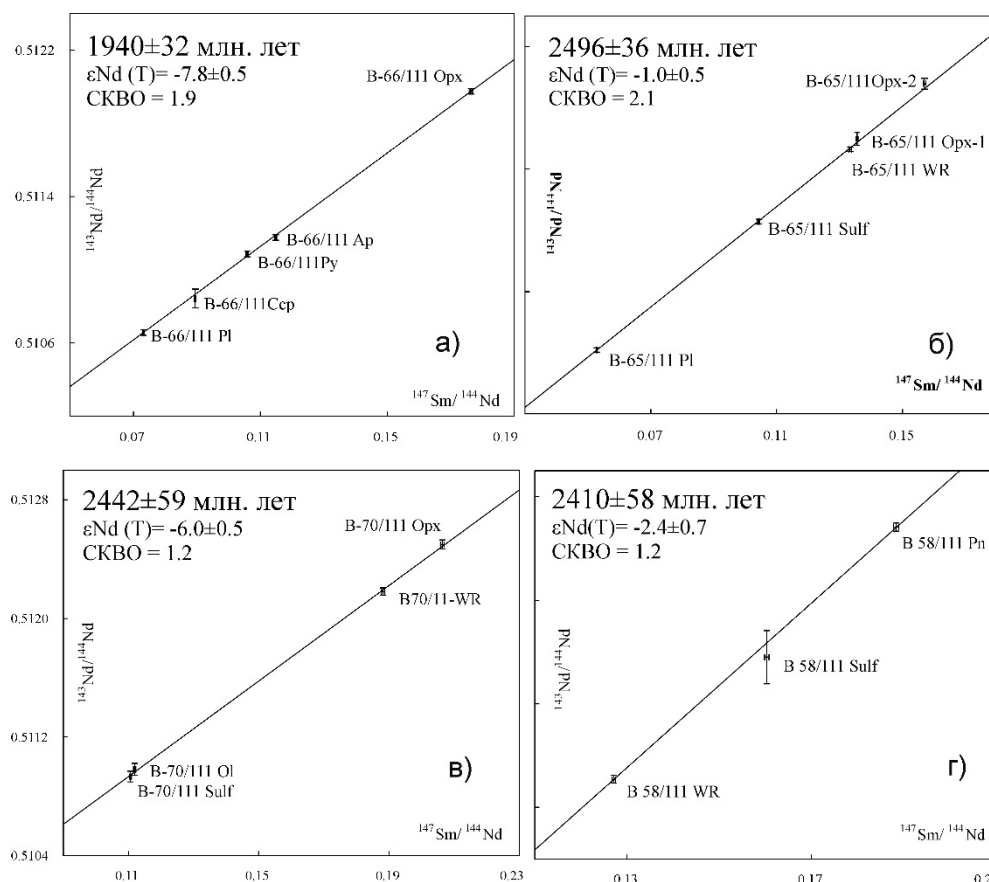


Рисунок 2. Минеральные Sm-Nd изохроны для а) рудных оливиновых норитов из карьера Нюд-П; б) безрудных оливиновых норитов из карьера Нюд-П; в) гарцбургитов рудного пласта “330” (г. Сопча); г) плагиоклазитов Pt-Pd рифа г. Вурэчуявенч.

Таким образом, полученные новые Sm-Nd данные по породообразующим и рудным минералам подтверждают гипотезу о длительном, многоимпульсном и многоэтапном формировании и преобразовании пород Мончегорского рудного узла и пополняют геохронологическую базу данных для промышленно значимых объектов С-В части Фенноскандинавского щита.

Авторы выражают благодарность за постановку научной проблемы и всестороннюю поддержку научных исследований академику РАН Феликсу Петровичу Митрофанову. Исследования проводились при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00493, 15-35-20501-мол_a_вед.

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Доклады АН. 2010. Т. 431. №2. С. 216-222.
2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев, Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т.45. №4. С. 329-352.
3. Кунакузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С. Палеопротерозойский расслоенный ЭПГ-содержащий массив Мончетундра (Кольский полуостров): датирование Sm-Nd методом времени метаморфических преобразований основных пород // Доклады АН. 2015. Т. 464. № 1. С. 71-74.

4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. №3. С. 461-477.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Ч. 1. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2004. 177 с.
6. Рундквист Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP)-датирования бадделеита и циркона // Доклады АН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67.
7. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б. Сопоставление Sm-Nd (по пороодообразующим и сульфидным минералам) и U-Pb (по циркону и бадделеиту) возрастов расслоенных интрузий Балтийского щита // Тез. докл. 2-ой междунар. научно-практической конф. мол. ученых и специалистов памяти ак. А.П. Карпинского. . Санкт-Петербург. 2011. ВСЕГЕИ. раздел “Изотопно-геохимические и геохронологические методы”. С. 52-56.
8. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука. 1980. 180 с.
9. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беяцкий В.Б., Чистяков А.В., Федотов Ж.А. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355-364.
10. Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 3. С. 171–194.
11. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications//Geol. Society. London. Special Publication. 2009. V. 323. P. 165-198.
12. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield – Isotope Nd-Sr and $^3\text{He}/^4\text{He}$ Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / Geochronology – Methods and Case Studies / Edited by Nils-Axel Mörner // INTECH. 2014. P. 143-193.

Минералого-геохимические особенности бокситов Верхне-Ашутского месторождения Казахстана

Сивков Д.В.¹, Новиков В.М.¹, Боева Н.М.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, boeva@igem.ru

Карстовым бокситам Казахстана посвящены многочисленные публикации отечественных и зарубежных исследователей. Капитальные исследования геологии и вещественного состава бокситовых руд рассматриваемого региона нашли свое отражение в монографиях 70-80 годов (Бардоши, 1981; Вторичные..., 1980; Платформенные..., 1971; Закономерности..., 1978; Генетическая..., 1974). В последующие годы поток литературы резко сократился. По мере дальнейшей разработки рассматриваемых месторождений и появлением современных прецизионных методов появились возможности получения дополнительных знаний их геологического строения и детального изучения минералого-геохимических особенностей вещества бокситоносных толщ, чему и посвящена предлагаемая публикация.

Верхнеашутское месторождение расположено в восточной части Амангельдинского бокситорудного района (Казахстан). В структурно-тектоническом отношении оно приурочено к региональному несогласию, разделяющему докембрийско-палеозойский кристаллический фундамент и мезо-кайнозойский платформенный чехол. Месторождение образует извилистую цепочку крупных бокситорудных залежей, вытянутых в меридиональном направлении вдоль западного крыла Терсакканской синклинальной структуры. Вмещающая их полоса пород бокситоносной свиты выполняет довольно широкую (до 600 м) корытообразную депрессию, контролируемую контактом карбонатных и сланцевых пород верхнего девона. В пределах структур складчатого фундамента месторождение тяготеет к зонам, сложенным карбонатными породами, контролирующими процесс бокситонакопления. Толщи бокситов в этих зонах обычно заключены в наиболее крупных карстовых воронках. В фациальном плане бокситы связаны с континентальными озерно-болотными, преимущественно глинистыми отложениями, среди которых часто встречаются горизонты каолиновых огнеупорных глин, содержащие свободный глинозем, а также тонкодисперсные пестроцветные и черные лигнитизированные породы.

Бокситы формировались в условиях теплого, переменного влажного климата, сопоставимого с климатом современной тропической саванны. Основным источником глинозема служила кора выветривания преимущественно андезитовых порфиритов валерьяновской свиты и базальтов туринской серии, а также песчано-глинистых гидрослюдистых сланцев франского яруса (D_{3f}).

Характерной особенностью слоистого литологического разреза является наличие пластов лигнита, что, как будет показано ниже, нашло отражение в минералого-геохимических характеристиках пород бокситоносной толщи и собственно бокситов. Месторождение является комплексным, кроме бокситов, содержит промышленные горизонты огнеупорных глин. Качество рудных залежей характеризуется следующим средним содержанием основных компонентов: Al₂O₃ — 40,0-44,9%; SiO₂ — 11,5-14,5%; Fe₂O₃ — 15,3-23,3%; TiO₂ — 3,0-3,7% при среднем кремневом модуле 3,4. Глины образуют мощные (до 30 м) залежи в верхних, средних и нижних частях литологического разреза и представляют собой высокоглиноземистое огнеупорное сырье.

Анализ вещества бокситов и огнеупорных глин комплексом прецизионных методов позволил выявить ряд минералого-геохимических особенностей. Впервые с помощью СЭМ и ТЕМ обнаружены совершенные кристаллы биогенного гиббсита, развитые по пленке лигнита в бокситах (рис. 1) и биогенные дисковидные сростки (двойники) наногематита в железистых конкрециях из огнеупорных глин (рис. 2). Исследования химического состава

породообразующих и микроэлементов показали принципиальные отличия литологических типов глин и бокситов, обусловленные условиями их формирования (табл. 1, 2).

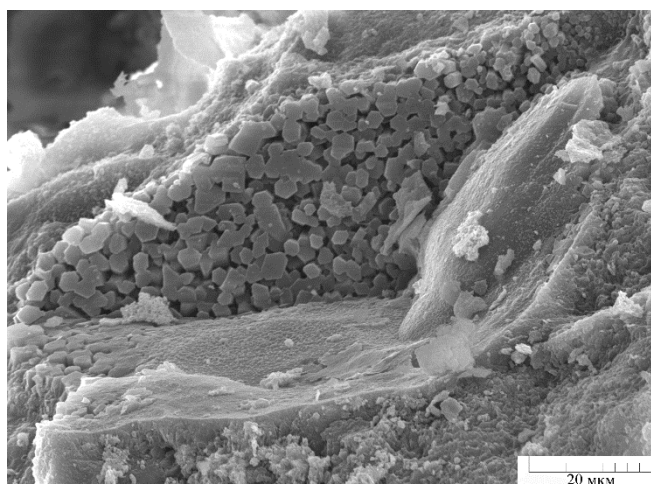


Рисунок 1. Колония биогенного гематита железистой конкреции.

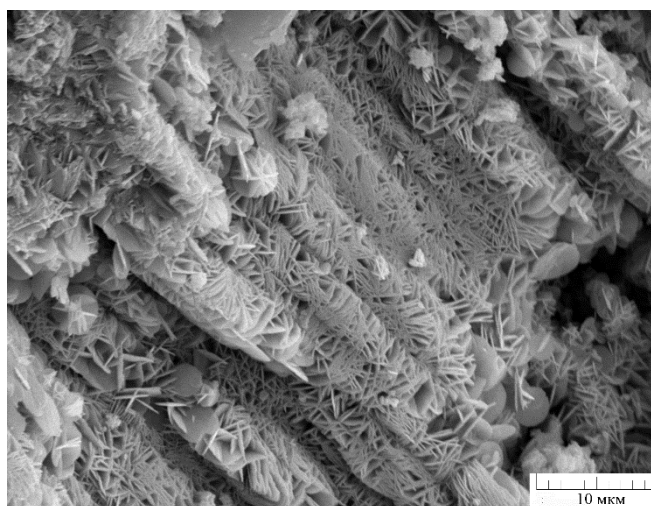


Рисунок 2. Совершенные кристаллы биогенного гиббсита на пленке лигнина.

Таблица 1. Результаты химического анализа (%).

№ п.п	ппп	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O 3	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO 2	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃
1	26,96	<0,1	<0,1	48,67	17,58	<0,1	<0,1	4,3	<0,005	1,92	<0,02	0,17
2	31,1	0,12	0,14	55,15	4,59	<0,1	0,21	3,47	<0,005	2,43	0,04	2,38
3	20,87	<0,1	<0,1	44,75	30,11	0,1	<0,1	3,19	<0,005	0,56	<0,02	0,07
4	22,02	0,1	<0,1	51,6	22,09	<0,1	<0,1	3,25	<0,005	0,57	<0,02	0,12
5	13,59	0,13	0,29	6,88	4,65	0,5	0,11	0,34	1,186	69,99	0,23	0,1
6	13,24	0,15	0,29	35,69	45,76	0,56	<0,1	1,18	<0,005	2,75	0,05	<0,02
7	24,4	<0,1	<0,1	40,4	6,95	<0,1	<0,1	3,54	0,078	23,93	0,05	0,2
8	28,64	<0,1	<0,1	47,47	3,41	<0,1	<0,1	3,78	0,043	15,96	0,06	0,22
9	47,4	0,84	2,78	21,27	4,16	<0,1	10,8	2,39	<0,005	0,45	<0,02	9,4
10	30,54	<0,1	<0,1	57,63	4,99	<0,1	<0,1	5,34	<0,005	0,82	<0,02	0,22
11	9,24	0,11	<0,1	23,43	25,5	0,2	<0,1	1,07	0,043	40,02	<0,02	0,06
12	47,1	0,98	2,29	14,08	1,2	<0,1	6,51	0,34	<0,005	0,39	<0,02	26,88

Результаты химического анализа показывают, что в лигнитсодержащих образцах (№9 и №12) наблюдаются повышенные концентрации таких характерных для

органического вещества элементов, как Na (до 1% Na₂O), Ca (до 11% CaO) и Mg (до 3% MgO), а также S (до 27%). Потери при прокаливании обоих образцов достигают 47,4%. Из элементов-примесей обнаружены повышенные концентрации стронция (до 1250 г/т) и иттрия (до 900г/т).

Таблица 2. Результаты химического анализа (г/т).

№ п.п.	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Zr	Ba	Th	Y	Nb	Pb	As
1	359	326	<10	62	<10	<10	59	386	<30	41	75	49	39	11
2	307	112	148	833	34	27	96	265	<30	36	114	43	286	39
3	281	260	<10	53	<10	<10	26	366	<30	35	54	33	52	20
4	416	72	<10	73	<10	<10	34	289	<30	61	50	30	13	<10
5	13	108	275	351	305	8029	21	190	100	10	27	<10	3746	16
6	639	515	<10	38	<10	<10	71	326	52	45	22	16	63	67
7	294	239	<10	45	40	24	27	908	<30	51	29	32	153	34
8	324	257	<10	42	31	28	26	879	<30	42	40	41	151	44
9	80	12	11	53	87	42	1250	18	50	11	889	15	150	47
10	554	210	<10	31	<10	<10	42	310	<30	55	115	54	12	19
11	222	554	<10	23	61	38	17	389	<30	35	<10	14	120	16
12	77	122	<10	29	<10	<10	588	<10	<30	<10	253	<10	30	11

В образце №5 (глина подрудная) обнаружено очень высокое содержание железа (70% Fe₂O₃), предположительно в виде мелкодисперсного гётита, а также завышенное относительно других образцов содержание марганца и фосфора. Среди элементов-примесей наблюдается очень высокая концентрация цинка (0,8%) и свинца (0,38%), а также никеля, меди, кобальта и бария. В образцах бокситов (№1, №2, №4, №7, №8 и №10) наблюдаются незначительные содержания окиси титана (до 5,3%), содержание железа в окисленной форме (гётит и гематит) повышено (до 24% Fe₂O₃) только в образцах №7 и №8, чем и объясняется красновато-бурый оттенок руды. В остальных образцах бокситов этот показатель не превышает 2,5%.

Все пробы были изучены методом синхронного термического анализа на приборе STA 449 F1 Jupiter «Netzsch». Съемка производилась со скоростью 10°/мин в атмосфере аргона в тигельках с закрытыми крышками до температуры 1050°С. Перед заполнением камеры аргоном, производилась ее вакуумизация. Масса навески ~ 40 мг.

Потери массы при прокаливании бокситов в среднем составляют 27%. Основная масса воды входит в кристаллическую решетку гиббсита (34,6% H₂O) и каолинита (14% H₂O). Среднее содержание Al₂O₃ в образцах бокситов составляет 50,2%, при максимальных значениях 57,6% (образец №10), 55,2% (образец №2) и 51,6% (образец №4). Содержание глинозема в гиббсите достигает 65,4%, а в каолините - 39,5%. Соответственно, среднее содержание SiO₂ - 9,9%, при максимальных значениях 22,1% (образец №4) и 17,6% (образец №1), а в остальных образцах - не превышают 7,0%. Максимальным значением кремнеземного модуля обладают образцы №8 (13,9), №2 (12,0), №10 (11,6) и №7 (5,8). Значения модулей двух остальных образцов не превышают 2,8. Содержания Na₂O, MgO, K₂O, MnO во всех образцах бокситов не превышают 0,15%. В образце №2 незначительно повышено содержание серы (2,4% SO₃), что может быть обусловлено примесью органического вещества (лигнита). Среди элементов-примесей наблюдается повышенная концентрация хрома в образцах №4 и №10 (416 г/т и 556 г/т соответственно) и тория в образцах №4, №7 и №10 (61 г/т, 51 г/т и 55 г/т соответственно), а также никеля, меди, кобальта и бария. В образце №2 обнаруживается незначительная примесь кобальта и никеля.

В образцах глин (№3, №6 и №11) - самые высокие среди всех образцов содержания кремнезема (30,1%, 45,8% и 25,5% SiO₂ соответственно). Количество глинозема сильно варьирует от 23,4% (образец №11) до 44,8% (образец №3). В образце №11 наблюдается повышенное содержание оксида железа (40% Fe₂O₃). Потери массы при прокаливании в среднем составляют 14,5% и не превышают 21%. Основная масса воды в этих глинах заключена в кристаллической решетке каолинита. Значения кремнеземного модуля для образцов глин не превышают 1,5.

Существует прямая пропорциональная зависимость между энтальпией дегидратации (дегидроксилизации) и содержанием определенного минерала в образце.

По результатам термического анализа можно утверждать, что основную массу бокситов и бокситоподобных (обр. 1-4, 7, 8, 10) глин составляют каолинит и гиббсит в разных соотношениях. Образцы 1, 3 и 4 сложены преимущественно каолинитом. На кривых дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК), энтальпии дегидроксилизации каолинита соответствует температурный интервал 524,1-538,3°C. Наибольшее количество гиббсита из всех представленных образцов находится в составе образца №10 (боксит каменистый маложелезистый), каолинита – в образце №6 (глина бокситоподобная с конкрециями гематита). Эти особенности отражаются на кривых ДСК. Из представленных гиббситсодержащих пород образец №10 обладает эндотермическим эффектом, свойственным гиббситу с наибольшей энтальпией дегидратации (-776,2 Дж/г), а из всех каолинитсодержащих – образец №6 (-383,3 Дж/г).

Глинистые образцы №5 и №6 согласно кривой термогравиметрии (ТГ) обладают небольшой по сравнению с остальными образцами общей потерей массы, что можно объяснить высоким содержанием органического вещества.

Проведенные с помощью современных методов исследования минерального вещества бокситов Верхнее-Ашутского месторождения Казахстана позволили уточнить ряд геохимических особенностей слагающих слоистую толщу бокситоносных отложений и установить роль органического вещества в их минералообразовании. Определенный практический интерес могут представлять подстилающие (подрудные) глины. Согласно их химическому составу (содержание Fe₂O₃ – до 70%), дисперсности и цвету они отвечают требованиям, предъявляемым к природным минеральным пигментам (охрам). Впервые в рудах установлены биогенные гиббсит и гематит.

1. Бардоши Д. Карстовые бокситы. Изд-во «Мир» М. 1981. 454 с.
2. Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука. 1980. 327 с.
3. Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М. «Наука». 1974. 305 с.
4. Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М. «Наука». 1978. 255 с.
5. Платформенные бокситы СССР. М. «Наука». 1971. 383 с.

Первая находка турмалина в метасоматитах гумбеитовой формации.

Сидорова Н.В.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва nsidorova181189@mail.ru

Гумбеиты как особый тип среднетемпературных углекислотных метасоматитов выделил Д.С. Коржинский на Гумбейских месторождениях шеелита Южного Урала (Коржинский, 1953). А.И. Грабежев гумбеиты Берёзовского рудного поля описал как калишпат-содержащие березиты (Грабежев, 1970). В дальнейшем А.И. Грабежев и Р.С. Куруленко обособили берёзовские гумбеиты и березиты. В.Н. Сазонов утверждал, что березиты Берёзовского месторождения с глубиной постепенно переходят в гумбеиты (Сазонов, 1984). Э.М. Спиридонов с соавторами доказали самостоятельность гумбеитов и то, что гумбеиты более древние образования, чем березиты, показали различие состава и изотопных характеристик метасоматитов и руд шеелитоносной гумбеитовой формации и золотоносной березитовой формации (Спиридонов и др., 1995, 1998).

Флогопит-магнезитовые гумбеиты – новая высокотемпературная фация гумбеитов (Спиридонов и др., 2013, 2014). Эти дозолоторудные метасоматиты развиты на глубоких горизонтах Берёзовского месторождения золота на Среднем Урале. Метасоматиты слагают магнезит, кварц, фторфлогопит, калишпат, альбит, фтористый мусковит, рутил, хлорит, доломит, фторапатит, турмалин-дравит, монацит, циркон, ксенотим, герсдорфит, тиошпинели Ni-Co, Co-пирит. Протолит флогопит-магнезитовых гумбеитов – пикриты с вариолитовой текстурой, обогащённые Ti, P, Ce, La, Nd, Y, U, Th, Nb, с цинкохромитом и ильменитом. Метасоматическая колонка представлена следующими зонами: 1) белая зона, с магнезитом, кварцем и фтористым флогопитом (тыловая), мощностью до 2 см; 2) серая с обильным флогопитом, кварцем, магнезитом, альбитом и калишпатом, мощностью до 2 см; 3) желтая с турмалином, мощностью от 3 до 11 см; 3) зеленая зона мощностью 10-25 см с реликтами хромшпинелидов в агрегатах хроммусковита-фенгита и гнездами хлорита. Внешнюю зону образуют серые тальк-магнезитовые метасоматиты с гематитом. Границы между зонами чёткие (рис. 1).

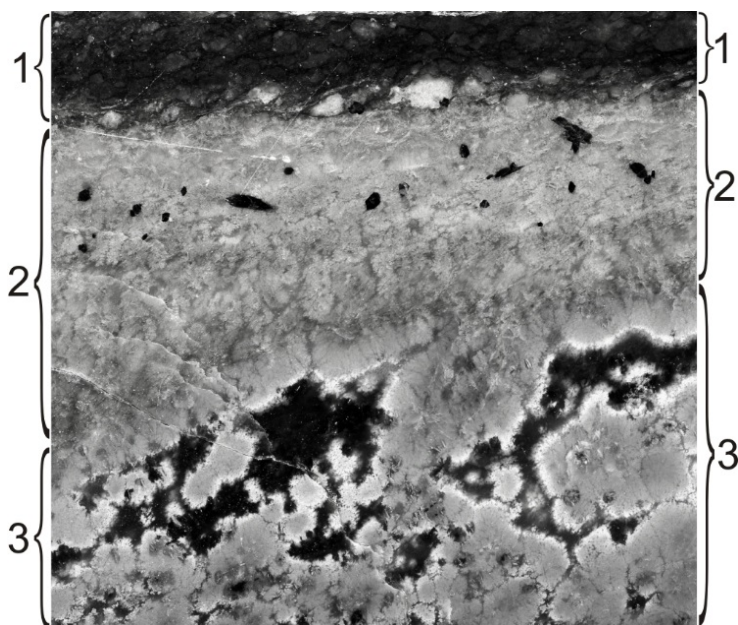


Рисунок 1. Фрагменты зональной колонки апопикритовых гумбеитов: серая (1), жёлтая (2) и зеленая (3) зоны.

Размер участка 76х73 мм. Шахта Северная, горизонт 512 м. Берёзовское месторождение.

Желтая зона метасоматитов беднее кварцем, чем белая и серая. В этой зоне значительная часть фторфлогопита замещена мусковитом и фенгитом и к магнезиту присоединяется заметное количество доломита. Также здесь присутствует турмалин в виде призматических метакристаллов длиной до 4 мм. Кристаллы от слабо до сложно зональных. В одних кристаллах ядра несколько более железистые ($f = 18-20$) коричневатого-зелёного цвета (в проходящем свете), внешние зоны менее железистые ($f = 10-16$) зеленоватого и желтовато-зелёноватого цвета. В других кристаллах картина обратная (рис. 2а,б). Турмалин апопикритовых гумбеитов – это безCr, бедный Ti, Fe^{2+} и Fe^{3+} дравит. Заметный дефицит натрия – до 22 % свидетельствует о повышенной кислотности флюидов. Состав турмалина отвечает $(Na_{0.8-0.9}Ca_{0.0-0.1}\square_{0.1-0.2})_1(Mg_{2.3-2.5}Fe^{2+}_{0.3-0.6}Fe^{3+}_{0-0.1}Al_{0-0.3})_3Al_6(BO_3)_3[(Si_{5.9-6}Al_{0.1-0})_6O_{18}](OH_{3.8-4}O_{0.2-0})_4$, $f = 10-20$, в среднем 16).

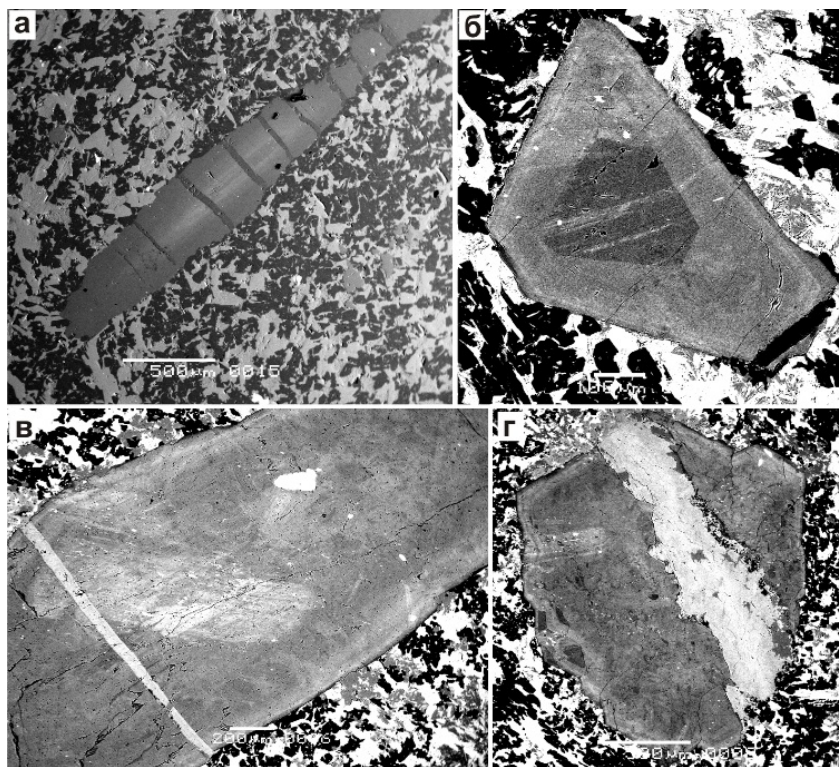


Рисунок 2. Турмалин-дравит желтой зоны апопикритовых гумбеитов (в отраженных электронах).

а – кристалл зонального турмалина, разбитого серией трещин отдельности, заполненных доломитом, в слюдяно-магнезитовой матрице; б – метакристалл зонального турмалина (ядро мало железистый дравит) в кварц-слюдяно-магнезитовой матрице; в – реликт пластины ильменита в кристалле турмалина – дравита (мелкие включения рутила (светлые) – продукт замещения ильменита) с прожилком доломита и включением апатита в кварц-флогопит-магнезитовой матрице; г – метакристалл зонального турмалина, пересеченного прожилком доломита, с реликтами пластины ильменита (в левой части кристалла) в кварц-слюдяно-магнезитовой матрице. Пересечен прожилком доломита (светлый).

Дравит с реликтами пластин ильменита и массой мелких включений иголок рутила (рис. 2в,г) окрашен более интенсивно, в проходящем свете зелёно-коричневый до бурозелёного, содержит до 6.5 масс. % FeO , 2.5 % TiO_2 , 1 % CaO . Состав этого турмалина, заместившего ильменит, отвечает $(Na_{0.7-0.9}Ca_{0.1-0.2}\square_{0.1})_1(Mg_{2.3-2.4}Fe^{2+}_{0.4-0.6}Ti_{0.1-0.3})_3(Al_{5.5-6}Fe^{2+}_{0-0.5})_6(BO_3)_3[Si_6O_{18}](OH_{3.8-4}O_{0.2-0})_4$, $f = 18-28$, в среднем 23.

У всей совокупности описанного турмалина проявлены сильные положительные связи содержания титана с железом, титана с кальцием, железа с кальцием, сильные отрицательные связи содержания алюминия с титаном, железом и кальцием (табл. 1).

Состав турмалина апопикритовых гумбеитов Берёзовского месторождения довольно типичен для маложелезистых турмалинов гидротермальных месторождений.

Таблица 1. Корреляционная матрица содержаний компонентов турмалина флогопит - магнетитовых гумбеитов. $n = 16$, $r (95\%) > \pm 0.42$

	Si	Al	Ti	Fe	Mg	Ca	Na	K
Si	1							
Al		1						
Ti		-0.87	1					
Fe		-0.96	0.77	1				
Mg					1			
Ca		-0.78	0.76	0.72		1		
Na							1	
K								1

1. Грабежев А.И. Особенности березитизации гранитоидов Шарташского массива на Среднем Урале // Тр. ГГИ УФААН СССР. 1970. Вып. 86. С. 10-14.
2. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: изд. АН СССР. 1953. С. 334-456.
3. Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: изд. УНЦ АН СССР. 1984. 208 с.
4. Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Серёдкин М.В., Куруленко Р.Г., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И., Филимонов С.В. Гумбеиты Урала и сопряженная рудная минерализация, параметры их образования // Геол. рудн. месторожд. 1998. Т. 39. № 2. С. 171-190.
5. Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Устинов В.И. Изотопно-геохимические критерии условий формирования гидротермальных плутоногенных золотых и вольфрамовых месторождений березитовой и гумбеитовой формаций // XIV Симпозиум по геохимии изотопов. М.: изд. ГЕОХИ. 1995. С. 217-218.
6. Спиридонов Э.М., Куликова И.М., Нурмухаметов Ф.М., Сидорова Н.В., Коротаева Н.Н., Поленов Ю.А., Трошкина А.Н. Сингенетичные циркон, монацит, ксенотим и фторапатит апопикритовых флогопит-магнетитовых гумбеитов Берёзовского месторождения золота, Урал // Новые данные о минералах. 2013. Выпуск 48.
7. Спиридонов Э.М., Сидорова Н.В., Нурмухаметов Ф.М., Коротаева Н.Н., Куликова И.М., Поленов Ю.А., Трошкина А.Н. Лиственитоподобные апопикритовые флогопит-магнетитовые гумбеиты Берёзовского месторождения золота с цирконом, монацитом, ксенотимом, фторапатитом, турмалином, реликтовым цинкохромитом // Уральский геологический журнал. 2014. №1 (97).

Термобарогеохимия флюидных включений жильного кварца золоторудного месторождения Советское (Енисейский край)

Сильянов С.А.¹, Некрасова Н.А.¹

¹СФУ, ИГДГиГ, г. Красноярск, Silyanov-s@mail.ru

Общие сведения о месторождении

Месторождение золота Советское расположено в крайней северо-восточной части Восточного золотоносного пояса Енисейского края. Оно отрабатывается с 1906 г, за этот период из месторождения извлечено более 120 т металла. Рудные тела расположены в тектоно-метаморфической зоне на юго-западном крыле антиклинали, в виде кварцево-жильных обособлений, сменяющих друг друга по простиранию (305-310°), параллельно осевой поверхности складки. Ядро складки сложено рифейскими отложениями кординской (доломитизированные мраморы, метаалевролиты) и горбилокской (метаалевропелиты) свит, а крылья темно-серыми графитсодержащими филлитами удерейской свиты. Рудные тела оконтуриваются опробованием и представлены кварцевыми жилами сложной морфологии и вмещающими их метасоматически измененными сланцами. Сульфидная минерализация распространена в жильном кварце и сланцах. Наибольшая их приуроченность характерна для призальбандовых участков кварцевых тел. Традиционно выделяются ранние сульфиды (пирит, арсенопирит, пирротин), приуроченные к структурным элементам северо-западного простирания, и поздние сульфиды – пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит в секущих трещинах северо-восточного направления. Золото, часто видимое, отмечается в кварце и сланце, обычно вне связи с сульфидами (Петровская, 1973). Наблюдаются редкие сростания с пиритом, арсенопиритом, пирротином, сфалеритом и галенитом. Наиболее редки микроскопические сростания золота с теллуридами и сульфидами серебра, висмутином и самородным висмутом (рис. 1). Проба золота в среднем составляет 914 ‰, нередко отмечаются частицы с пробой 750 ‰ и 948 ‰.

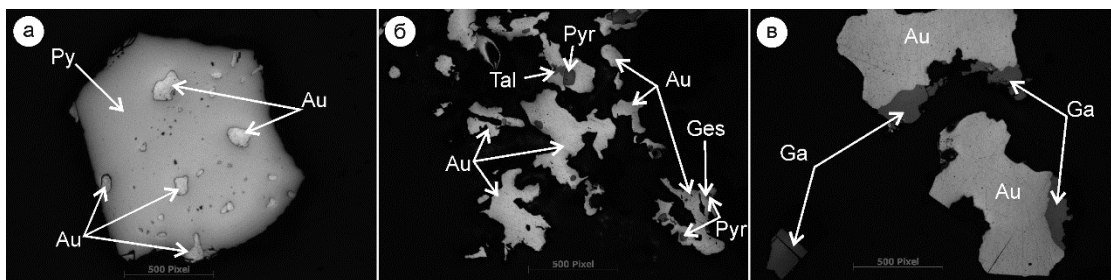


Рисунок 1. Морфология зерен и сростания минералов продуктивной стадии руд Советского месторождения: а, б – обр. 2-1/28, в – обр. 2/18 (100 pixel = 0,5 мм)

Изотопные исследования серы ($\delta^{34}\text{S}$) пирита (+13,3...+17,9 ‰), пирротина (+12,9...19,9 ‰) и арсенопирита (+14,8...16,5 ‰) свидетельствуют о едином первично-осадочном источнике серы. Изотопный состав углерода из включений, содержащих CO_2 безрудного ($\delta^{13}\text{C} = -8,1 \dots -10,2$ ‰) и рудного ($\delta^{13}\text{C} = -4,9 \dots +5,2$ ‰) кварцев, а также состав гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = 0,04-0,05 \text{ Ra}$ для рудного кварца и $-0,02 \text{ Ra}$ для безрудного кварца), указывают на коровый источник гидротермального флюида (Томиленко, 2001, Tomilenko, 2010).

Температура образования арсенопирита по геотермометру Л.А. Кларка – 350°C (Ли, 1971) и нашим данным – 465°C (Сильянов, 2015, Sazonov, 2015). По данным (Воган, 1981) температуры образования козалинта и талнахита составляют 425 и 186°C, соответственно.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст мусковитов из безрудной кварцевой жилы (890-850 млн. лет) и рудной жилы (830-730 млн. лет). Возраст рудного кварца соответствует времени

становления гранитной интрузии (850-720млн. лет), обнажающейся в 15 км на западе от месторождения (Томиленко, 2001).

Наше исследование посвящено изучению флюидных включений в жильном кварце, термобарогеохимия которых широко используется для решения генетических вопросов золоторудогенеза.

Образцы и методы исследования

Термометрия флюидных включений проведена в пластинках жильного кварца толщиной 100-500 мкм, полированных с двух сторон в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН, г. Новосибирск на термо-криокамере «Linkam» THMSG-600. Состав газовой фазы включений из монофракций кварца (класс $-0,5+0,3$, навеска 300 мг) определен на хроматографической установке для одновременного определения CO_2 , CO , N_2 , H_2S , H_2O , O_2 , SO_4 и других углеводородов, аналитик Фомина Л.Н.

Результаты исследований

Флюидные включения в исследованных образцах, как правило, имеют неправильную или округло-угловатую форму вакуолей. Размеры включений варьируют от 3-5 до 10-15 микрон. По фазовому составу выделено три типа включений: тип I – двухфазные, существенно водные (Рис. 2, а); тип II – трехфазные, водно-углекислотные (Рис. 2, б); тип III – однофазные, водные (Рис. 2, в). Включения типа I и II образуют незакономерные скопления, что может указывать на то, что включения разных типов были захвачены одновременно, при расслоении флюида на две несмешивающиеся фазы (Томиленко и др., 2001). Включения типа III отмечены в единичных случаях, фазы находятся в метастабильном состоянии, что не позволило провести криометрические исследования в настоящее время.

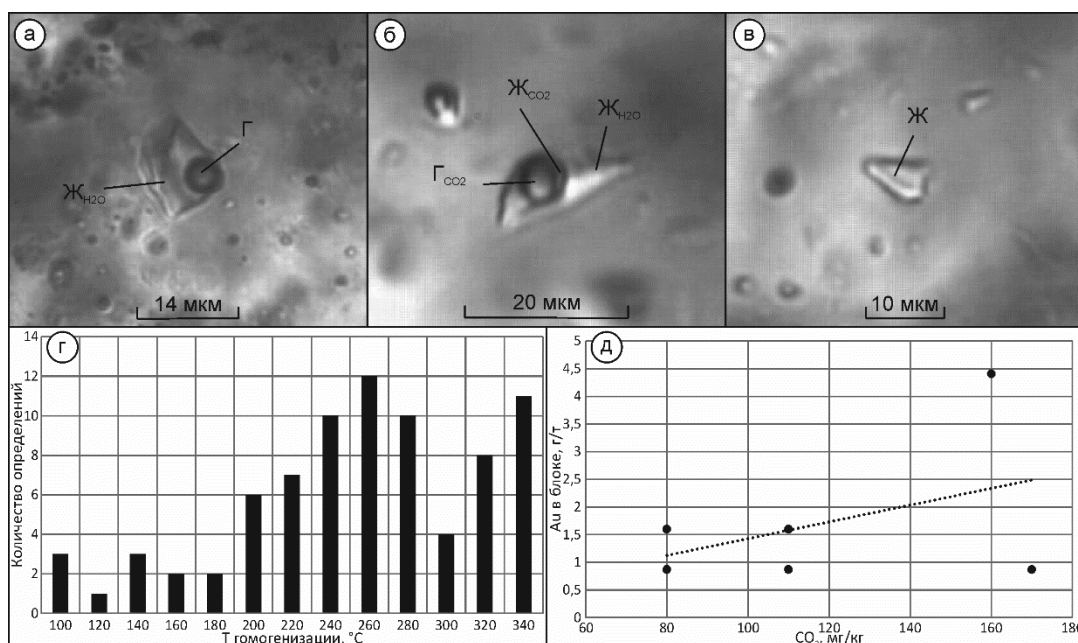


Рисунок 2. а, б – типы флюидных включений в кварце; г – гистограмма температур гомогенизации флюидных включений; д – зависимость между содержанием золота и углекислоты в кварце

Результаты измерений температур гомогенизации флюидных включений базируются на 79 определениях. Интервал температур гомогенизации составляет 90-350°C (табл. 1). Большинство включений гомогенизируются при температурах 240-280°C, отмечены включения с более высокими температурами гомогенизации – 350°C (Рис. 2, г). Гомогенизация включений в основном происходит в жидкую фазу. Гомогенизация в газ востречена в единичных случаях.

Для кварца с видимым золотом интервал температур гомогенизации составил 90-350°C, для кварца без видимого золота – 100-350°C. Зависимость температуры гомогенизации от наличия видимого золота не обнаружена.

Включения в кварце с содержанием золота в блоке подсчета запасов – 1,6 г/т имеют широкий интервал температур гомогенизации с максимумами, соответствующими 260-300 и 320-340°C. Для включений в кварце с более высоким содержанием золота (4,41 г/т) характерно более узкое поле температур гомогенизации – 220-260°C.

Концентрация солей во флюидных включениях в кварцах варьирует в широких пределах – 0,8-25 мас. % NaCl экв. (табл. 1). В среднем же соленость включений составляет 6-8 мас. %. Исходя из полученных данных можно судить, что во включениях преобладает хлорид кальция. В единичных высокосолёных включениях отмечено присутствие хлорида натрия.

Таблица 1. Результаты микротермометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце Советского золоторудного месторождения

№ обр	Тип вкл.	n	Тгом, °C	Т, °C			Соленость NaCl экв., мас. %
				эвектики	плавления льда	частичной гомогенизации	
2/18	I	23	90...322	48,3 (n=1)	-0,3...-12,6 (n=9)	-	0,8...24,8
	II	2	269...287	-	-	9,5...13,1	-
2-1/28	I	3	316...350	-	-	-	-
2-1/30	I	4	190...350	-	-	-	-
1-1/5	I	24	150...350	-	-0,5...5,2 (n=7)	-	1...9,2
2/24	I	22	100...350	58,7...58,9 (n=3)	-3,0...-24,1 (n=7)	-	6...7,2
	II	5	202...335	-	-	17,5...20,1	-

Согласно результатам хроматографического анализа, содержание углекислоты в кварце колеблется в пределах 80-170 мг/кг. Кроме CO₂ в газовой фазе включений отмечены CO и CH₄ примерно в равной концентрации для исследованных образцов – 4 и 6 мг/кг. Для образца 2-1/33 характерно присутствие C₂H₂ – 20 мг/кг, C₂H₆ – 4 мг/кг, C₅H₁₂ – 0,06 мг/кг. В образце 1-1/5 отмечено повышенное содержание H₂ – 4 мг/кг.

На диаграмме Au-CO₂/(CO₂+H₂O) проявлен слабый тренд в повышении содержания золота при увеличении доли углекислоты во включениях (Рис. 2, д).

Обсуждение результатов и выводы

1. Установлены температуры образования жильного кварца месторождения Советского. Температуры варьируют в пределах 90-350°C. Большая часть исследованных включений гомогенизируется при температуре 240-280°C. Отмечены включения с более высокой температурой гомогенизации – 350°C.

2. Соленость рудообразующего раствора изменяется в пределах 0,8-25 мас. % NaCl экв. Преобладающей солью является хлорид кальция. Единично встречаются включения, где помимо CaCl₂ отмечен хлорида натрия.

3. По данным хроматографического анализа рудообразующий флюид был преимущественно углекислотно-водным (%) – CO₂ – 8,43-17,49, H₂O – 80,27-90,66. Количество других летучих незначительно (%): H₂ – до 0,43; CO – до 0,78; CH₄ – до 1,18; C₂H₂ – до 1,93; C₂H₆ – до 0,39; C₃H₈ – до 0,02; C₄H₁₀ – до 0,06; C₅H₁₂ – до 0,01.

4. Присутствие в кварце сингенетичных включений – двухфазных газовой-жидких (тип I) и трехфазных водно-углекислотных (тип II) позволяет предположить, что

формирование кварцевых жил происходило с участием не только гомогенных, но и гетерогенных растворов.

5. Корреляция содержания золота и углекислоты в газовой фазе включений, а так же присутствие CH_4 говорит о том, что осаждение золота происходило при повышении содержания углеводородных газов.

6. Ранее А.А. Томиленко и Н.А. Гибшер (2001) были рассмотрены условия образования рудных и безрудных кварцево-жильных зон месторождения Советского. Авторы свидетельствуют, что безрудные кварцево-жильные зоны месторождения образовались в процессе регионального зеленосланцевого метаморфизма при температурах 100-410°C, давлении 0,5-1,5 кбар, преимущественно гомогенными растворами соленостью ниже 8 мас. % NaCl экв., с содержанием CO_2 от 2,7 до 7,5 мол. %. Рудные же кварцево-жильные зоны сформированы в результате более поздней наложенной гидротермальной деятельности при температурах 100-630° С, давлении 0,7-2,0 кбар, гомогенными и гетерогенными растворами, соленость которых достигала 20-25 мас. % NaCl экв., содержания CO_2 – 62,0 мол. %, CH_4 – 3,0 мол. %, N_2 – 13,2 мол. %. Показана положительная корреляция между содержанием золота в кварце и углекислотой во флюиде.

7. Нами получены сопоставимые результаты с опубликованными исследованиями флюидных включений в кварце из других участков месторождения, что расширяет аналитическую базу термобарогеохимических материалов и позволяет подтвердить достоверность представлений о физико-химическом состоянии гидротермальных растворов при стадийном образования руд Советского месторождения.

Благодарности. Термобарогеохимические исследования выполнены при поддержке благотворительного фонда М.Д. Прохорова, конкурс «Академическая мобильность». Автор выражает признательность А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер за предоставленную возможность работы в лаборатории термобарогеохимии ИГМСО РАН, обучение основам методов исследования включений, консультации при формировании выводов; благодарность научному руководителю профессору А.М. Сазонову, преподавательскому коллективу кафедры ГМиП ИГДГиГ СФУ за помощь и постоянное внимание к выполняемой научной работе.

1. Воган. Д., Крейг Дж., Химия сульфидных минералов // Издательство «МИР». М. 1981. 565 с.
2. 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. 1971. №4. С.108-112.
3. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука. 1973.
4. Сильянов. С.А., Некрасова Н.А. Типоморфизм арсенопирита золоторудных месторождений северо-енисейского рудного района // 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. 139 с.
5. Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюидов в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. 2001. № 2. С. 167—177.
6. Anatoly Sazonov, Elena Zviagina, Sergey Sil'janov. Typomorphism of arsenopyrite of gold deposits (Central Siberia). Book of Abstracts of the ICAM 2015: Publisher : Istanbul Technical University. Printing Layout : Tolga KOC, Aysenur AYTAC. Composition : Arber Professional Congress Services. Submission and evaluation process was handled by ARBER Congress Management System
7. Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 375—394.

Формы нахождения золота в рудах вулканогенных гидротермальных месторождений Центральной Камчатки

Скильская Е. Д.¹, Округин В.М.^{1,2}, Кудяева Ш.С.², Москалева С.В.¹, Яблокова Д.А.^{1,2}

¹ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, okrugin@kscnet.ru

²КамГУ им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, kudaeva.sharapat@mail.ru

Золото было и остается одним из важнейших для Современного Мира химических элементов. Минералогия и геохимия, формы нахождения и генезис, геология месторождений привлекают все больше и больше внимания ученых различных областей наук о Земле (Конеев 2006, Некрасов 1991, Петровская 1973, Юшкин 2005).

Камчатский Край в третьем тысячелетии вошел в число новых перспективных районов золоторудной промышленности Российской Федерации. В период с 2005 по 2015 годы введены в эксплуатацию три ГОКа, работающих на базе Агинского (2005 г.), Асачинского (2011 г.) и Аметистового (2015 г.) вулканогенных гидротермальных жильных месторождений. Руды этих золотоносных объектов отличаются исключительным разнообразием минерального состава, текстурно-структурных особенностей, химизмом слагающих их минералов при крайне незначительных размерах рудных фаз, неравномерно распределенных в метаколлоидном, как правило, до тонкозернистого, кварц-адуляровом субстрате. Размер частиц меняется от нано- до 1-2 мм., преобладающие - 0.005-0.015 мк. Золото обладает исключительным разнообразием собственных минеральных форм нахождения в рудах (Некрасов 1991, Кудяева и др. 2015, Округин и др. 2014, 2015). В таблице 1 дана характеристика форм нахождения золота в первичных рудах.

Количество сложных кислородных соединений теллура, содержащих золото, - более 15 видов. Практически все рудные и жильные минералы (от сульфидов до сульфосолей; карбонатов и адуляра) отличаются на микроуровне химической неоднородностью, выраженной в локальном обогащении отдельных участков в кристаллах, их агрегатах такими химическими элементами как мышьяк, медь (пирит); кадмий, железо, марганец, ртуть (сфалерит); теллур, селен, сурьма, мышьяк, ртуть (блеклые руды); серебро, ртуть (самородное золото); барий (адуляр); марганец, магний, железо (карбонаты). Самородное золото не составляет исключения. Особенно это хорошо заметно в случае вторичного горичного золота (рис.1).

Формы золотин - разнообразные, в большинстве случаев дендритоподобные, ксеноморфные, редко - до кристаллических. По структурной позиции различаются свободное и связанное золото. Свободное золото присутствует как в виде единичных очень мелких золотин так и скоплений с размерами до 2-10 мм. в кварце и кварц-адуляровом агрегате. Связанное золото образует разнообразные срастания, практически, со всеми рудными минералами, преимущественно сульфидами. Значительным распространением пользуются микровключения типа пойкилитовых до наноразмерного уровня, как правило, в пирите (рис.2). По характеру распределения главного химического минералообразующего компонента – серебра различается однородное и неоднородное. В обоих случаях оно обладает микропористостью. Пробность меняется от 666 до 987 (табл.2).

Таблица 1. Формы нахождения золота в рудах.

Собственные минералы	Минеральные формы	Формула
Самородные металлы и сплавы	Золото самородное	Au
	Электрум	AuAg
	Кюстелит	AgAu
Интерметаллиды	Билибинскит	Au ₃ Cu ₂ PbTe ₂
	Бессмертновит	Au ₄ Cu(Te,Pb)
	Богдановит	Au ₅ (Cu,Fe) ₃ (Te,Pb) ₂
	Амальгама золота	Au ₂ Hg ₃
Сульфиды	Ютенбогардит	Ag ₃ AuS ₂
	Петровскаит	AgAuS
Теллуриды	Петцит	Ag ₃ AuTe ₂
	Сильванит	AuAgTe ₄
	Костовит	CuAuTe ₄
	Креннерит	(Au,Ag)Te ₂
	Калаверит	AuTe ₂
	Мутманнит	AuAgTe ₂
	Монтбрейит	Au ₂ Te ₃
Сложные соединения, оксиды, гидрооксиды	Ауроантимонат	AuSbO ₃
	Оксигидрат	AuO x Au(OH) ₂
	Простой гидрооксид	(AuAg,Cu)(OH) ₂
	Оксигидротеллуриды	(Au,Ag,Cu) x TeO ₃ (OH) ₂
	Сложные оксителлуриды	2(Au,Pb,Cu,Ag)*(Au,Pb,Cu,Ag)*TeO ₃
Элемент-примесь	Пирит до 150 г/т	
	Блеклая руда до 750 г/т	

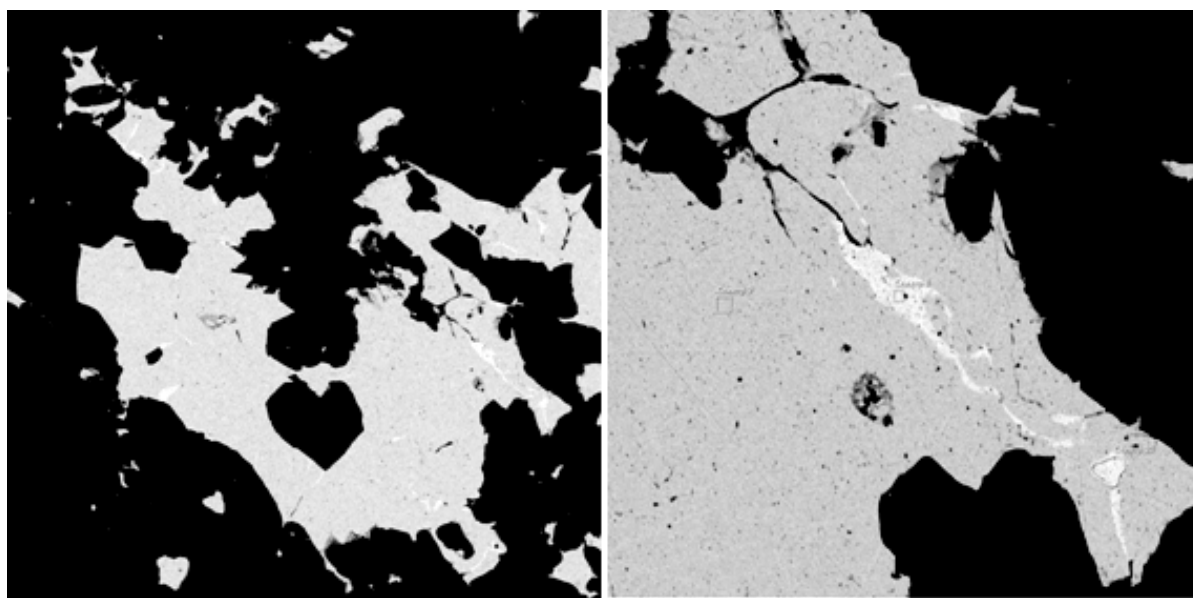


Рисунок 1. Развитие вторичного высокопробного золота (белое, табл.1, анализ 4)) в первичном «низкопробном» (светлом, табл.1, анализ3) пористом золоте. Слева - общий вид, справа – фрагмент. Фото BSE.

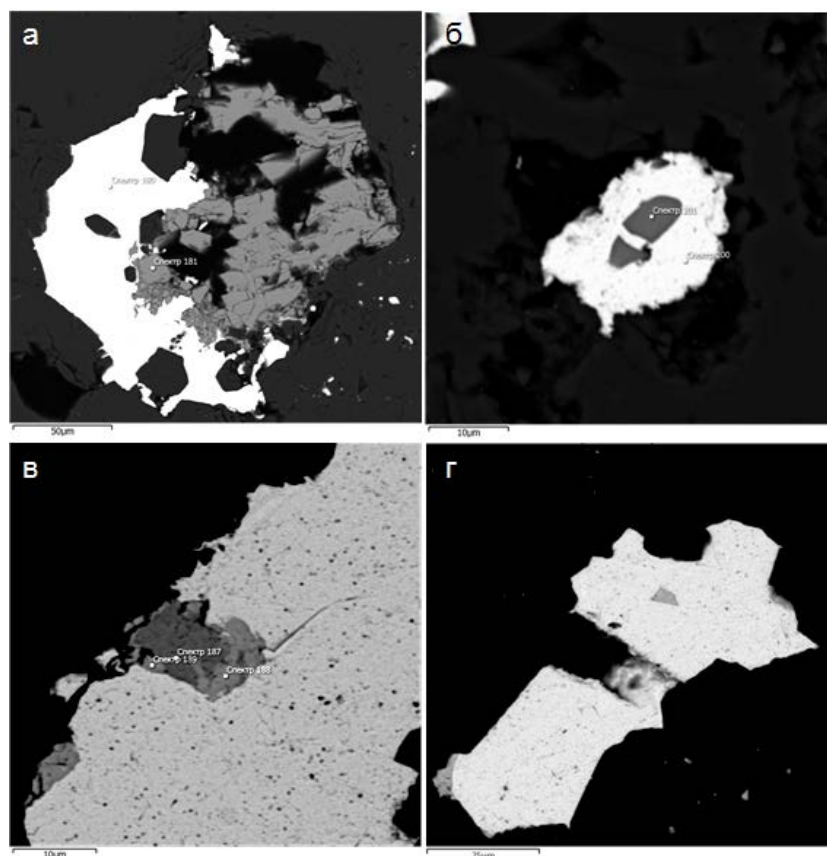


Рисунок 2. Формы выделения самородного золота

а - связанное золото, сростания с пиритом (темно-серое) в кварце (черное); б – халькопиритом (темное в центре золотины); в – включения гессита и калаверита (светло-серое) в белом (пористое свободное золото); г - свободное золото (белое пористое с включениями гессита (серое)).

Таблица 2. Химический состав золота по данным электронно-зондового микроанализа (вес. %)

Хим. элемент	1	2	3	4	5
Au	74.90-81.88	79.92-85.34	76,13-77,08	98,17-98,14	66.60-75.67
Ag	20.99-19.62	15.52-16.10	24,3-24,61	2,86-2,41	24.37-33.40-

Примечание: 1 - Золотое; 2 - Кунгурцевское; 3 - Агинское, первичное золото; 4 - Агинское, вторичное золото; 5 – Оганчинское. Анализы выполнены с помощью системы микроанализа на базе РЭМ Tescan Vega с ЭДС спектрометром Oxford Inst. X-Max 50, ускоряющее напряжение 20кэВ.

Такое многообразие минеральных форм, размеров, микроморфологии и структурной позиции, химического состава самородного золота необходимо учитывать для более эффективного извлечения и минимизации вредного воздействия на окружающую среду. Как правило, в настоящее время переработка руд с извлечением главных металлов (золота и серебра) ведется по технологиям, разработанным в конце прошлого-начале этого столетий. Они не могли на той степени изученности учесть реальные вариации соотношений рудных и жильных составляющих, включая появление на более глубоких горизонтах разновидностей, обогащенных сульфидами или масштабы гипергенных преобразований приводящих к формированию зон окисления, цементации и «вторичных бананц».

1. Кудаева Ш.С., Зобенько О.А., Яблокова Д.А., Ульянов Д.А. Золото сульфидной минеральной ассоциации Агинского месторождения (Камчатка) // Мат. XIV Региональной молодеж. науч. Конф. «Природная среда Камчатки». Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН 2015. С. 41-50.

2. Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпитермальных месторождений Чаткало-Кураминского района (Узбекистан). СПб: Дельта. 2006. 218 с.
3. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М: наука, 1991. 302 с.
4. Округин В.М., Андреева Е.Д., Яблокова Д.А., Округина А.М., Чубаров В.М., Ананьев В.В. Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка) // Тез. докл. традиционной региональной научной конф., посвященной Дню Вулканолога, г. Петропавловск-Камчатский. 2014. С. 335-341.
5. Округин В.М., Кудаева Ш.С., Москалева С.В., Горностаева Т.А., Карташев П.М., Мохов А.В. Самородное золото в продуктах извержения НТИ им. 50-летия ИВиС // Тез. докл. традиционной региональной научной конф., посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». 2015. С. 272-273.
6. Округин В.М., Яблокова Д.А., Скильская Е.Д., Шишканова К.О., Философова Т.М., Москалева С.В., Чернев И.И., Чубаров М.В. Новые данные о составе и структуре минералов современных и палеогидротермальных рудообразующих систем Камчатки (по данным SEM и EMPA) // Тез. докл. XIX Российского симпозиума по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твердых тел. Черноголовка. 2015. С. 448-449.
7. Петровская Н.В. Самородное золото. М: Наука, 1973. 347 с.
8. Юшкин Н.П. Ультра- и микродисперсные состояния минерального вещества и проблемы наноминералогии. СПб.: Наука, 2005. С. 247-253.

Хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского и Вересовоборского массивов (Средний Урал)

Степанов С.Ю.^{1,2}, Малич К.Н.²

¹Горный университет, Санкт-Петербург, Stepanov-1@yandex.ru

²ИГТ УрО РАН, Екатеринбург, dunite@yandex.ru

Открытие коренных платиноносных рудных зон в породах Гальмознанского массива в Корякии (Козлов, 2007; Сидоров и др., 2012), а также обнаружение ряда платиноносных зон в пределах Светлоборского массива (Телегин и др., 2009) вновь привлекло внимание промышленности к зональным дунит-клинопироксенит-габбровым массивам, как к объектам высокоперспективным на выявление коренного платинового оруденения. Необходимо отметить, что проблема существования коренных месторождений платины в дунитах зональных массивов актуальна уже более 100 лет. Значительные успехи в исследовании наиболее промышленно важного хромит-платинового типа оруденения были сделаны при поисково-оценочных и геологоразведочных работах в дунитах Нижнетагильского массива (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Лазаренков и др., 1992; Иванов, 1997; Пушкарёв, 2009).

В ходе геологоразведочных работ ЗАО «Урал-МПГ» последних трёх лет в пределах Светлоборского и Вересовоборского был проделан значительный объём горных работ. При детальном исследовании канав, заложенных для заверки литохимических аномалий, выявлен ряд хромит-платиновых рудных зон, описание которых приводится впервые.

В пределах дунитового ядра Светлоборского массива были обнаружены крутопадающие рудные зоны (Телегин и др., 2009; Козлов и др., 2011), обозначенные как рудопроявления. Хромит-платиновые рудные зоны выявлены в контурах рудопроявления «Вершинное», расположенного в южной части Светлоборского массива (рис. 1). По данным геологической документации канав и керн скважин, заверенных петрографическими исследованиями, в пределах разведочного участка наблюдается постепенный переход от среднезернистых дунитов к мелкозернистым. Среднезернистые дуниты характеризуются порфировидной гипидиоморфнозернистой структурой. Крупные идиоморфные вкрапленники оливина размером до 1.5 см окружены среднезернистой массой субидиоморфных индивидов оливина. Среднезернистые порфировидные дуниты сменяются равномернозернистыми разновидностями мелко- и среднезернистых дунитов, которые переходят в мелкозернистые порфировидные дуниты. Зона с повышенной вкрапленностью хромшпинелида, прожилково-вкрапленными сегрегациями и массивными жильными телами хромититов располагается на границе мелко-среднезернистых дунитов с мелкозернистыми порфировидными. Эта зона вытянута в меридиональном направлении и прослежена на 800 метров в длину при мощности в среднем 50–70 метров (рис. 1а). В её пределах наблюдаются неравномерно распределённые участки дунитов с повышенным содержанием хромшпинелида до 10–15%. Среди обогащённых хромитом дунитов залегают небольшие субизометричные шлировые выделения хромшпинелидов и линзовидные тела хромититов со средним размером отдельных линз около 0.4–0.7 м по удлинению и 2–5 см в поперечнике. Контакт линзовидных тел с вмещающими породами постепенный, с уменьшением содержания хромшпинелида в дуните по мере удаления от контакта. Средние содержания платины по данным механического опробования в шлировых обособлениях хромшпинелидов составляет 2–5 г/т, в линзовидных телах хромититов – 10–15 г/т (максимальное 40–50 г/т).

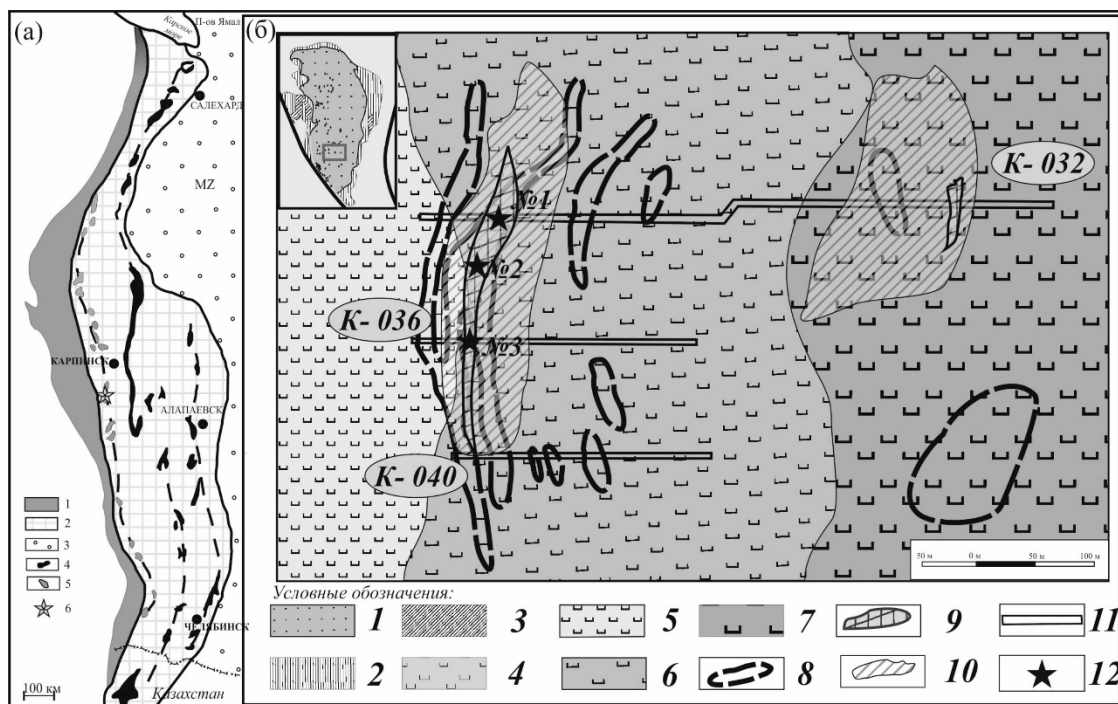


Рисунок 1. (а) Расположение Светлоборского и Вересовоборского массивов в Платиноносном поясе Урала (Гурская, 1997) и (б) схема геологического строения участка Вершинный Светлоборского массива с выделенными хромит-платиновыми зонами (с использованием данных Ю.М. Телегина и А.В. Корнеева).

Условные обозначения рис. а: 1 – Центрально-Уральское поднятие, 2 – Тагило-Магнитогорская мегазона, 3 – мезозойско-кайнозойские отложения Зауралья, 4 – альпинотипные дунит-гарцбургитовые массивы, 5 – зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса, 6 – местоположение Светлоборского и Вересовоборского массивов. Условные обозначения рис. б: врезка со Светлоборским массивом (слева): 1 – базальты и андезитовые базальты и развитые по ним зелёные сланцы, 2 – пироксениты, 3 – габбро, 4 – дуниты ядра; участок Вершинный: 5 – мелкозернистые дуниты, 6 – мелко- и среднезернистые дуниты, 7 – среднезернистые дуниты, 8 – геохимические аномалии платины с содержанием Pt более 0.1 г/т, 9 – зона прожилково-вкрапленных хромититов, переходящих в массивные, 10 – зона прожилково-вкрапленных хромититов, 11 – магистральные каналы, 12 – точки хромитовых сегрегаций с видимой платиной.

По результатам описания керна и документации канав в пределах Вересовоборского массива среди среднезернистых дунитов выделен участок грубозернистых дунитов с телами дунитовых пегматитов (рис. 2). Этот участок простирается с севера на юг на 750 метров при средней мощности 80–90 метров. Грубозернистые дуниты часто имеют порфировидную структуру. Порфировые вкрапленники оливина достигают 5–7 см. В грубозернистых порфировидных дунитах задокументированы жильные тела дунит-пегматитов. На границе грубозернистых и среднезернистых дунитов установлены зоны, обогащённые хромшпинелидом, с участками прожилково-вкрапленных и массивных хромититов, характеризующихся повышенными содержаниями платины (до 500 г/т).

В ходе детального изучения геологического строения разведочного участка выделены две хромит-платиновые рудные зоны, которые вытянуты вдоль западного и восточного контактов поля грубозернистых дунитов (рис. 2). По простираию зоны прослежены на 300–350 метров и по мощности не превышают 100–120 метров. В дунитах рудной зоны отмечается повышенное содержание хромшпинелида. В пределах зон выделены участки с преобладанием прожилково-вкрапленных обособлений хромититов и участки, в которых прожилково-вкрапленные хромититы ассоциируют с жильными массивными хромититами, слагающими небольшие линзы. Содержание платины значительно варьирует как в пределах рудной зоны, так и отдельных хромитовых

сегрегациях. В прожилково-вкрапленных хромититах содержание платины может достигать 20–30 г/т с относительно равномерным её распределением при среднем размере зёрен железо-платиновых минералов 0.2–0.5 мм. В массивных жильных хромититах МПГ распределены крайне неравномерно с наличием особо крупных зерен массой до 40 г. Содержание платины в таких хромитовых сегрегациях может достигать 500 г/т.

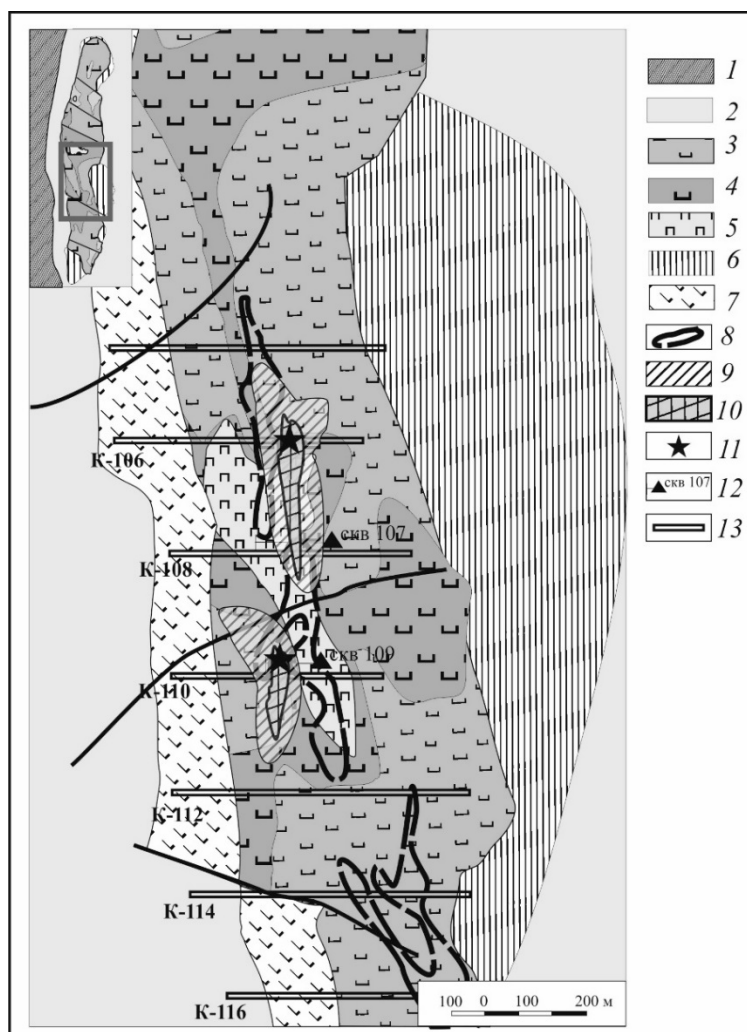


Рисунок 2. Схема геологического строения участка Вересовоборский с выделенными хромит-платиновыми зонами (с использованием данных О.К. Иванова и А.В. Корнеева).

Условные обозначения: 1 – апотуфовые зелёные сланцы, 2 – базальты, андезитовые базальты и развитые по ним зелёные сланцы, 3 – дуниты мелко- и среднезернистые, 4 – дуниты крупнозернистые, 5 – грубозернистые дуниты с дунитовыми пегматитами, 6 – клинопироксениты, 7 – антигоритовые аподунитовые метасоматиты, 8 – геохимические аномалии с содержанием Pt более 0.1 г/т, 9 – зоны прожилково-вкрапленных хромититов, 10 – зона массивных жильных хромититов, 11 – точки обнаружения коренной платины, 12 – скважины колонкового бурения, 13 – разведочные каналы.

Среди минералов платиновой группы (МПГ) в хромититах, описываемых рудных зон, преобладают Pt-Fe интерметаллиды. Для них характерно нахождение в виде отдельных индивидов и агрегатов различных размеров с крайне неравномерным распределением в пределах тел прожилково-вкрапленных и массивных хромититов. Особенностью Pt-Fe минералов из хромититов Светлоборского массива является относительно небольшой их размер (не более 2 мм). В хромититах Вересовоборского массива встречаются сростания Pt-Fe минералов размером в несколько сантиметров. В хромит-платиновых рудных зонах как Светлоборского, так и Вересовоборского массивов наиболее распространенными являются Pt-Fe минералы по стехиометрии близкие к Pt_3Fe . Среди включений в Pt-Fe минералах

преобладает иридий-содержащий осмий. Характерной особенностью хромититов Светлоборского массива является широкое развитие в качестве включений сульфидов ряда лаурит-эрликманит и кашинит-боуит (Малич и др., 2015). Специфической чертой МПП хромититов Светлоборского массива является широкое распространение в них самородного иридия в виде зернистых агрегатов и реже отдельных индивидов.

Итак, для выявленных хромит-платиновых рудных зон Светлоборского и Вересовоборского массивов была установлена главная закономерность: платиноидная минерализация хромит-платинового типа оруденения пространственно приурочена к участкам контактов дунитов, различных по своим текстурно-структурным особенностям (преимущественно по зернистости). Такая же геологическая позиция характерна для хромит-платиновой полукольцевой рудной зоне Нижнетагильского массива (Иванов, 1997; Пушкарёв и др., 2009). Наиболее мощные и богатые хромит-платиновые рудные зоны Нижнетагильского и Вересовоборского массивов пространственно тяготеют к контакту крупно-гигантозернистых дунитов с мелко-среднезернистыми разновидностями. Положение зоны с хромит-платиновым оруденением в пределах рудопроявления Вершинное Светлоборского массива контролируется сменой среднезернистых дунитов тонко-мелкозернистыми. По минералогическим особенностям и характеру распределения минералов платиновой группы хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского и Вересовоборского массивов аналогичны хромит-платиновым рудным зонам других зональных клинопироксенит-дунитовых массивов. Однако для платиноидной минерализации хромититов Светлоборского массива установлен ряд специфических особенностей.

- 1 Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Москва: Издательство академии наук СССР, 1935. 148 с.
- 2 Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.
- 3 Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд. Уральского университета. 1997. 488 с.
- 4 Козлов А.П. Платинометалльные месторождения Сейнав-Гальмознанского рудного узла (Корякия) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2007. № 5. С. 47-51.
- 5 Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М. Крупно-объемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-алейского типа и перспективы их освоения // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 419-437.
- 6 Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М. Крупно-объемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-алейского типа и перспективы их освоения // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 419-437.
- 7 Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра. 1992. 217 с.
- 8 Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов среднего Урала (Россия) // Минералогия во всем пространстве сего слова. Мат. XII Съезда Российского мин. общества 2015. СПб.: ООО «Издательство ЛЕМА». 2015. С. 119-121.
- 9 Пушкарёв Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарины Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.
- 10 Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопоявления платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат. третьей междунар. конф. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 212-215.

Экологические аспекты разработки угольных месторождений на примере Кузбасса

Стреляев В. И.¹, Принцева В.Ю.¹, Широков В.В.¹

¹Томский государственный университет, Томск, strelyayev@ggf.tsu.ru

Кузнецкий угольный бассейн (Кузбасс) является одним из самых крупных угольных месторождений РФ и административно расположен на юге Западной Сибири, на территории Кемеровской области (Арцер, 1999).

Практика добычи угля показывает, что к взрывным по газу относятся почти все подземные горные выработки Кузнецкого бассейна, связанные с шахтами различной глубины, в которых повсюду преимущественно обнаруживается метан, с примесями углеводородов, водорода и гелия. Поэтому при проектировании шахтных стволов с прилегающими выработками опасность по газу должна определяться в первую очередь на основании определения показателя «суфляробильности» Суфляры – это струи газа высокого давления. С позиций геоэкологии наиболее опасные виды катастроф, связанные с наличием суфляров в породах и углях описываемого бассейна являются:

- внезапные выбросы метана,
- взрывы метана суфляров совместно с угольной пылью,
- суфляры и связь с ними подземных пожаров.

Данные тезисы в основном будут касаться природы и динамики образования суфляров ранней перми.

В Кузнецком бассейне выделяются три вида нарушения горизонтального залегания горных пород: пликативные (складчатые), дизъюнктивные (разрывные) и инъективные (амагматические) дислокации. Наиболее широко, почти повсеместно, распространены разнообразные зоны смятия и разрывов слоистой структуры, сформированные преимущественно с глыбовыми перемещениями древнего кристаллического ложа бассейна в комбинации с горизонтальными движениями земной коры коллизионного типа (Кудинов, 2009; Сысоев, 2005).

Складчатые дислокации представлены широким диапазоном структур различных порядков – складок протяженностью в десятки км и амплитудой до 1000 и более м, до микроформ размерами первыми метрами.

Разрывные дислокации также отличны по форме и размерам – от региональных разломов длиной более 100 км и амплитудой до 1- 3 км и до едва различимых полых трещинок. Почти все крупные и в подавляющем большинстве различных по амплитуде разрывов представлены структурами сбросов, взбросов, надвигов и т.п., образовавшимися, как показали наши исследования, в геодинамических обстановках масштабного сжатия и коллизии угольного бассейна в целом, особенно в горной салаирской его части. Вверх по разрезу глубинные разломы медленно затухают, что хорошо наблюдается в толщах преимущественно мощных палеозойских отложений кровли сводного разреза продуктивного палеозоя (Сысоев, 2005).

Сложная экология, геология и динамика представляют в целом Кузнецкий бассейн в форме клавишной «битой тарелки». Объем тезисов при наличии весьма специфического строения и состава толщ, углей и свободных газовых скоплений суфляров дает возможность более широкого описания. Поэтому в качестве конкретного примера выявления природы и масштабов суфляров взята линейная структура (линейная структура: антиклиналь–выступ «N») поля «шахты Краснокаменская». Площадь поля сложена продуктивными отложениями верхнебалахонской подсерии ранней перми с промежуточной, ишановской и кемеровской угленосными свитами, сложенными терригенными отложениями, насыщенными свободным метаном, а местами и водородом (Арцер, 1999; Кудинов, 2009). Общая мощность наиболее продуктивной верхнебалахонской

подсерии в линейной структуре - антиклинали «N» составляет 600 – 800 м. По этой структуре и прилегающим блокам авторами были опробованы и переопробованы свыше 80 сечений, включая и зоны тектонических глубинных разрывов в теле антиклинали-выступа N (например, глубинный разлом «Р-1»). Рассмотрим некоторые особенности в зональном размещении суфляров со свободным метаном и водородом в антиклинали-выступе N поля «шахта Краснокаменская».

В характеризуемой структуре наиболее угленасыщенными являются породы промежуточной – ишановской и в меньшей степени кемеровской свит. По ним отбирались пробы из сечений четырех горизонтов: Внутреннего, Горелого (Характерного), Безымянного (Мощного) и Мощного (Прокопьевского). Результаты детальных исследований показали довольно четкую зависимость образования суфляров от глубины залегания и напряженности горизонтов суфляров. Установлено, что суфляры горизонта Безымянный (Мощный) на глубине 360 м содержит в среднем 20 м³ метана на 1 т угольной массы. С увеличением глубины с 360 м до 530 м объем суфляров увеличивается до 30 и более м³/т. Аналогичные изменения в сторону формирования более объемных суфляров установлены и для горизонтов Горелый (Характерный) и Мощный (Прокопьевский). Нами выявлено то, что на величину газовой шапки в суфлярах этих горизонтов оказывает прямое геодинамическое влияние глубинного нарушения «Р-1». Глубинное нарушение «Р-1» обуславливает пространственную сопряженность и стресс-напряженность описываемых горизонтов с антиклиналь-выступами в залегании пород ранней перми. В результате суфляры универсально подпитываются пульсационными подтоками напорных газов, движущимися из глубинного источника метасоматизированной базальтовой мантии. Установлено, что «постишановские» суфляры горизонтов Мощный (Прокопьевский) и Горелый (Характерный) в целом почти лишены разломных нарушений, а значит и реальных источников газовой подпитки. Поэтому, например, газоносность угольных массивов горизонтов 100 м составляет не более 12-15 м³/т. В горизонте же «0 м» она опускается еще ниже (суфляры горизонта «Внутреннего» до 10 м³/т; при отборе проб по сетке 200м). Расстояние между точками отбора как по простиранию, так и по падению, диктовались не только сеткой РЛ, а и пестротой геологического строения и необходимостью отбора проб преимущественно в сильно трещиноватых ядрах антиклиналей-выступов.

Суфляры по гипсометрическим проекциям горизонтов располагаются неравномерно и представляют собой разные ловушки как по объему, так и ориентировке. Что касается структур грабен-прогибов, то по имеющимся данным, наиболее насыщенные суфляры также локализуются к их ядрам, сложенным более молодыми угленосными образованиями сводного профиля пермского возраста. Кроме того, в приповерхностной зоне формировались шапки газового выветривания (Кудинов, 2009). Здесь мощность зон дренажа метана изменяется в широких пределах: от 50м в горст-антиклиналях до 250м – в грабен-синклиналях. В нашем исследуемом ареале мощность шапок газового выветривания уменьшается на порядок и составляет не более 15 м.

Изучение этих интересных и грозных явлений природы показало, что плотность тел суфляров прямо пропорциональна глубине залегания и умножается с увеличением глубины добычи угля подземным способом. Приведенный материал доказывает, что возрастание скоплений и объемов суфляров идет за счет увеличения площадной плотности, растяжения абиссальных глубинных зон за счет герметизации летучих газов под повышенным литостатическим давлением. Наложенная последовательная разгерметизация происходит в мезозойском гипабиссальном коровом профиле, с приближением к земной поверхности. С изменением геодинамики снизу вверх меняется морфология и объем суфляров в сторону их уменьшения, потому что сквозные антиклинали и их разломы заменяются несквозными структурами, лишенными разломов. Такие ситуации в основном развиты в синклинальных структурах региона, сложенных отложениями верхней перми и мезозоя.

Таким образом, экологические исследования формирования весьма вредных для человечества природных суфляров показали, что геодинамическое развитие опасных для

подземной добычи угольных и им подобных месторождений, во-первых, зависят от особенностей геологического, тектонического строения и возраста шахтных полей. Описываемые суфляры являются полярными в глубинном пространстве. Как правило, они совпадают с положительными пликативными и разрывными структурами, расположенными вблизи клавишной «битой тарелки». Описываемые суфляры находятся в согласии с глубинными наиболее древними разломами, связанными с метасоматизированной мантией, которые разрывают жесткий фундамент ложа бассейна, и консолидированный осадочный чехол нижней отдела пермской системы Кузнецкого угольного бассейна. Все эти выводы имеют не только большое теоретическое, но и практическое значение при разработке угольных месторождений, по-видимому, не только Кузнецкого угольного бассейна.

1. Арцер А.С., Протасов С. И. Угли Кузбасса: происхождение, качество, использование. Кн. 2. Кемерово. 1999. 268 с.
2. Кудинов Е.В. Геология и углегазонасность Присалаирской зоны Кузбасса (на примере верхнебалахонской подсерии Прокопьевско-Киселевского района). // Автореферат. Новосибирск. 2009. 16 с.
3. Сысоев Е.С., Стреляев В. И. Метаморфизм углей Присалаирской зоны Кузбасса. // XXI Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск. 2005. С. 66-68.

Геохимические особенности кобальта и никеля в медных рудах гидротермальных полей Ашадзе-1 и Юбилейное (САХ)

Суханова А.А.^{1,2}

¹Горный университет, Санкт-Петербург, lesyawinx15@yandex.ru

²ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург

В современной промышленности все больше возрастает потребность в различных видах минерального сырья. В ближайшем будущем возникнет вопрос о восполнении базы крупных месторождений и дефиците рудных ресурсов. Например, основным источником меди России является ГМК «Норильский никель» - 60,3%, Кольская ГМК – 2,9%, уральские месторождения (Сафьяновское, Учалинское, Гайское, Осеннее, Джусинское) – 23,5%. Сульфидные руды САХ в пределах Российского Разведочного Района к 2030 г. представляются реальным потенциальным резервом восполнения Cu-содержащей минерально-сырьевой базы России. В связи с этим проблема изучения и освоения минеральных ресурсов Мирового океана приобретает первостепенный характер (Суханова и др., 2015).

Помимо основных компонентов руд, таких как медь, цинк и железо, обращают на себя внимание редкие и рассеянные элементы, входящие в их состав. Сульфидные руды содержат целый комплекс ценных металлов (Cu, Mn, Co, Ni, Zn, Pb), а также попутных компонентов, обнаруженных в высоких концентрациях. Часть из них представляет промышленный интерес.

Медно-колчеданные руды САХ представляют собой наиболее распространенный тип руд, внося большой вклад в суммарные ресурсы глубоководных полиметаллических сульфидов по категориям P₂ и P₃, которые составляют для меди - 4,8 млн.т., для цинка – 0,9 млн.т. Помимо этого содержащиеся в руде Au и Ag можно оценить в 163 тонны для золота и 2000 тонн для серебра. По химическому составу в сравнении с другими типами, именно медно-колчеданные руды максимально обогащены Co, Ni, Se, Au, в меньшей степени остальными элементами. В связи с этим начато детальное изучение геохимических особенностей вышеперечисленных элементов. В данной работе речь пойдет об особенностях распределения Co и Ni на примере рудных полей Ашадзе-1 и Юбилейное.

Кобальт и никель относятся по значимости к категории важнейших и стратегических металлов, потребность в которых постепенно возрастает. В настоящее время 40% Co используется для производства сплавов и суперсплавов (сверхтвердых сплавов Co с Ni, Fe, Cr, W, Mo, карбидом кобальта).

Крупномасштабные процессы концентрации кобальта сосредоточены на дне Мирового океана в кобальтовых корках и железомарганцевых конкрециях. В глубоководных сульфидах САХ кобальт и никель зачастую встречаются в виде собственных минералов таких как: (Fe,Ni)₉S₈ - пентландит, (Co,Fe,Ni)₉S₈ – кобальт-пентландит, NiS – миллерит, CoAsS – кобальтин и др. (рис. 1).

Для рудного поля Юбилейное максимальные значения меди и цинка составляют 26,2 и 1,8 % соответственно. Максимальные значения кобальта и никеля достигают 2294,0 и 74,8 г/т соответственно.

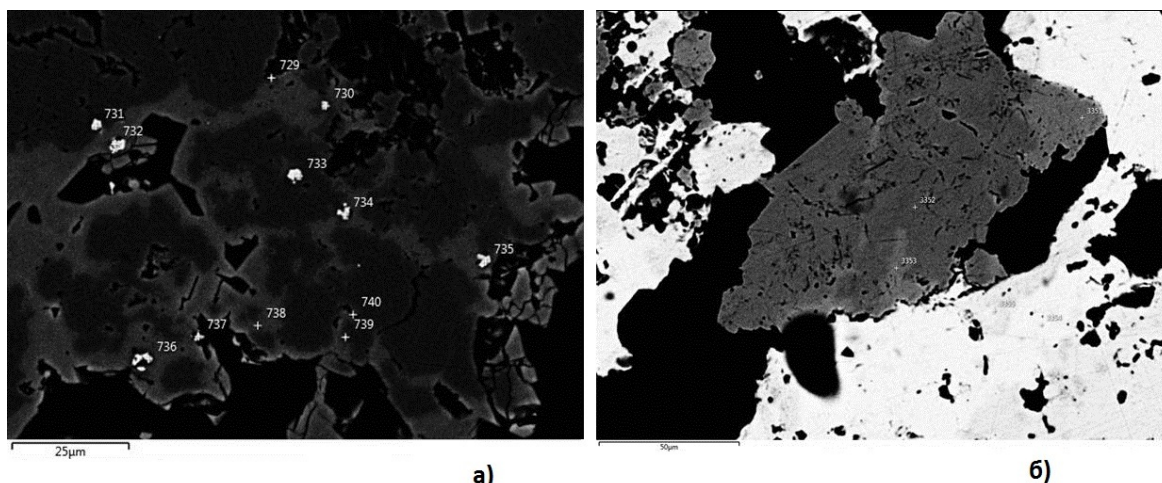


Рисунок 1. Минералы кобальта в сульфидных рудах САХ: а – кобальтовая минерализация в изокубаните; б – кобальтоносный пирит. BSE изображения.

Примечание: электронно-зондовый анализ выполнен с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ «Геомодель» на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N.

Основными минералами - носителями Co являются:

- пирит $\text{Fe}_{0.95}\text{Co}_{0.02}\text{S}_{2.02}$ (35L126-M-1); $\text{Fe}_{0.99}\text{Cu}_{0.01}\text{Co}_{0.02}\text{S}_{1.97}$ (35L59-M-6);
- изокубанит $\text{Cu}_{0.86}\text{Co}_{0.02}\text{Fe}_{2.05}\text{S}_{3.06}$ (35L126-M-1); $\text{Cu}_{0.89}\text{Co}_{0.03}\text{Fe}_{2.05}\text{S}_{3.03}$ (35L59-M-3);
- борнит $\text{Cu}_{4.69}\text{Co}_{0.04}\text{Fe}_{1.19}\text{S}_{4.08}$ (35L126-M-1).

Никель практически всегда является изоморфной примесью в более раннем халькопирите. Микрорентгеноспектральным анализом выявлено постоянное присутствие никеля и железа в ковеллине.

Для рудного поля Ашадзе-1 максимальные значения меди и цинка составляют 39,4 и 1,8 % соответственно. Максимальные значения кобальта и никеля достигают 5420,0 и 2560,0 г/т соответственно.

Основными минералами - носителями Co рудного поля Ашадзе-1 являются:

- изокубанит $\text{Cu}_{0.90}\text{Co}_{0.05}\text{Fe}_{2.15}\text{S}_{2.90}$ (26L1509-T-1);
- пирротин $\text{Fe}_{0.95}\text{Co}_{0.03}\text{S}_{1.02}$ (26L1529-T-3).

Также кобальт образует самостоятельные минеральные фазы:

- кобальт-пентландит $(\text{Fe}_{2.25}\text{Co}_{2.24}\text{Ni}_{4.04})\text{S}_8$ (24L1368-T) и
- кобальтин $(\text{Co}_{0.52}\text{Zn}_{0.04}\text{Fe}_{0.4})_{0.96}\text{As}_{1.12}(\text{S}_{0.83}\text{Sb}_{0.17})_{1.00}$ (24L1312-T-3).

По результатам корреляционного и факторного анализов выявлены геохимические особенности кобальта и никеля в рудах гидротермальных полей Юбилейное и Ашадзе-1. Для обоих рудных полей обнаружена положительная корреляционная связь кобальта с медью. Максимальные содержания кобальта от 2000 до 5000 г/т сосредоточены в рудах с содержаниями меди 10-25 %. Парные коэффициенты корреляции Cu-Co для медно-колчеданных руд полей Юбилейное и Ашадзе-1 соответственно 0,74 и 0,44 при вероятности в 95 %.

Никель в рудах изучаемых полей имеет те же особенности, что и кобальт, давая повышенные содержания примесного элемента при высоких содержаниях меди (рис.2). В рудах обоих полей содержания никеля не превышают 500 г/т в рудах медно-колчеданной специализации с преобладанием железа над медью ($\text{Cu}/\text{Fe} < 1$). Для сульфидных руд с явным преобладанием меди ($\text{Cu}/\text{Fe} > 1$) содержания никеля достигают 2500 г/т, что хорошо проявлено в сульфидных рудах поля Ашадзе-1.

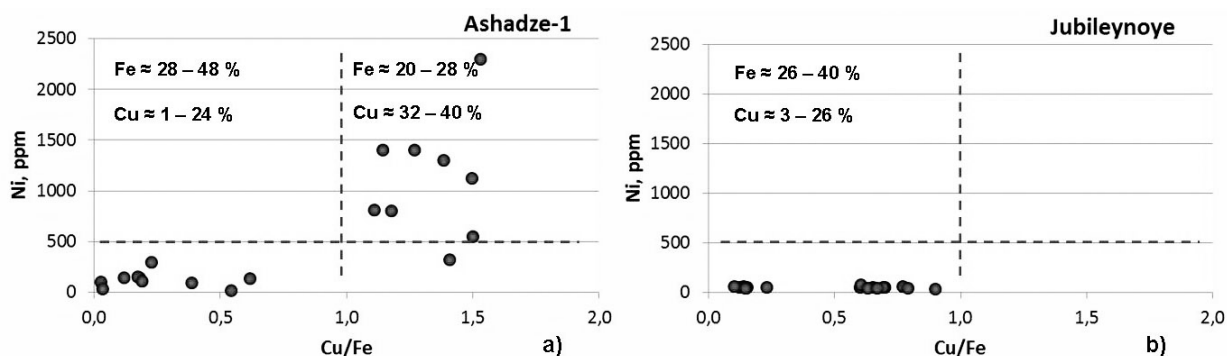


Рисунок 2. Зависимость содержаний никеля от коэффициента Cu/Fe в сульфидных рудах гидротермальных полей Ашадзе-1 (2а) и Юбилейное (2б).

Анализируя ассоциации и содержания главных и попутных элементов можно предположить, что формирование руд поля Ашадзе-1 происходило при более высоких температурах, чем для руд поля Юбилейное. Температурный диапазон отложения парагенезиса Со-пирита и кобальтина, определенный по кобальтиновому геотермометру отвечает 400–300°C. К приведенным значениям температуры близка оценка 410–370°C, полученная по распределению кобальта между пиритом и пирротинном (Murzin, 2011). Температурный режим формирования минеральных парагенезисов исследуемых руд поля Юбилейного, по последним оценкам, составляет около 300°C (Babaeva, 2014).

Таким образом, в медно-колчеданных рудах полей Юбилейное и Ашадзе-1 наблюдаются повышенные содержания кобальта и никеля по сравнению с другими полями Российского Разведочного Района САХ. По совокупности полученных данных можно предположить, что руды поля Ашадзе-1 являются более высокотемпературными по сравнению с рудами поля Юбилейное. Возможно, повышенная температура при образовании сульфидных руд связана с влиянием второстепенных источников образования, примером которых может служить влияние на процесс рудообразования близрасположенной габбровой интрузии.

1. Babaeva S., Sukhanova A., Andreev S., Beltenev V., 2014. Geochemical types of sulfide ore as indicators of mineral evolution at the hydrothermal vent field Jubileynoye (MAR) //The 43rd Conference of the Underwater Mining Institute. Portugal. P. 45-54.
2. Murzin V., D.Varlamov D., Vikent'ev I., 2011 Copper-cobalt mineralization of the Pyshminsk-Klyuchevsk deposit in the Middle Urals: Mineral composition of ore and metasomatites, stages, P-T conditions of mineral formation. Litosfera, 2011. No 6. P. 103-122
3. Суханова А.А., Бабаева С.Ф. Типы океанических руд гидротермального поля Юбилейное, Срединно-Атлантический Хребет // Мат. 53-й Междунар. Науч. студенческой конфе. МНСК-2015. Геология / Новосиб. гос. ун-т. 2015. С. 60.

Акцессорные ниобаты в вольфрамоносных грейзенах Верхнеурмийского рудного узла (Приамурье)

Суханова К.Г.¹, Алексеев В.И.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, cris.suhanova92@yandex.ru

Дальневосточная континентальная окраина, в недрах которой сосредоточено более 90 % отечественных запасов олова, является перспективной территорией в плане исследования редкометалльной минерализации метасоматитов. На северо-западе Сихотэ-Алиньской складчатой системы находится Баджальский оловорудный район, включающий Верхнеурмийский рудный узел, где найдено значительное количество проявлений олова. Богатая оловянно-вольфрамовая минерализация Правоурмийского месторождения приурочена в экзоконтактовой зоне Верхнеурмийского массива биотитовых гранитов (Геодинамика..., 2006).

Рудные образования сосредоточены в метасоматитах, принадлежащих к дорудной (пропилитовой) и рудоносной (грейзеновой) формации. Отложение основных рудных минералов происходило во время грейзенизации, которая началась с появления серицитовых метасоматитов, продолжилась с образованием сидерофиллит-кварц-топазовых цвиттеров и, позже, турмалинитов, и завершилась формированием серицит-хлоритовых метасоматитов (Алексеев, 1989).

В Верхнеурмийском рудном узле, кроме Правоурмийского месторождения, присутствуют другие рудопроявления, меньшие по масштабу. На рудопроявлении Вольфрам-Макит, расположенном в верховьях одноименного ручья на северо-западе Верхнеурмийского рудного узла, были отобраны пробы сидерофиллитовых грейзенов с вольфрамитом. Грейзены сложены мелко и среднезернистыми сидерофиллитом, мусковитом и кварцем, имеют бластогранитовую структуру. Помимо прочего они содержат реликты магматических вкрапленников кварца и биотита, редкие зерна циркона и ильменита.

По данным комплексного минералого-петрографического исследования, включавшего микрозондовый анализ, в сидерофиллитовых грейзенах рудопроявления Вольфрам-Макит были выявлены Nb-содержащие минералы. Нужно заметить, что ранее в кварц-мусковитовых грейзенах эндоконтакта Верхнеурмийского массива был описан фергусонит со средней кристаллохимической формулой: $(Y_{0,70}Du_{0,08}Yb_{0,04}Er_{0,04}Gd_{0,04}Ho_{0,03}Tb_{0,01}Sm_{0,001}Nd_{0,001}Ca_{0,001})_{0,97}(Nb_{0,99}Ti_{0,02})_{1,01}O_4$ (Гавриленко и др., 1995). Нами выявлены следующие ниобиевые минералы: фергусонит, вольфрамит с примесью Nb, а также "эвксенит".

Зерна фергусонита наблюдаются в виде включений в кристаллах вольфрамита. Размер зерен колеблется в пределах 10-40 мкм (рис.1).

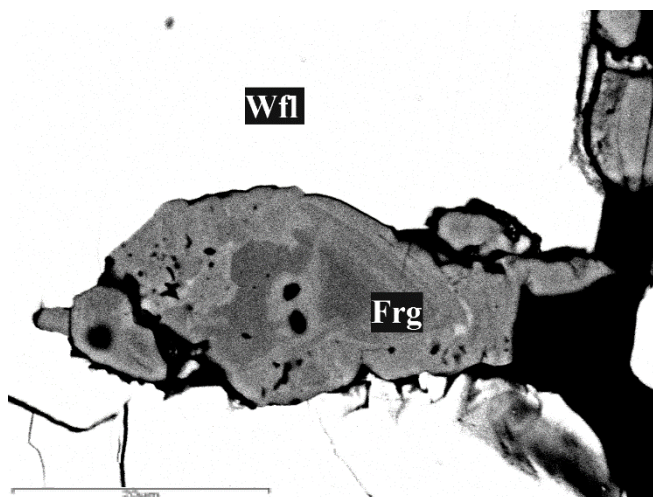


Рисунок 1. Фергусонит (Frg) в ниобиевом вольфрамите (Wlf).

Фергусонит представлен одиночными гипидиоморфными дипирамидальными индивидами, грани которых часто искривлены и корродированы. Находится обычно в трещинах или на стыке зерен вольфрамитов. Часто наблюдается зональность и замещение "эвксенитом". Отмечено чередование "эвксенитовой" и фергусонитовой зон (рис.2). Химический состав фергусонита непостоянен: сильно варьируется содержание Ca, Nd, Sm. Представительные химические анализы фергусонита приведены в таблице 1.

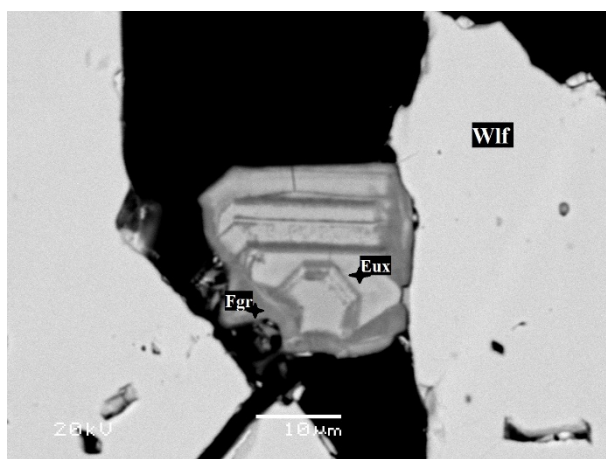


Рисунок 2. Ограниченное зерно фергусонита (Frg) с зонами "эвксенита" (Eux) в ниобиевом вольфрамите (Wlf).

Таблица 1. Химический состав (масс.%) фергусонита

	1	2	3
CaO	9.42		
Y ₂ O ₃	2.38	2.21	2.14
Nb ₂ O ₅	2.09	2.06	2.07
Nd ₂ O ₃		11.30	
Sm ₂ O ₃	240.99	31.38	
Gd ₂ O ₃	219.17	7.20	5.39
Dy ₂ O ₃	7.82	4.86	5.36
Er ₂ O ₃	10.37	21.87	12.06
Yb ₂ O ₃	2.78	7.12	7.11
O	24.09	24.28	24.34

Примечание. Пробел – элемент не установлен. Состав нормирован на 100 %.

Усредненная кристаллохимическая формула фергусонита имеет вид:
 $(Y_{0,622}Yb_{0,082}Dy_{0,067}Gd_{0,044}Er_{0,042}Ca_{0,030}Sm_{0,017}Nd_{0,015})_{0,92}Nb_{1,065}O_4$

Таким образом, фергусонит из цвиттеров рудопроявления Вольфрам-Макит относится к фергусониту-(Y), как и фергусонит топаз-мусковитовых грейзенов (Гавриленко и др., 1995). В фергусоните Вольфрам-Макита повышено содержание иттербия при полном отсутствии титана.

Под названием "эвксенит" подразумевается минеральная фаза с нестехиометрическим составом, близким к составу эталонного эвксенита и приведенным в табл.2. При расчете формулы этой минеральной фазы на 2 атома кислорода, мы получаем формулу, близкую к формуле ашанита - ныне дискредитированного минерала. В литературе он описан как смесь иксиолита, самарскита – (Y) и уранмикролита (Кривовичев, 2008) с формулой $(Nb_{1,61}Ta_{0,61}Fe_{0,66}Mn_{0,63}U_{0,51}RE_{0,07})_{4,09}O_{7,98}$ (Rubo, 1980; Fleischer, 1981). Однако наша минеральная фаза имеет отличия, а именно содержит Y, W, Pb.

"Эвксенит" не образует собственных зерен, появляется только совместно с фергусонитом и, возможно, возникает в результате его замещения. В этом отношении интересно ритмично-зональное чередование "эвксенита" с фергусонитом (рис. 2). Также химический состав "эвксенита" (табл. 2) не соответствует обобщенной кристаллохимической формуле $(Y, Ca, Ce, U, Th)(Nb, Ta, Ti)_2O_6$. В "эвксените" рудопроявления Вольфрам-Макит присутствуют такие элементы как W, Pb, Y, и совершенно отсутствует Ca.

Таблица 2. Химический состав (масс.%) "эвксенита"

	1	2	3
FeO			4.17
Y ₂ O ₃	2.38		
Nb ₂ O ₅	1.91	2.28	2.24
WO ₃	7.36	4.74	4.27
PbO		1.80	1.86
UO ₂		4.24	5.70
O	27.24	22.05	22.67

См. примечание к табл. 1

Усредненная кристаллохимическая формула, рассчитанная на 6 атомов кислорода, имеет вид

$(Fe_{0,37}W_{0,24}Pb_{0,24}Y_{0,21}U_{0,09})_{1,15}Nb_{1,55}O_6$ – минеральный вид эвксенит.

Усредненная кристаллохимическая формула, рассчитанная на 2 атома кислорода, имеет вид

$(Nb_{0,517}Fe_{0,123}W_{0,081}Pb_{0,081}Y_{0,069}U_{0,03})_{0,901}O_2$ – минеральный вид ашанит.

Таким образом, в Верхнеурмийском рудном узле выявлены минералы – носители ниобия: фергусонит, вольфрамит и "эвксенит". Ранее был описан фергусонит в вольфамоносных топаз-мусковитовых грейзенах эндоконтакта Верхнеурмийского массива гранитоидов, а фергусонит рудопроявления Вольфрам-Макит установлен в апогранитных цвиттерах. Отличие в химическом составе фергусонита, видимо, отражает различие условий минералообразования. Необходимо продолжить изучение акцессорных минералов грейзенов Верхнеурмийского редкометального узла для оценки состава и перспектив ниобиевой минерализации.

1. Алексеев В.И. Метасоматическая зональность рудных полей Баджалского района (Приамурье) // Записки ВМО. 1989. № 9. С. 27-37.

2. Гавриленко В.В., Гайдамако И.М., Смоленский В.В. Редкоземельные элементы, скандий и ниобий в вольфрамитах Баджальского рудного района (Дальний Восток) // Записки ВМО. 1995. №3. С.49-56.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
4. Кривовичев В.Г. Минералогический словарь // СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та. 2008.
5. Fleischer M., Chao G. Y., Francis C.A., Pabst A. New mineral names // American Mineralogist. 1981.V. 66. P. 217-220.
6. Rubo Zhang, Huixin Tian, Zhizhong Peng et al. A new mineral – ashanite, $(\text{Nb,Ta,U,Fe,Mn})_4\text{O}_8$ // Kexue Tongbao. 1980. V. 25. N 6. P. 510-514.

Использование генетического анализа кварца при изучении рудообразования на рудопроявлении Александра (Приморье).

Сучков А.В.¹, Раков Л.Т.²

¹ФГУП ВИМС, г. Москва, alexsander@mail.ru

²ИГЕМ РАН, г. Москва, rakovlt@mail.ru

Площадь рудопроявления Александра перспективна на молибден-вольфрамовое оруденение. Она сложена вулканогенно-осадочной толщей раннеюрского возраста, которая прорывается гранитным массивом и дайками различного состава: раннемелового Татибинского интрузивного комплекса, реже – дайками андезибазальтов вулканического комплекса ранне-позднемелового возраста.

Целью настоящих исследований являлось определение критериев оценки условий формирования метасоматических и магматических образований на рудопроявлении Александра и связи их с рудным процессом. Для её достижения использовались генетические свойства кварца данного рудопроявления.

В образцах кварца, отобранных для исследования, определялись концентрации атомов изоморфных примесей Ti и Ge, замещающих в решетке минерала атомы кремния. При радиационном облучении они переходят в состояние электронных Ti- и Ge-центров, регистрируемых методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР).

Как известно, концентрации этих изоморфных примесей в кварце связаны с условиями минералообразования и могут играть роль генетических критериев (Гетманская, Раков, 1998; Раков и др., 2013). В настоящих исследованиях использовался метод изоген, основанный на изучении поведения графиков зависимостей между концентрациями изоморфных примесей титана (C_{Ti}), германия (C_{Ge}) в кварце. Установлено, что графики зависимостей $C_{Ge}(C_{Ti})$ для образцов одной генетической группы, названные изогенами, имеют вид прямых линий (Раков, Шурига, 2009). Каждая из изоген, как правило, приурочена к определенному геологическому процессу.

Перед исследованиями зерна кварца подвергались нескольким этапам обработки в лабораторных условиях. Первоначально образцы подвергались радиационному облучению электронами с энергией 7 МэВ на ускорителе. При выборе дозы облучения учитывали, чтобы их значения обеспечивали полный переход изоморфных примесей Ge и Ti в парамагнитное состояние. Затем образцы дробились в агатовой ступе до крупности менее 0.1 мм и анализировались методом ЭПР.

Регистрация спектров Ti-центров осуществлялась при температуре 77К, а Ge-центров – при комнатной температуре. Для записи спектров ЭПР использовался спектрометр “ER-420” (фирма “Bruker”, Германия). Концентрации изоморфных примесей оценивались в условных единицах. Для примеси Ge одна условная единица равнялась $10^{-5}\%$, для примеси Ti – $10^{-4}\%$. Прецизионность результатов измерения в среднем составляла 10%. Описание образцов и результаты их исследования приведены в табл. 1.

На основе полученных данных строился график зависимости $C_{Ge}(C_{Ti})$ (рис. 1). На нем выделяется три изогены, отражающие различные этапы формирования гранитов и локализованных в них минерализаций. Их анализ проводился с учетом основных принципов интерпретации экспериментальных данных в методе изоген (Раков, Шурига, 2009; Раков и др., 2013).

Таблица 1. Сводная таблица исследованных образцов с рудопроявления Александра.

№ обр.	Описание образца	Ge(Li), усл. ед.	Ti(Li), усл. ед.
1	Q прожилок	3.7	0.9
2	Грейзенизированные граниты	1.8	1.5
3	Грейзен по граниту с Q прожилком	7	5.1
4	Метасоматит по граниту	1.3	5.4
5	Граниты на контакте с грейзеном	1.4	4.3
6	Грейзен по граниту	3	0.6
7	Граниты	3.3	20
8	Q жила	5.5	1.3
9	Q жила в грейзенизированных гранитах	5.1	0.2
10	Дайка андезитов среди гранитов	2.7	10
11	Метасоматит Q-ПШ состава	0.9	2.2
12	Q жила	2.5	0.9
13	Q молибденитовые прожилки	3.2	0.2
14	Q прожилок в гранитах	4.8	0.7
15	Q прожилок в гранитах	1.5	0.2
16	Гранит метасоматически измененный	2.1	8.5
17	Граниты	1	3.4
18	Грейзен	1	1.2
19	Гранит	0.9	2.5
20	Q прожилок в грейзенизированных гранитах	0.4	0.3
21	Q прожилок	2.3	0.2
22	Грейзен по гранитам с Q прожилками	1.7	0.9
23	Q прожилок	2.7	0.9
24	Дайка андезитов (диоритов)	2	8.9
25	Грейзенизированный гранит	1.9	6.2
26	Q с сульфидной минерализацией	2.2	0.2
27	Гранит с зоной грейзенизации	2.1	7.8
28	Грейзен по гранитам	7.7	0.6
29	Q с тонкими Мо-прожилками	2.5	0.2
30	Грейзенизированный гранит с Q-прожилками	2.4	8.3
31	Грейзен с Q-прожилками	2.5	6
32	Q прожилок	4.5	2.2
33	Q жила	3	1.4
34	Ожелезненные граниты с q-прожилками	2.1	9.7
35	Грейзенизированный гранит с q-прожилками	3.4	10.5
36	Q жила	3.2	1.9
37	Q-молибденитовый прожилок в роговике	7	6.2
38	Q жила	6.9	5.3
39	Q-молибденитовый прожилок в роговике	9.4	8.7
40	Q и гётит в жиле	7.4	1

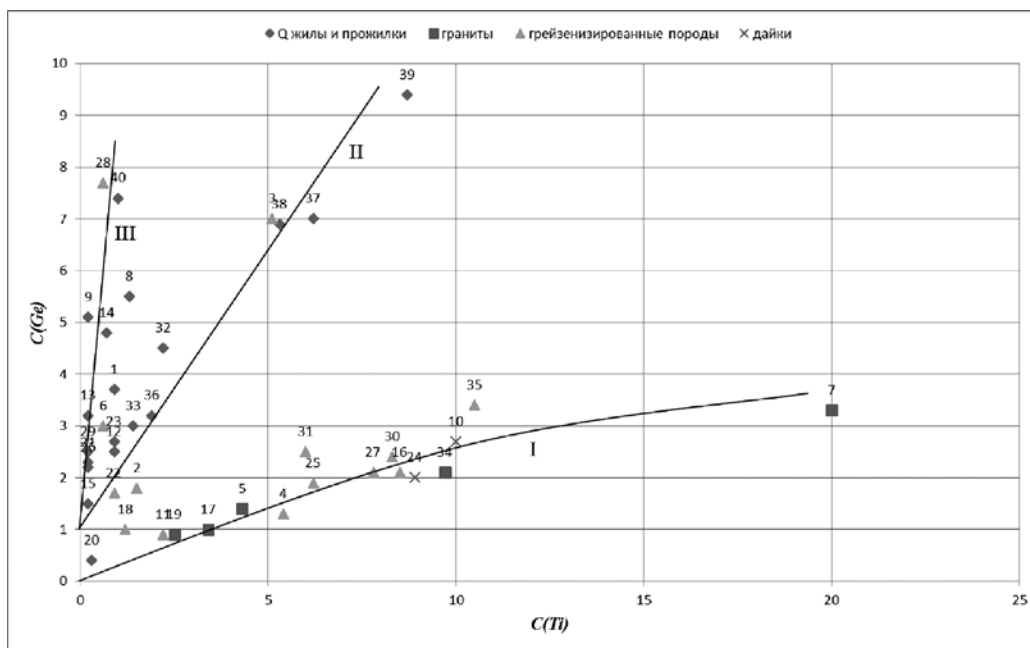


Рисунок 1. График зависимости $C_{Ge}(C_{Ti})$ для образцов кварца, отобранных на участке Александра.

1) Считалось, что генетически важную информацию несёт значение угла наклона изогены $C_{Ge}(C_{Ti})$. Он характеризует температуру геологического процесса. Чем меньше угол наклона, тем выше температура процесса, отвечающего изогене.

2) Учитывалось положение экспериментальных точек на изогенах. Отмечена закономерность: высокотемпературным образцам кварца отвечают точки, располагающиеся на правом крыле изоген, а низкотемпературным образцам – точки на левом крыле. При больших разбросах температур правое крыло изоген $C_{Ge}(C_{Ti})$ может принимать нелинейный вид.

3) Принималось во внимание, что воздействие метасоматоза способно смещать точки с одной изогены на другую. Однако, если метасоматические изменения слабые и химический состав кварца практически остается прежним, то точки остаются на старых изогенах (Шурига и др., 2009).

4) Учитывалась особая роль примеси Ge в процессе изоморфизма в кварце. Как было показано, Ge активно накапливается в минерале в начальной стадии изоморфизма, способствуя затем внедрению атомов Ti в кристаллическую решетку кварца (Раков, 2015).

5) Положение изоген на графиках $C_{Ge}(C_{Ti})$ несет информацию о времени протекания геологических процессов. Наиболее ранним из них отвечают изогены, проходящие через начало координат графиков.

Перечисленные замечания помогают интерпретировать природу трех изоген $C_{Ge}(C_{Ti})$, приведенных на рис. 1.

Изогене I соответствует процесс образования гранитов. Ей принадлежат все образцы кварца, отобранные из пород (см. обр. 5, 7, 16, 17, 19, 25, 27, 30, 34, 35). Наиболее высокотемпературный из них, образец 7, вызывает искривление правого крыла изогены.

Этой же изогене соответствует ряд образцов метасоматически измененного кварца (обр. 2, 4, 11, 18, 22, 25 и др.). Но, вероятно, метасоматическая проработка оказалась не столь существенной, чтобы изменить магматическую природу кварца. По всей видимости образцы, отвечающие изогене I, подвергались воздействию метасоматозу диффузионного типа.

Малые значения угла наклона изогены I свидетельствуют, что она описывает наиболее высокотемпературный процесс. Ее прохождение через начало координат графика $C_{Ge}(C_{Ti})$ указывает, что этот процесс является наиболее ранним (Раков, Шурига, 2009).

Изогенам II и III отвечают более поздние и низкотемпературные процессы. Однако между ними есть существенные различия.

Изогена II (обр. 3, 12, 23, 32, 33 и др.) описывает эволюционный процесс, развивающийся при достаточно высокой температуре и обеспечивающий условия для равномерного накопления в кварце изоморфных примесей Ge и Ti.

Изогена III (обр. 1, 6, 8, 9 и др.) соответствует инфильтрационному процессу скачкообразного изменения термодинамических параметров, реализующемуся при пониженной температуре и не способствующему развитию изоморфизма. В новообразованном кварце отмечается только захват примеси Ge, необходимой для изоморфизма, но внедрение примеси Ti в кристаллическую структуру не происходит.

Подобная ситуация может возникать при резком изменении кислотности-щелочности флюида на поздних стадиях метасоматоза инфильтрационного типа. Поэтому с изогеной III может быть связано протекание основного рудного процесса на исследуемой площади.

Результаты минералогического анализа образцов пород, из которых был выбран кварц, согласуются с перечисленными выше выводами.

Таким образом, использование метода изоген для генетического анализа кварца магматических и метасоматических пород и кварцевых прожилков позволило установить зависимость концентраций изоморфных примесей от условий формирования рудных, метасоматических и магматических образований. Анализ кварца методом изоген дает возможность различать кварцы плутогенного диффузионного грейзенового процесса и кварцы дискретного инфильтрационного процесса.

Характер распределения изоморфных примесей Ge и Ti в кварцах отражает интенсивность и масштабность рудного процесса, проявленного на площади Александра. Он подтверждает связь прожилкового кварц-полевошпатового оруденения с дискретными инфильтрационным процессом – основным рудообразующим процессом на этой площади. Принадлежность экспериментальных точек изогене III на графике зависимости $C_{Ge}(C_{Ti})$ может служить критерием интенсивного рудообразующего процесса.

1. Гетманская Т.И., Раков Л.Т. Закономерности распределения парамагнитных центров в кварце вольфрамовых месторождений грейзеновой формации // *Геохимия*. 1998. № 5. С. 539–542.
2. Раков Л.Т. Роль германия в изоморфизме в кварце // *Геохимия*. 2015. №2. С. 174–186.
3. Раков Л.Т., Шурига Т.Н. Структурно-динамическое состояние как генетический критерий кварца // *Геохимия*. 2009. № 10. С. 1086–1102.
4. Раков Л.Т., Ткачев А.В., Сахнов А.А. Генетический анализ кварца пегматитов Мамско-Чуйского слюдоносного района на основе использования распределения изоморфных примесей // *Геол. руд. месторождений*. 2013. Т. 55. № 1. С. 48–67.
5. Шурига Т.Н., Раков Л.Т., Рогачева О.Ю. Влияние генезиса месторождения на распределение изоморфных примесей и наноразмерных структур в кварце // *Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Матер. междунар. минерал. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН*. 2009. С. 270–272.

Минералогическая характеристика Au-U месторождения Хадатканда (Северное Забайкалье)

Тарасова Ю.И.¹

¹ИГХ СО РАН, j.tarasova84@yandex.ru

В настоящее время существуют две основные точки зрения на формирование U и Au-U месторождений, приуроченных к палеопротерозойским отложениям. Основные сложности заключаются в определении источника полезного компонента и выявлении модели их формирования (Budyak et al., 2015). Наиболее обоснованной выглядит теория, связанная с катагенным перераспределением вещества вмещающих отложений (Андреева, 2012) имеющих радиоактивную геохимическую специализацию. Одним из примеров месторождений данной группы, является золото-урановое месторождение Хадатканда, которое находится в Чарском районе Забайкальского края и приурочено к пересечению двух глубинных разломов – Сюльбанского и Хадаткандского, расположенных на юго-западной периферии Верхнесюльбанского магматического узла (рис. 1). В пределах данного узла кроме осадочных образований палеопротерозойского комплекса, выделяется чинейский массив габбро-норитов палеопротерозоя и многофазные позднепалеозойские интрузии. Рудные тела приурочены как к зоне максимальной проработки терригенно-карбонатных отложений чинейской серии (александровская и бутунская свиты), залегающих согласно на отложениях кодарской серии, так и к метасоматически измененным габброидам, повсеместно прорывающим терригенные отложения. Рудный процесс проявлен в виде полистадийной флюидной проработки отложений, их преобразовании до субщелочных железо-магнезиально-кальциевых и щелочных метасоматитов, а на участках пересечения глубинных разломов, где максимально проявлены катаклаз и дробление, устанавливается появление сульфидной минерализации (Макарьев и др., 2010).

Вскрытые на поверхности золото-урановые рудные тела месторождения образуют зону меридиональной ориентировки протяженностью около 3.5 км, со средним содержанием урана от 0.1 до 0.72 % (Макарьев и др., 2009). Золото распространено весьма неравномерно, с разбросом значений от 0.006 г/т до 2.1 г/т.

В пределах месторождения, рудовмещающими являются породы чинейской серии, прорванные телами габбро, вебстеритов, плагиовебстеритов, плагиооклинопироксенитов, плагиоверлитов, которые в условиях метасоматоза, преобразованы в щелочные и субщелочные железо-магнезиально-кальциевые метасоматиты. Серицитизация и карбонатизация в породах носит наложенный характер. Породы сильно брекчированы, смяты, пронизаны тонкими прожилками. Урановая минерализация обнаружена в слабо метасоматически измененных амфиболовых клинопироксенитах, амфиболовых габбро и эпидот-цоизит-карбонат-хлоритовых метасоматитах по породам чинейской серии.

Рудная минерализация представлена, в основном, сульфидами железа, оксидами урана, титанатами. В образцах, отобранных из рудной зоны месторождения Хадатканда, урановая минерализация выявлена в метасоматически измененных амфиболовых клинопироксенитах и амфиболовых габбро и эпидот-цоизит-карбонат-хлоритовых метасоматитах. По спектральному анализу содержание урана в этих пробах – 3000 г/т, в единичных пробах содержания урана достигают 1.6 %. Сульфиды представлены пиритом и пирротинном, наблюдаются в виде мелко и крупнозернистых прожилковидно-вкрапленных агрегатов и скоплений тонкой рассеянной вкрапленности в породе. Пирит, находится в подчиненном количестве и предположительно является более ранним, часто наблюдаются промежуточные разности между пиритом и пирротинном. Так же на более раннее образование пирита указывает то, что в агрегатах пирротина отмечаются реликты пирита. С периферии и по пластинчатой отдельности пирротин замещается оксидами, гидроксидами железа, рис.

2а. Кроме того, вокруг пирротина и пирита в виде каемок и по трещинам аккумулируются минералы урана.

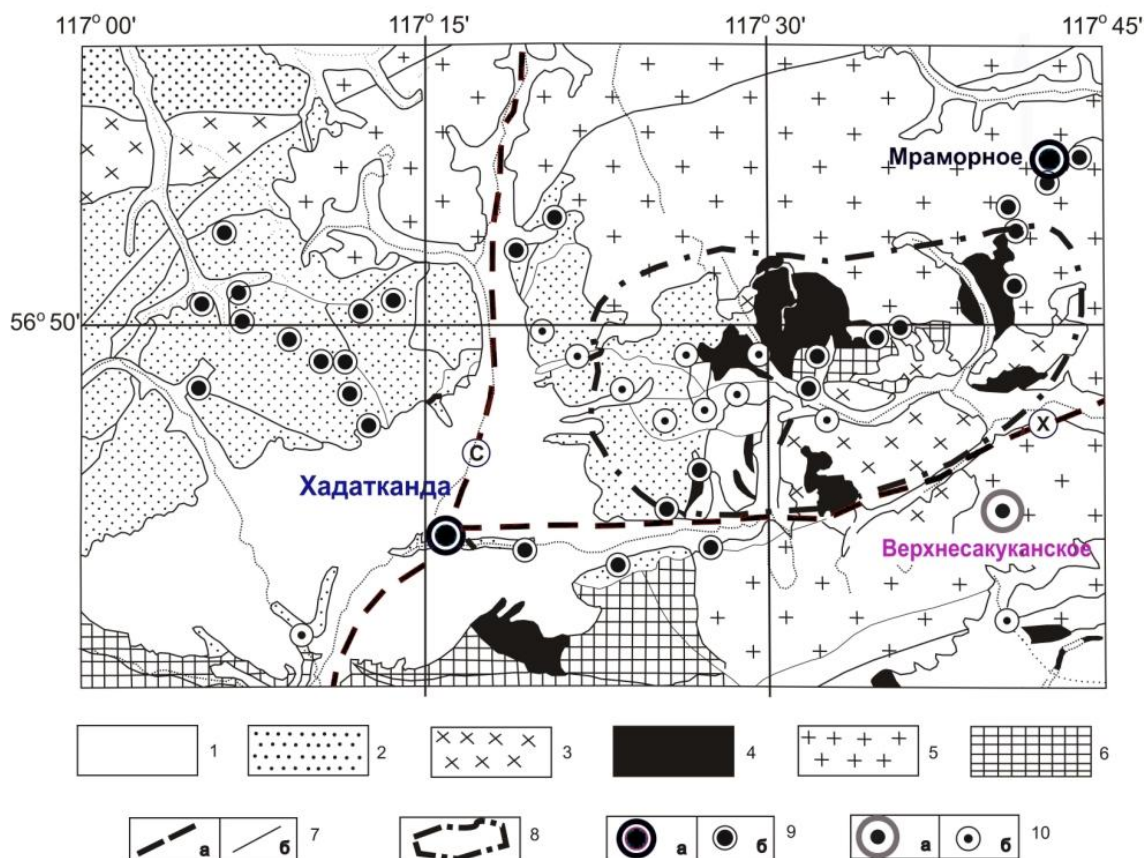


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта Верхнесюльбанского магматического поля.

1 – четвертичные отложения нерасчлененные; 2 – нижнепротерозойские карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса; 3 – позднепалеозойский ингамакитский комплекс монцитит-гранитовый; 4 – раннепротерозойский чинейский комплекс габбро-норитовый; 5 – раннепротерозойский кодарский комплекс рапакиви-гранитовый; 6 – архейско-раннепротерозойские гранитоидно-метаморфические образования нерасчлененные; 7 – разломы главные (а) и второстепенные (б), в том числе: С – Сюльбанский, Х – Хадаткандский; 8 – аномалия магнитного поля; 9 – месторождения (а) и проявления (б); 10 – золоторудные месторождения (а) и проявления (б).

Реже встречаются тонкие выделения халькопирита в ассоциации с пирротинном и молибденит в виде единичных призматических зерен, размером до 1 мм и тонкозернистых агрегатов. Предположительно, присутствуют единичные тонкие игольчато-призматические агрегаты висмутотеллуридов.

Минералы урана (рис. 2а) наблюдаются в виде изометричных, ажурных, комковидных, прожилковидных агрегатов в интерстициях нерудных. Настуран, предположительно развивается по ураниниту, образуя совместные агрегаты с урановой смолкой, окруженные радиоактивными «двориками». Они представляют собой выделения серые в центральной части с черными каемками, зональной структуры. Среди сложных по морфологии агрегатов пирротина и оксидов урана отмечаются тонкие неправильные прожилковидные включения золота пробностью около 780 (рис. 2б). Размеры единичных агрегатов менее 0,5 мм, мощность прожилков менее 0,2-0,5 мм. Золоторудная минерализация ассоциирует с интенсивно пиритизированными карбонат-кварц-эпидотовыми метасоматитами.

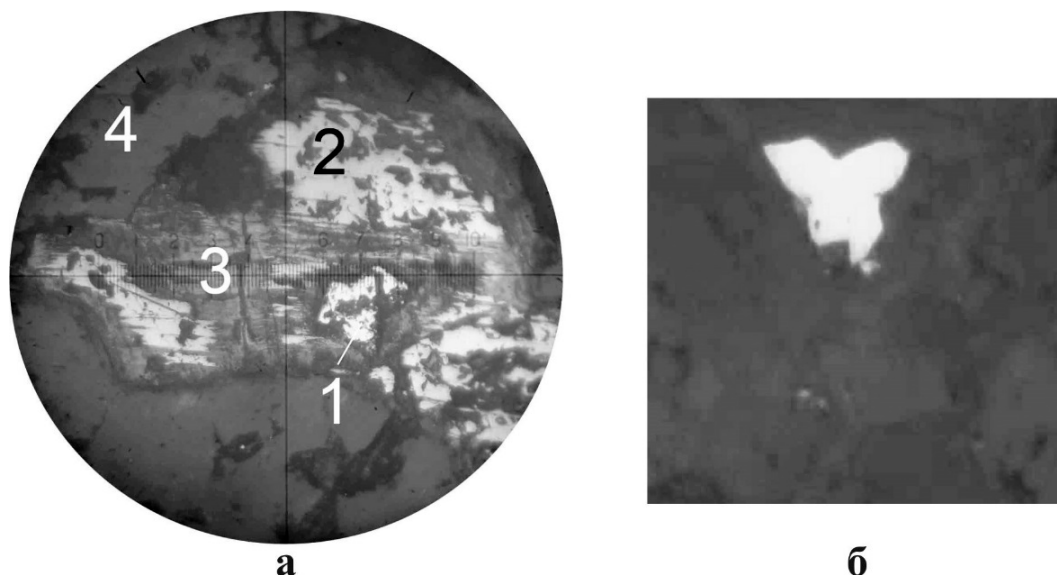


Рисунок 2. А – Пирит (1) замещен пирротинном (2), который в свою очередь замещается оксидами, гидроксидами железа (3). По периферии и трещинкам в агрегатах пирротина развиваются оксиды и гидроксиды урана (4). Б – Золото ярко желтое, с красноватым оттенком, размер золотины 3-4 мкм. Рядом тонкозернистый агрегат пирротина.

Микроскоп. Николи П. Поле зрения рисунков а– 0,54 мм, б – 200 мкм.

В комплексе с петрографическим изучением установлено, что урановая минерализация в породе имеет наложенный характер, развиваясь по агрегатам пирит-пирротина. Она находится в тесной ассоциации с карбонатами и приурочена к зонам дробления, смятия, трещиноватости. При значительных изменениях преобладают урановые черни.

Изученные минеральные взаимоотношения позволяют сделать вывод о полигенном характере формирования месторождения Хадатканда. Определено, что на месторождении имели место как минимум две стадии, которые были связаны с различными тектоническими и соответственно метасоматическими процессами. Установлено, что, по крайней мере, часть золота отлагалась на ранней стадии рудного процесса и имела глубинный источник. На это кроме более высокотемпературной стадии березитов относительно наложенной пропилитизации, свидетельствует ассоциация Au с никелистым пирит-пирротинном, замещаемым более поздним пиритом, который, в свою очередь, корродируется агрегатами оксидов урана (уранинит, коффинит, настуран), что согласуется с результатами изотопных исследований.

Установлено, что для более ранней пирит-пирротинной ассоциации, значения $\delta^{34}\text{S}$ составили +2...+4‰ CDT, что на 4‰ легче состава серы более поздней сульфидной минерализации (+6...+8‰ CDT). Повышенные значения $\delta^{34}\text{S}$ в образцах с урановой минерализацией могут являться свидетельством заимствования тяжёлого изотопа серы из вмещающих пород кодарской и низов чинейской серий при фильтрации сквозь них рудных растворов на более поздней рудопродуктивной стадии, отмеченной Гребенкиным Н.А. (2013) для урановорудных месторождений Чарского района.

Таким образом, изучение рудной минерализации месторождения Хадатканда свидетельствует о том, что урановое и золотое оруденение в основном являются одновременными и связаны с различными геодинамическими режимами. Золотое оруденение имеет глубинный источник и связано с более высокотемпературной стадией. Урановая минерализация носит наложенный характер, источником ее, вероятнее всего, служили нижележащие отложения кодарской серии, имеющей распространение на всей территории Байкальской горной области (БГО) которые, как было показано в ряде работ

(Немеров и др., 2009; Паршин и др., 2013), имеют изначально повышенную радиоактивную специализацию.

1. Андреева О.В. Катагенез терригенных пород в осадочных внутрикратонных прогибах позднего протерозоя и его влияние на формирование U-оруденения типа “несогласия” // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. №1. С. 49-70.
2. Гребенкин Н.А. (2013) Эволюция гидротермально-метасоматических ураноносных процессов в истории геологического развития Чарского района. Современные проблемы науки и образования (1) URL: www.science-education.ru/pdf/2013/1/77.pdf
3. Макарьев Л.Б., Вояковский С.К., Илькевич И.В. // Золотоносность урановых объектов в Кодаро-Удоканском прогибе. Руды и Металлы. 2009. №6. С. 56-64.
4. Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Вояковский С.К. О перспективах выявления новых типов промышленных комплексных урановых месторождений в Кодаро-Удоканской зоне (Забайкальский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т.52. №5. С. 428-438.
5. Паршин А.В., Абрамова В.А., Мельников В.А., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е. Перспективы благородно и редкометалльного оруденения нижнепротерозойских отложений на территории Байкальской горной области // Вестник ИрГТУ. 2013. №3. С. 53-59.
6. Немеров В.К., Будяк А.Е., Развозжаева Э.А., Макрыгина В.А., Спиридонов А.М. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан. // Известия СО РАН. 2009. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. №2. С. 4-17.
7. Budyak A.E., Parshin A.V., Damdinov B.B., Reutsky V.N., Spiridonov A.M., Volkova M.G., Bryukhanova N.N., Bryansky N.V. New Results of Geochemical and Geophysical Studies of the Khadatkandskii Fault Zone (North Transbaikalia Region) // Tikhookeanskaya Geologiya. 2015. Vol. 34. №5. P. 54-63.

Новые данные по "невидимому" золоту в ковеллине: экспериментальное исследование методом РСМА

Тонкачев Д.Е.¹, Чареев Д.А.^{1,2}, Трофимов Н.Д.³, Валькова Е.Д.³, Тагиров Б.Р.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, tonkacheev@igem.ru, tagir@igem.ru

²ИЭМ РАН, г. Черноголовка

³РГГУ имени С.Орджоникидзе, trofim-kol@mail.ru; veda98@mail.ru

Золото часто ассоциируется с сульфидными минералами в рудах магматического, гидротермального и гипергенного происхождения. В минералах оно может существовать в виде самородного минерала - природного твердого раствора или рассеяно в сульфидах в виде изоморфной примеси, наноразмерных включений или его соединений с халькогенидами и полуметаллами (S, Se, Te, As, Sb, Bi). Рассеянную ("невидимую") форму Au гораздо сложнее извлечь при переработке руды, и большая его часть попадает в отходы. Не смотря на важность проблемы структурно-химическое состояние золота для большинства сульфидов пока неизвестно. В данной работе в качестве объекта исследования выбран синтетический ковеллин, как широко распространенный минерал, встречающийся как в гипогенных, так и в гипергенных условиях, являющийся, по некоторым данным важным концентратором золота в Cu - порфировых и эпитермальных месторождениях (Тагиров и др., 2014)

Ранее был синтезирован ковеллин, содержащий в среднем 0.3 мас. % Au (Тагиров и др. 2014), однако кристаллы, синтезированные гидротермальным методом, были с включениями золота. Задачей последующих экспериментов было осуществление синтеза ковеллина без примеси металлического Au в системах, содержащих также и другие примесные элементы. Были синтезированы две серии образцов при различной температуре, фугитивности серы с добавлением смеси порошков In, Zn, Se, Sb, Bi, Cu, S.

Кристаллы были получены методом синтеза в эвтектическом расплаве смеси хлоридов RbCl+LiCl при 495/455°C и 450/370°C на горячем/холодном конце соответственно. Исходными веществами для синтеза служил порошок CuS, синтезированный предварительно ампульным методом, в ряде опытов с добавкой серы. Исходные вещества запаивали в вакуумированной кварцевой ампуле (диаметр 8 мм, длина около 100 мм) вместе с проволокой металла (Au или Au+Pt) и соевым флюсом. Ампулы выдерживали в горизонтальных печах в температурном градиенте в течение месяца, после чего подвергали закалке в воде.

Химический состав сульфидов был определен в полированных шлифах методом РСМА на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы "JEOL". Использование Ма линии позволило снизить предел обнаружения для Au до 45ppm (0.0045 мас.%, 3σ) (рис. 1).

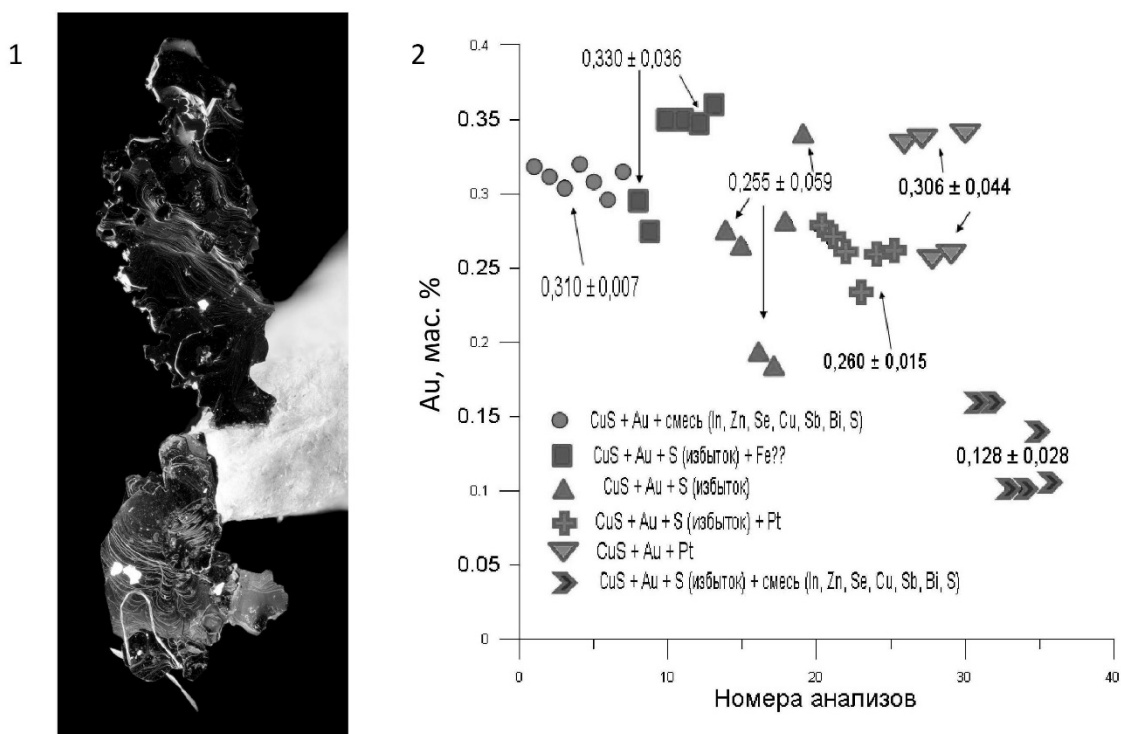


Рисунок 1. 1) Микрофотография двух пластинчатых зерен ковеллина. Поле зрения 3 мм. Автор фото П.Мартынов. 2) Содержание золота (мас.%) в ковеллинах с различными примесями, измеренное методом РСМА.

Образцы синтезированы в эвтектическом расплаве RbCl/LiCl,

В результате проведенных исследований установлено что Sb, Zn не входит в состав ковеллина, в отличие от Se, содержание которого в образце с избытком серы в системе ($0,70 \pm 0,06$ мас.%), ниже чем в опыте без нее ($1,00 \pm 0,04$ мас.%).

Дальнейшие исследования будут направлены на выявлении зависимости степени вхождения золота в ковеллин от температуры и образцах с различным набором примесных компонентов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского Научного Фонда (проект 14-17-00693).

1. Тагиров Б.Р., Диков Ю.П., Булеев М.И., Ковальчук Е.В., Чареев Д.А., Кох М.А., Борисовский С.Е., Абрамова В.Д., Баранова Н.Н., Герасько М.И., Коваленкер, В.А., Бортников Н.С. "Невидимое" золото в ковеллине (CuS): синтез и изучение методами РСМА, ЛА-ИСП-МС, РФЭС // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 459. № 1. С. 90–95.

Цезий-137 в фоновых ландшафтах тундровой и таежной зон

Усачева А.А.¹, Семенов И.Н.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, usacheva@list.ru.ru

Целью данной работы является анализ радиального распределения цезия-137 в растительности и почвах тундровой и таежной зон Европейской территории России, Западной и Средней Сибири

Объекты и методы

Объектами исследования являются ландшафты 13 фоновых участков. Эти участки характеризуются поступлением цезия-137 глобальных атмосферных выпадений. Европейская территория России представлена двумя участками: первый находится в лесотундровой подзоне на Кольском полуострове, второй в 30 км к югу от г. Воркуты в подзоне южной тундры. Западносибирские участки охватывают все природные подзоны от южной тайги до типичных тундр. Среднесибирские участки - от средней тайги до границы южных и типичных тундр. Всего был заложен 121 почвенный разрез, отобрано более 600 образцов почвы и 141 образец растительности.

Удельная активность ¹³⁷Cs в пробах почвы и растительности определена в лаборатории радиогеологии и радиогеоэкологии ИГЕМ РАН методом прямого γ -спектрометрического анализа с использованием полупроводникового Ge(Li)-детектора GEM-4519 (GLP-25300/13), оснащенного NaI(Tl)-детекторами 160×160 мм с колодцами 55×110 мм (аналитик Р.В.Соломенников).

Цезий-137 в растительном ярусе

В среднем на растительность приходится около 30% от суммарных запасов цезия-137 в ландшафтах, выявлена высокая вариабельность: в растительном ярусе может содержаться от 1 до 100% запасов цезия в ландшафте.

Растительные ассоциации представлены мохово-травянисто-кустарничковыми ярусами, разнообразие которых было объединено в 5 групп, представленных в таблице (табл.1)

Таблица 1. Цезий-137 в мохово-травянисто-кустарничковых ярусах (n=101)

Растительная ассоциация	Доминирующий вид	Средняя удельная активность, Бк/кг	Min-Max, Бк/кг
Долгомошная и кустарничково-долгомошная	Politrihum sp.	80	34-170
Сфагновая и осоково-сфагновая	Sphagnum sp.	64	0-165
Кустарничковая	-	56	4-150
Зеленомошная и кустарничково-зеленомошная	Dicranum sp.	63	18-130
Осоковая	-	57	10-99

Было установлено, что усредненные запасы уменьшаются в ряду: долгомошная, сфагновая, кустарничковая, зеленомошная, осоковая.

Наибольшая вариабельность запасов отмечается в сфагновых ассоциациях, а максимальные значения как правило приурочены к отмершей части мохового очеса.

Максимальные значения удельной активности (более 100 Бк/кг) обнаруживаются, как правило, в ландшафтах верховых болот северотаежной и типичнотундровой подзон Западной Сибири и приурочены преимущественно к сфагновым мхам. Существенно реже столь высокие активности могут отмечаться в зеленомошных, долгомошных и кустарничковых растительных ассоциациях. Активности свыше 100 Бк/кг обнаруживаются как в живых частях мхов, так и в отмерших.

Лишайники представлены двумя видами: *cetraria* и *cladonia*.

Средняя удельная активность в лишайниках составляет 25 Бк/кг, коэффициент вариации высокий: 82%. При этом наибольшие средние активности отмечаются в лишайниках северотаежной зоны Западной Сибири, а наименьшие в лесотундрах Кольского полуострова, что по-видимому связано с залесенностью местности и количеством осадков. Сравнение разных видов на одних и тех же участках показало, что в среднем лишайники рода: *cetraria* накапливают в 1,5 раза больше цезия, чем *cladonia*.

Цезий-137 в почвах

Основным депозитарием цезия-137 являются почвы, на долю которых приходится около 70% от суммарных запасов в ландшафте.

Большинство исследованных почв относятся к двум стволам.

Ствол постлитогенных почв объединяет почвы, в которых процесс почвообразования идет на сформировавшейся почвообразующей породе; аккумуляция свежего материала практически отсутствует (Классификация..., 2004).

Ствол органогенных почв включает почвы, весь или почти весь профиль которых состоит из органического материала, обычно торфа, любого ботанического состава и степени разложения.

Большинство изученных почв (n=81) относятся к постлитогенным, среди них преобладают глеевые почвы, подзолы и подбуры, криоземы, светлосемы и дерново-подзолистые. 36 почвенных разрезов относятся к органогенным почвам: торфяным эутрофным (почвы низинных болот, олиготрофным (почвы верховых болот) и различным переходным вариантам.

С частотой 90% распределение цезия-137 (как удельной активности, так и его запасов) по почвенному профилю носит поверхностно-аккумулятивный характер.

Как правило, значимая удельная активность цезия-137 не превышает глубины 20 см.

За значимую активность мы принимаем удельную активность более 1 Бк/кг за вычетом инструментальной погрешности.

Частота обнаружения значимых активностей цезия-137 глубже 20 см выше в торфяных почвах, чем в постлитогенных.

Во всех типах почв, за исключением торфяных, глубина проникновения цезия-137 зависит от мощности органогенного или органо-минерального горизонта.

Для 9 участков были выделены основные поверхностные и приповерхностные горизонты. Из всех горизонтов выбраны те, которые были опробованы не менее 5 раз. К ним относятся: подстильно-торфяной (О), торфяной (Т), торфяной с примесью перегнойного материала (Th), олиготрофно-торфяной (ТО), гумусово-слаборазвитый (W), грубогумусовый (АО), иллювиально-гумусовый (ВН). Для них рассчитаны средние удельные активности (Бк/кг) цезия-137, минимальные и максимальные значения, а также размах (табл. 2).

Таблица 2. Активность цезия-137 в различных генетических горизонтах, Бк/кг

Статистические показатели	Генетические горизонты (индекс)						
	О (n=25)	Т (n=17)	Th (n=10)	ТО (n=7)	АО (n=5)	W (n=5)	ВН (n=7)
Среднее по горизонтам	96	73	39	70	29	61	4
Min-max	12-324	23-130	9-240	8-188	0,4-40	1,7-154	0,3-12
Размах	312	107	231	180	40	152	12

Наибольшие активности приурочены к различным типам торфяных горизонтов. Удельная активность цезия-137 более 100 Бк/кг, как правило встречается только в приповерхностных органогенных горизонтах (до глубины 12 см). Также эти горизонты

характеризуются довольно высокой зольностью более 30% и способны задерживать большое количество ^{137}Cs .

При этом частота обнаружения проб с высокой (более 100 Бк/кг) активностью цезия-137 увеличивается от почв тундровых к почвам таежных ландшафтов.

В гумусовых горизонтах значения удельной активности цезия обычно не превышают нескольких десятков Бк/кг, а в иллювиально-гумусовых – 10 Бк/кг. По-видимому, такое распределение активностей цезия-137 связано с глубиной формирования генетических горизонтов. Также значительное влияние оказывает минеральная составляющая и гумусированность горизонта.

Для минеральных горизонтов, содержащих минимальное количество органики характерны нулевые активности.

В целом для большинства постлитогенных почв характерно схожее распределение цезия

Максимальные активности цезия-137 в глееземах диагностированы в самой верхней части органо-минеральных горизонтов, где он сорбируется глинистыми минералами на радиальном сорбционном барьере

Глубина залегания слоя максимальных запасов и удельной активности ^{137}Cs в глееземах, криоземах, подбурах и светлоземах зависит от мощности органо-генных горизонтов.

В дерново-подзолистых почвах глубина проникновения цезия-137 не превышает 10 см хотя суммарная мощность органо-генной и органо-минеральной толщи достигает 15-20 см

Процессы криогенного массообмена оказывают влияние на распределение цезия в почвах.

Так, в типичных и южных тундрах из-за процессов интенсивного промерзания сильноувлажненных горизонтов почв формируются слаборазвитые почвы пятен. В этих почвах отсутствует верхний органо-минеральный и органо-генный горизонт, а поверхность самого пятна лишена высшей растительности. И в этих почвах значимые удельные активности либо отсутствуют вовсе либо сосредоточены в верхнем полусантиметровом слое почвы, который представляет собой корочку, скрепленную накипными лишайниками.

С другой стороны из-за процессов криогенного массообмена могут формироваться криотурбации, которые характеризуются погребением верхних органических горизонтов почвы.

В торфяных почвах из-за большой мощности органо-генной толщи и сильноокислой реакции среды цезий-137 может проникать до глубины 40 и даже 50 см. Однако средняя глубина проникновения в торфяных почвах составляет 18 см, что на 5 см больше, чем в постлитогенных почвах.

В целом прослеживается закономерность, что при прочих равных (т.е. при схожих кислотно-щелочных условиях и геоботаническом составе) глубина проникновения цезия-137 в почвах увеличивается с севера на юг. По-видимому это связано с геокриологическими условиями, т.е. глубиной сезонного промерзания и протаивания. А также с количеством годовых осадков.

Еще одним фактором влияющим на миграцию цезия-137 является реакция среды. Цезий-137 слабо подвижен в большинстве ландшафтно-геохимических обстановок и способен мигрировать только при очень низких (менее 4,5) значениях величины pH почвы (Кузьменкова и др., 2011; Семенов и др., 2015). Это было установлено Кузьменковой на примере почв. Кольского полуострова и также подтверждается нашими исследованиями на различных участках. Так, в профилях торфяных эутрофных и олиготрофных почв при повышении pH с 3,1-3,4 единиц до 3,7-4,1 на глубине 20-40 см может происходить увеличение удельной активности в 2 раза по сравнению с вышележащим слоем. Т.е. цезий-137 способен аккумулироваться на внутрипрофильном щелочном барьере торфяных почв.

Торфа горизонтов, в которых отмечается щелочной барьер характеризуются низкой зольностью.

Выводы:

1. На растительность приходится $33 \pm 30\%$ запасов цезия-137 от суммарного количества в ландшафте. Средние запасы ^{137}Cs уменьшаются в ряду растительных ассоциаций: долгомошная > сфагновая > кустарничковая > зеленомошная > осоковая. Лишайники рода *Setragia* накапливают в 1,5 раза больше цезия-137, чем *Cladonia*

2. В большинстве изученных почв активность и запасы цезия-137 уменьшаются с глубиной. Нарушение этого распределения связано с процессами криогенного массообмена, а также с возникновением щелочного барьера.

3. Глубина залегания слоя максимальных запасов и удельной активности ^{137}Cs в большинстве постлитогенных почв зависит от мощности органогенных горизонтов.

4. Глубина проникновения ^{137}Cs в торфяных почвах увеличивается от тундровых к таежным ландшафтам в соответствии с длительностью безморозного периода.

1. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена 2004. 342 с.

2. Кузьменкова Н. В., Власова И. Э. Калмыков С. Н. Формы нахождения ^{137}Cs в почвах северо-западной части Кольского полуострова // Вопросы радиационной безопасности. 2011. № 4. С. 3-10.

3. Семенов И.Н., Усачева А.А., Мирошников А.Ю. Распределение цезия-137 глобальных атмосферных выпадений в таежных и тундровых катенах реки Обь // Геология рудных месторождений. 2015 Т. 57. № 2. С. 154–173.

Геохимические ассоциации пород баженовской свиты

Усольцев Д.Г.¹, Рихванов Л.П.¹

¹ТПУ, г. Томск, usoltsev_d@mail.ru, rikhvanov@tpu.ru

В настоящем сообщении авторы обсуждают вопросы геохимических связей элементов в породах баженовской свиты, относящихся к черносланцевому типу мезозойского возраста (Гавшин, 1987, 1996; Зубков, 1982; Плуман, 1971, 1975; Юдович, 1988; Рихванов, 2015; Хабаров, 1980, Занин, 2010 и др.). Полученные новые материалы расширяют и дополняют работы исследователей, изучавших геохимию этих удивительных по геохимической специализации пород.

Материалом для исследования послужили образцы баженовской свиты, отобранные из скважин, вскрывающих данную свиту в пределах широтного Приобья. Все они были изучены методом инструментального нейтронно-активационного анализа (на 28 химических элементов) в ядерно-геохимической лаборатории кафедры геоэкологии и геохимии на базе исследовательского ядерного реактора Томского политехнического университета. В 10 образцах было определено максимально возможное количество химических элемента (63) масс-спектральным методом с индуктивно связанной плазмой в химико-аналитическом Центре «Плазма» (г. Томск). По всем пробам проводилось определение содержания органического углерода пиролитическим методом на приборе «Rock-Eval 6 Turbo».

Для выделения геохимических ассоциаций элементов был использован ряд подходов.

Один из них – расчёт коэффициентов корреляции химических элементов с Al и Ti (обычные условно инертные элементы терригенной компоненты). На диаграмме, отражающей величины этих коэффициентов (рис.1) устанавливается наличие нескольких групп элементов: высокими положительными коэффициентами корреляции – «кластофильная», группа с высокими отрицательными коэффициентами – «карбонатфильная», а так же группа с низкими коэффициентами, отражающая другую форму нахождения – «органотфильную», либо «фосфатфильную», либо обе из них.

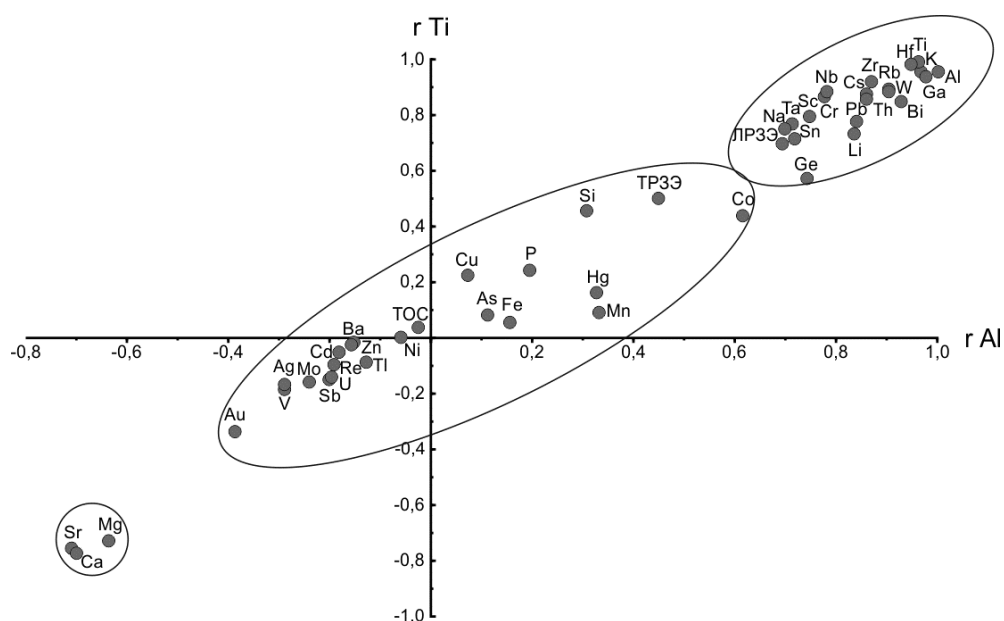


Рисунок 1. Коэффициенты корреляции химических элементов с Al и Ti.

Другой подход основан на выявление ассоциаций на основе корреляции химических элементов с органическим углеродом. Анализ коэффициентов корреляции химических

элементов с органическим углеродом, не дал возможности выделить чёткие геохимические ассоциации, однако с большой долей вероятности можно утверждать, что элементы (Ni, Mo, Cd, Cu, V, Re, Si, Zn, Sb, U, Ag, Nd, As) с высоким коэффициентом корреляции, значимыми при $p < 0.05$, относятся к органофильной группе (рис.2).

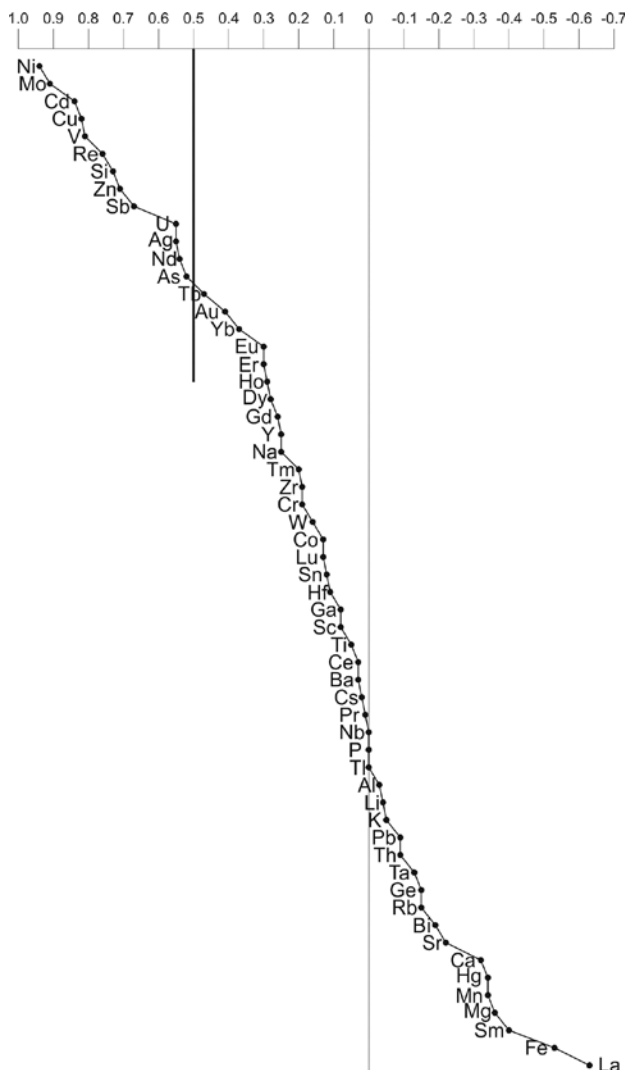


Рисунок 2. Распределение химических элементов в зависимости от значений коэффициента корреляции с органическим углеродом.

Выделены элементы с коэффициентом корреляции, значимым при $p < 0.05$.

В.М. Гавшин в своей работе *Geochemistry of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Bazhenov Formation, West Siberia* (Гавшин, 1996) для выделения геохимических ассоциаций разделил породы на три группы – с повышенными концентрациями Al, Ca и C органического. Нами была предпринята попытка разделить изучаемые породы на такие группы.

После процедуры разделения образцов на группы по содержанию Al, Ca, C органического были рассчитаны средние концентрации химических элементов в пределах группы, просуммированы, сумма принята за 100%. Затем найдены доли, приходящиеся на каждую группу пород, и последовательно найдены положения точек на треугольной диаграмме (рис. 3)

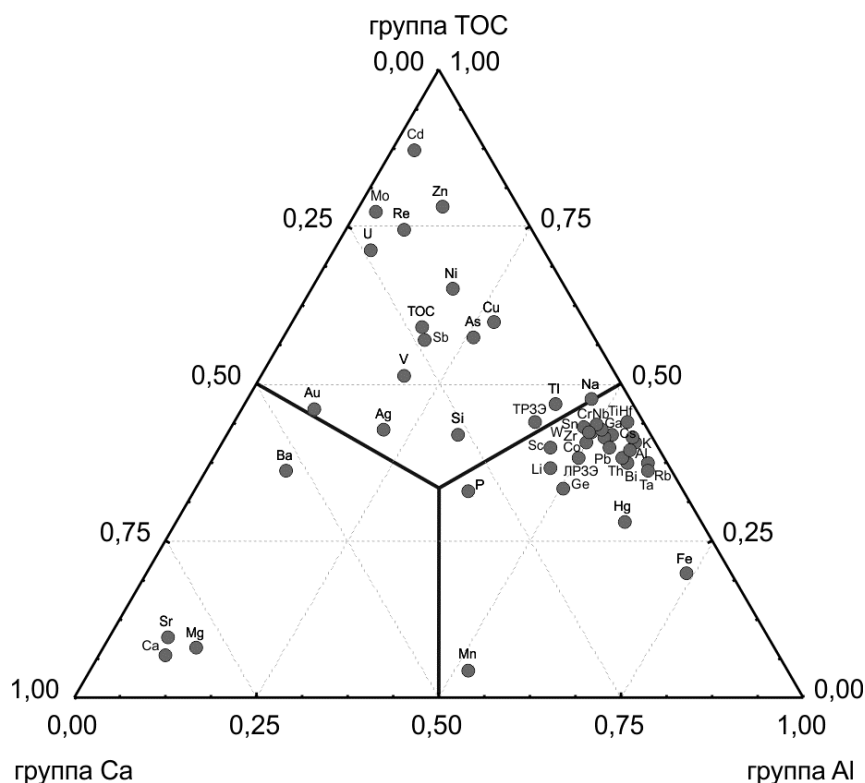


Рисунок 3. Ассоциации химических элементов.

Кластерный анализ, также позволил выделить несколько групп химических элементов: «карбонатфильную» (Ca, Mg, Sr), «органотфильную» (U, Re, Si, Nd, Au, Ag, As, Ni, Mo, V, Sb, Cd, Zn, Cu) «фосфатфильную» (Sc, Y, РЗЭ) и «клатотфильную».

Таким образом, можно утверждать, что в породах баженовской свиты, выделяется несколько ассоциаций химических элементов, что свидетельствует о разных механизмах их поступления и накопления. Наиболее четко выделяются карбонатфильная группа, органотфильная, а так же фосфатфильная и клатотфильная.

Анализ результатов химических анализов выявляют существенное отличие состава некоторых образцов пород. Это говорит о гетерогенности пород разреза баженовской свиты. Для выделения литотипов пород был построен ряд модульных диаграмм, предложенных Юдович Я. Э., Кетрис М. П. (Юдович, 2000). К сожалению, вместо данных силикатных анализов (содержание окислов), которые предполагается использоваться в описанной методике, нами были использованы данные элементного состава.

Анализ модульных диаграмм показал наличие разных типов пород.

Поэтому изучение геохимических ассоциаций необходимо производить с учётом литотипов пород.

В пределах группы богатой органическим углеродом (> 10%) наблюдаются следующие геохимические ассоциации: «фосфатно-карбонатфильная», куда входят Sc, Y, РЗЭ (за исключением La и Sm), U и Re. Эти элементы образуют собственные минеральные интерметаллические образования, распределение которых контролируется фосфатно-кальциевыми образованиями, представленными планктотогенным материалом (Рихванов, 2015). Эти результаты подтверждаются исследованиями на электронном микроскопе. Обособляется также группа «халькофильных» элементов, куда вошли Ag, Cd, Zn, Cu, Hg, Sb, Au, Tl, V, As, Ni, Fe, Mo, Co, а также «клатотфильная».

1. Гавшин В.М., Гурари Ф.Г. Геохимия сланценовых формаций Сибири // Геология угленосных и горючесланцевых формаций Сибири. Новосибирск: СНИИГТиМС. 1987. С. 50–56.

2. Зубков М.Ю., Доронина Н.А. Геохимия пород баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГТиМС. 1982. С. 68–76.

3. Плуман И.И. Распределение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1975. №5. С. 756-767.
4. Плуман И.И. Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления // Геохимия. 1971. № 9. С. 1138–1143.
5. Плуман И.И. Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1971. №11. С. 1362-1368.
6. Рихванов Л.П., Усольцев Д.Г., Ильенок С.С., Ежова А.В. Минералого-геохимические особенности баженовской свиты Западной Сибири по данным ядерно-физических и электронно-микроскопических методов исследований // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 1. С. 50–63.
7. Хабаров В.В., Нелепченко О.М., Волков Е.Н., Барташевич О.В. Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири // Сов. геология. 1980. № 10. С. 94-105.
8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука. 1988. 272 с.
9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.
10. Gavshin V.M., Zakharov V.A. Geochemistry of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Bazhenov Formation, West Siberia // Econ. Geol. 1996. V. 91. P. 122-133.
11. Zanin Yu.N., Eder V.G., Zamirailova A.G., Krasavchikov V.O. Models of the REE distribution in the black shale Bazhenov Formation of the West Siberian marine basin, Russia // Chemie der Erde – Geochemistry. 2010. V. 70. № 4. P. 363-376.

Этапы деформаций и пути миграции флюидов разных уровней месторождения Антей: реконструкция на основе изучения планарных систем флюидных включений

Устинов С.А.¹, Петров В.А.¹, Полуэктов В.В.¹, Прокофьев В.Ю.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, stevesa@mail.ru

В последнее время, преимущественно в зарубежной литературе, публикуются результаты исследования так называемых «планарных систем флюидных включений» (fluid inclusion planes) (Lespinasse, 1999; Lespinasse et al., 2005). Планарные системы флюидных включений (ПСФВ) представляют собой микротрещины в горных породах, выполненные вторичными флюидными включениями (Tuttle, 1949). Под «вторичными» понимаются такие включения, которые образуются в течение какого-либо процесса, имевшего место после завершения кристаллизации минерала-хозяина (Roedder, 1984). ПСФВ очень хорошо визуально отличаются в шлифе от других типов микроструктур. Благодаря тому, что их ориентировка определяется вариациями параметров поля напряжений-деформаций (Петров, 2011), ПСФВ можно использовать в качестве структурных маркеров для реконструкции положения действовавших ранее осей напряжений-деформаций, воссоздания хронологии палеопроницаемости пород и реконструкции геометрии путей миграции флюидов. В совокупности с получаемой информацией данные по вторичным флюидным включениям позволяют устанавливать динамику изменения термобарических и физико-химических условий на выявленных этапах деформации геологических тел.

Хронология развития ПСФВ и их пространственные параметры (простираение, угол падения, апертура) могут устанавливаться либо с помощью инструментов классического микроструктурного анализа (столик Федорова) (Лукин и др., 1965), либо с применением разработанного авторами модульного программного обеспечения, интегрированного в ГИС, автоматизирующего реализацию специальной методики микроструктурного анализа (Устинов, Петров, 2015). Данное программное обеспечение позволяет осуществлять картирование и детальное изучение микротрещинных структур в ориентированных шлифах, выявлять закономерности распределения линейных объектов (разрывов, контактов минеральных зерен, включений, шлиров) на площади шлифа по двумерным цифровым изображениям, полученным с помощью микроскопа, оборудованного цифровой фотокамерой. В нашем случае использовался микроскоп Olympus BX-51 с цифровой камерой Olympus Camedia C7070zoom.

Рассматриваемая методика может быть использована при важном условии – отборе ориентированных в пространстве образцов пород. Это позволяет определять различные параметры микротрещин относительно сторон света, рассчитывать азимуты простираения, устанавливать их взаимосвязь с макроструктурами. Кроме того, для корректной интерпретации ориентировки действия осей главных напряжений, на отобранных образцах отмечается положение горизонтальной плоскости. Из ориентированных образцов изготавливаются ориентированные прозрачные и прозрачно-полированные шлифы таким образом, чтобы плоскость шлифа отражала горизонтальную плоскость.

Изучение ПСФВ с помощью специальной методики микроструктурного анализа проводилось авторами в образцах, отобранных на урановом месторождении Антей. Оно расположено в юго-восточном Забайкалье в пределах Стрельцовой кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона. Месторождение является жильно-штокверковым и локализовано в гранитном фундаменте кальдеры. Вмещающие породы представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами в рудоносных зонах, контролируемых системой копланарных разломов (Ищукова и др. 2007). Ориентированные образцы отбирались по профилям, а также на всей площади горизонта

на гипсометрических уровнях 9-го, 11-го и 14-го горизонтов месторождения, на глубинах от поверхности 550 м, 670 м и 850 м соответственно.

Сравнительный анализ ориентировок ПСФВ осуществлялся за счёт построения роз-диаграмм. При построении роз-диаграмм учитывалось не только количество трещин, имеющих ту или иную ориентировку, но и их общая протяженность, длины лучей роз-диаграмм по различным направлениям пропорциональны сумме длин микротрещин данных интервалов простираций. Это позволило оценить значимость и выраженность на площади каждой генерации микротрещин, а также визуально сравнить интенсивность деформаций, приведших к образованию той или иной системы микротрещин на различных этапах тектогенеза (рис. 1).

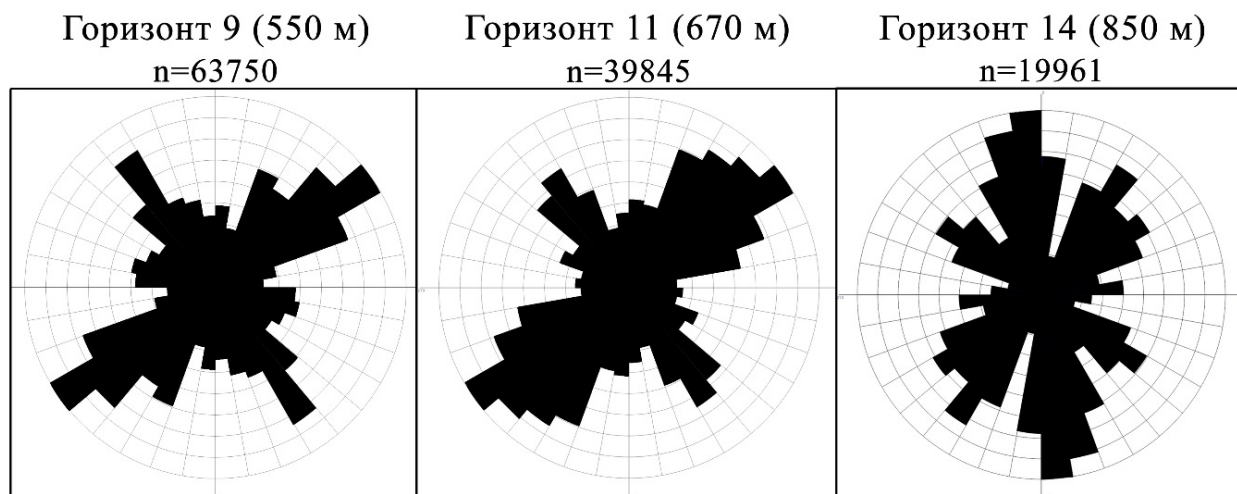


Рисунок 1. Розы-диаграммы ориентировки планарных систем флюидных включений на различных горизонтах (глубинных уровнях) месторождения Антей.

n – количество использованных для построения объектов.

На розах-диаграммах отчетливо видно, что на 9-м и 11-м горизонтах месторождения наблюдается схожая картина в ориентировке ПСФВ. На этих горизонтах можно выделить две основные генерации микротрещин, имеющие СВ и СЗ простираения. Первая система СВ ориентировки является наиболее протяженной и ярко выраженной. Несомненно, большая протяженность и отчетливая выраженность данной генерации ПСФВ свидетельствует о высокой степени активности каналов данной ориентировки для процессов фильтрации флюидов в прошлом, а также об интенсивности деформаций, приведших к образованию микротрещин этого простираения.

На 14-м горизонте ситуация с ориентировкой ПСФВ обстоит несколько иным образом. Здесь также обособляются две генерации СВ и СЗ простираений, но, помимо них, наиболее проявлена система субмеридиональной ориентировки. Различие в образовавшихся генерациях ПСФВ в верхних (9-й, 11-й горизонты) и нижних (14-й горизонт) частях месторождения может быть косвенным доказательством проявления различных по характеру воздействия полей напряжений и деформаций. В период гидротермальной активности это привело к образованию различных микроструктурных путей и условий для миграции флюидов.

При построении роз-диаграмм использовался большой объем данных (до нескольких тысяч объектов в каждом шлифе). Такой подход затушевывает нюансы и подчеркивает только самые значимые индикативные признаки полей напряжений и деформаций. Другими словами, большой объем выборки не позволяет выявлять менее проявленные, но при этом не менее значимые, генерации микротрещин. Также с помощью одних лишь микроструктурных исследований не представляется возможным отделить ПСФВ со схожей ориентировкой, но образовавшихся при различных условиях деформаций, разделенных некоторым временным перерывом. Данные противоречия могут быть сняты

за счёт применения микротермометрических исследований и рамановской спектроскопии флюидных включений, входящих в ПСФВ.

В представляемой работе был проведен микротермометрический анализ, методами которого были изучены флюидные включения, захваченные всеми генерациями ПСФВ. Таким образом, была реконструирована хронология событий, обусловленных изменением физико-химических условий в контексте перестройки поля напряжений и смены деформационных режимов. С использованием микротермометрических данных по пузырькам флюидных включений, для каждого горизонта была построена таблица, отражающая интервалы температур гомогенизации флюидных включений, а также структурный параметр – ориентировку ПСФВ, к которой данные флюидные включения относятся (табл. 1). Кроме того, полученные результаты сопоставлялись с изученными в отобранных образцах процессами метасоматического преобразования пород, широко проявленными на месторождении.

Микротермометрические исследования позволили выявить те генерации ПСФВ, которые не могли быть выделены с помощью специальной методики микроструктурного анализа. Также появилась возможность восстановить последовательность образования микроструктур и, соответственно, их роль в процессе миграции флюидов.

Таблица 1. Последовательность образования ПСФВ на основе микротермометрических данных.

Горизонт 9 (550 м)

Простиране ПСФВ	Температура гомогенизации, °С												
	360	340	320	300	280	260	240	220	200	180	160	140	
Субширотное	■	■	■	■	■				■	■			
Северо-Западное					■	■	■		■	■	■		
Северо-Восточное					■	■	■	■					
Субмеридиональное								■	■	■	■		
	Дорудные метасоматиты					Гидрофлюидизация				Рудная стадия			

Горизонт 11 (670 м)

Простиране ПСФВ	Температура гомогенизации, °С												
	360	340	320	300	280	260	240	220	200	180	160	140	
Субширотное	■	■	■	■	■				■	■			
Северо-Западное					■	■	■		■	■			
Северо-Восточное							■	■	■				
Субмеридиональное									■	■			
	Дорудные метасоматиты					Гидрофлюидизация				Рудная стадия			

Горизонт 14 (850 м)

Простиране ПСФВ	Температура гомогенизации, °С												
	360	340	320	300	280	260	240	220	200	180	160	140	
Северо-Западное									■	■	■		
Северо-Восточное									■	■	■		
Субмеридиональное					■	■	■	■	■				
	Дорудные метасоматиты					Гидрофлюидизация				Рудная стадия			

На 9-м и 11-м горизонтах месторождения наблюдается одинаковый набор генераций ПСФВ, характеризующихся определёнными ориентировками и формировавшихся в схожей последовательности. Помимо СВ и СЗ генераций ПСФВ на данных горизонтах по результатам микротермометрии стало возможно выявить субширотные и субмеридиональные системы. Причем, благодаря микротермометрическим исследованиям, стало очевидно, что системы СЗ и субширотного простираций проявлялись в процессе миграции флюидов дважды, отражая различные этапы деформаций, разделённые некоторым перерывом (табл. 1).

Последовательность образования микроструктур и их участия в процессе миграции флюидов в пределах 9-го и 11-го горизонтов месторождения выглядит следующим образом. Микротрещины субширотной ориентировки образовались в самом начале гидротермального процесса и, соответственно, захватили флюидные включения, имеющие самую высокую температуру гомогенизации ($\sim 360\text{--}300^\circ\text{C}$). Сопоставление с метасоматическими процессами, изученными в образцах и проявленными на месторождении, позволило сделать вывод о связи данных микроструктур с формированием высокотемпературных дорудных метасоматитов (калишпатитов-альбититов).

Далее по мере уменьшения температуры и изменения направления действия сил в поле напряжений происходит образование системы СЗ простираения. Температуры гомогенизации включений, захваченных микротрещинами данной генерации ПСФВ, соответствуют значениям $\sim 280\text{--}240^\circ\text{C}$. С некоторым отставанием от СЗ системы образовалась генерация ПСФВ, имеющая СВ простираение. Температуры гомогенизации данной системы микротрещин соответствуют интервалу $\sim 260\text{--}200^\circ\text{C}$. В виду того, что интервалы температур гомогенизации флюидных включений, захваченных СЗ и СВ генерациями ПСФВ на 9-м горизонте накладываются друг на друга, можно предположить, что микроструктуры данных ориентировок формировались практически одновременно как «динамопара» при субмеридиональной ориентировке вектора сжатия. Важно отметить, что совокупный интервал температур гомогенизации включений, захваченных данными микротрещинами, примерно соответствует температурам протекания метасоматического процесса – предрудной гидрослюдизации ($260\text{--}200^\circ\text{C}$), что также подтверждается петрографическими наблюдениями.

На 9-м и 11-м горизонтах группа ПСФВ, включающая субширотные второй генерации, СЗ второй генерации и субмеридиональные микроструктуры, может быть рассмотрена совместно, так как все они захватили флюидные включения с близкими интервалами температур гомогенизации $\sim 220\text{--}160^\circ\text{C}$, которые соответствуют начальным стадиям уранового минералообразования. Отсюда следует вывод, что данные микротрещины на определённом этапе деформаций оказывали совокупное влияние на процесс миграции флюидов. Практически одновременное образование разноориентированных микротрещин указывает на то, что рудовмещающая разломно-трещинная структура вступила в режим объемной дезинтеграции, по-видимому, на фоне гидроразрыва.

Как уже было отмечено по результатам микроструктурного анализа, условия и пути миграции флюидов на гипсометрическом уровне 14 горизонта месторождения несколько отличались от наблюдаемых в верхних частях на 9-м и 11-м горизонтах. Здесь по результатам микротермометрических исследований авторами были зафиксированы те же генерации ПСФВ, которые были выявлены при микроструктурном анализе – субмеридиональной, СЗ и СВ ориентировок (см. рис 1., табл. 1). При этом последовательность образования и участия в процессе миграции флюидов данных систем выглядит следующим образом. Флюидные включения планарных систем субмеридиональной ориентировки характеризуются самыми высокими температурами гомогенизации $\sim 290\text{--}205^\circ\text{C}$. Данные микроструктуры способствовали созданию проницаемости массива горных пород при формировании как высокотемпературных метасоматитов ($360\text{--}260^\circ\text{C}$), так и в процессе предрудной гидрослюдизации ($260\text{--}200^\circ\text{C}$).

Следующий этап гидротермального процесса характеризуется практически совместным действием двух генераций ПСФВ СЗ и СВ простираний. Подобная ситуация с системами данных ориентировок наблюдалась на 9-м и 11-м горизонтах, но на 14-м горизонте эти микроструктуры захватили флюидные включения с гораздо меньшими значениями температур гомогенизации ~205-150°C.

Проведённая работа по изучению и анализу ПСФВ на различных глубинных уровнях месторождения Антей позволила сделать следующие выводы.

Гидротермальный процесс на месторождении Антей протекал в крайне неоднородном поле напряжений и деформаций, о чем свидетельствует большое количество разновозрастных систем микротрещин, выполненных вторичными флюидными включениями и отражающих различные этапы поступления флюидов в микротрещинное пространство. С помощью применения специальной методики микроструктурного анализа и микротермометрических исследований была установлена последовательность образования ПСФВ на разных глубинных уровнях месторождения. Установлено, что история формирования микротрещинных структур, участвовавших в процессе миграции флюидов на верхних (9-й, 11-й горизонты) и в нижних (14-й горизонт) частях месторождения различна. Этот факт доказывает проявление различных по характеру и направлению воздействия полей напряжений и деформаций на разных глубинных уровнях. Начальный этап миграции флюидов на верхних уровнях месторождения характеризовался участием субширотных микроструктур, тогда как в нижних частях на данном этапе важную роль играли микроструктуры субмеридионального простирания. Вполне возможно, что субширотные ПСФВ в нижних частях были уничтожены вследствие активного метасоматического преобразования пород, так как включений с более высокими температурами (~360-300°C), характерными для субширотной группы микротрещин первой генерации, там обнаружено не было (см. табл. 1).

Дальнейшее действие поля напряжений и деформаций на 9-м и 11-м горизонтах месторождения приводит к образованию двух систем микротрещин СЗ и СВ простирания, которые, наиболее вероятно, принимали совместное участие в процессе миграции флюидов. На 14-м горизонте в это время продолжает функционировать система субмеридиональной ориентировки, что подтверждается установленными температурами гомогенизации включений, входящих в ПСФВ.

Заключительный этап гидротермальной активности характеризуется самыми значительными различиями в ориентировке микротрещинных каналов на разных глубинных уровнях месторождения. В верхних частях формируются три новые генерации микротрещин субширотной, СЗ и субмеридиональной ориентировки. Такое количество микроструктур могло образоваться вследствие гидроразрыва. В нижних частях месторождения на рассматриваемом этапе формируются только СЗ и СВ микроструктуры.

Полученные данные могут лечь в основу подробной гидрогеодеформационной модели формирования месторождения Антей.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГЕМ РАН по теме «Развитие интегрированной системы для пространственно-временного моделирования рудных объектов и рудобразующих процессов на основе ГИС технологий».

1. Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: ГК «Геологоразведка». 2007. 260 с.
2. Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука. 1965. 124 с.
3. Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения // Современная тектонофизика: Методы и результаты. В 2-х т. Т. 2: Лекции. М.: ИФЗ РАН. 2011. С. 94-108.
4. Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика, № 2, 2015. С 33-46.
5. Lespinasse M. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? // Journal of Structural Geology. 1999. N 21. P. 1237-1243.

6. Lespinasse M., Désindes L., Fratzak P., Petrov V. Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust // J. Chemical Geology. 2005. N 223. P. 170-178.
7. Roedder E. Fluid Inclusions // Reviews in Mineralogy. 1984. N 12. 644 p.
8. Tuttle O.F. Structural petrology of planes of liquid inclusions. Journal of Geology 57. 1949. P. 331–356.

Особенности химического состава минералов группы лампрофиллита и кристаллическая структура высокофтористого баритолампрофиллита из агпаитовой дайки (Кандалакшский район, Кольский п-ов)

Филина М.И.¹, Аксенов С.М.¹, Сорохтина Н.В.¹, Когарко Л.Н.¹, Кононкова Н.Н.¹

¹Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, takimm@mail.ru

Изучена уникальная минеральная ассоциация агпаитовой дайки участка «Мохнатые Рога» (Ковдорская площадь, Кольский п-ов) (Акименко и др., 2014), в которой одними из породообразующих минералов выступают минералы гр. лампрофиллита (МГЛ). МГЛ кристаллизуются на протяжении всего времени образования дайки и формируют 3 генераций, отличающихся по химическому составу (табл.1) и морфологии. Лампрофиллит-I образован крупными зональными по составу призматическими кристаллами. Содержание SrO варьирует - от 8.5 до 12.57 мас.%. Центральные зоны кристаллов обогащены Sr по отношению к Ba в отношении до 2/1. Содержание BaO растет в краевых зонах - от 6.71 до 12.33 мас.%. Лампрофиллит-I характеризуется максимальным содержанием F - 3.22 и MgO - 1.63 мас. %. Содержание SiO₂ составляет 30.50 мас. % при минимальном количестве Al₂O₃ - 0.14 мас. %. Установлены следующие предельные концентрации примесных элементов: Nb₂O₅ - 0.78, Ta₂O₅ - 0.25, ZrO₂ - 0.41, ThO₂ - 0.24, UO₂ - 0.32 (мас. %). Лампрофиллит-II образует интерстициальные выделения и характеризуется уменьшением содержания Sr по отношению к Ba. Пределы вариаций содержаний (мас.%): SrO от 4.21 до 8.49, а BaO - от 10.57 до 16.08 (в краевых частях), F до 2.52 мас. %. Доля примесных компонентов в целом растет: MgO - 0.95, Nb₂O₅ - 1.05, Ta₂O₅ - 0.17, ZrO₂ - 0.42, UO₂ - 0.95, ThO₂ - 0.32, Al₂O₃ - 0.48 (мас. %).

Лампрофиллит-III формирует мелкие игольчатые кристаллы и их сростки, образуется совместно с поздней ассоциацией - кварц-органическими глобулами, Nb-рутилом, астрофиллитом, щербаковитом, карбонатами Mn, сульфидами, баритом. Содержание SrO варьирует от 5.17 до 5.54, BaO до 16.39, концентрация F падает до 1.2 мас. %. Концентрации примесных компонентов в целом уменьшаются, меняется их соотношение - содержание MgO уменьшается до 0.35 мас. %, с уменьшением Na₂O растет содержание K₂O до 3.11 мас. %, Zr, Ta, Th близки к пределу обнаружения, U не определяется. Растут FeO до 7.01, Nb₂O₅ до 1.63 мас.%.

Согласно вариациям химического состава, содержанию фтора и отношению Ba/Sr можно выделить четыре разновидности МГЛ (Rastsvetaeva et al., 2015). Если отношение Ba/Sr варьируется от 1.03 до 2.6, при содержании фтора ниже 2.31 - минерал относится к баритолампрофиллиту, при Ba/Sr от 0.4 до 0.88 и F > 2.38 мас. % такие фазы можно отнести к фторлампрофиллиту. При вариациях отношения Ba/Sr от 0.4 до 0.97 и содержании фтора ниже 2.33 мас. % - к лампрофиллиту, Ba/Sr - 1.08 и F > 2.43 мас. % - фторбаритолампрофиллиту. Методом монокристалльного рентгеноструктурного анализа изучена кристаллическая структура высокофтористого баритолампрофиллита из генерации I. Структура аналогична другим представителям группы лампрофиллита относящихся к типу I (2M - политип) (Rastsvetaeva et al., 2015) и, в частности, баритолампрофиллитам с высоким содержанием фтора (Азарова и др., 2004; Зайцев и др., 2002; Иванюк и др., 2002). Основные особенности состава и кристаллической структуры отражены в кристаллохимической формуле ($Z = 2$): $A(Ba_{0.36}Sr_{0.33}K_{0.18}Ca_{0.06}Na_{0.01})_2 [^{M1}Na_{1.0}^{M2}(Na_{0.75}Fe_{0.21}Mn_{0.04})_2 ^{M3}(Ti_{0.82}Mg_{0.16}Fe_{0.02})^X(F_{1.05}O_{0.52}OH_{0.43})] [^L Ti_2(Si_2O_7)_2 O_2]$, где квадратными скобками выделены основные фрагменты структуры - слой из реберносвязанных M(1-3)-октаэдров и гетерополиэдрическая сетка из L-пятивершинников и Si-диортогрупп. Основное отличие высокофтористого баритолампрофиллита от

собственно баритолампрофиллита заключается в существенном преобладании фтора в анионной X-позиции, расположенной в стыке трех октаэдров (двух М2-октаэдров и одного М3-октаэдра). Преобладанием фтора над ОН-группой и кислородом в анионной X-позиции делает изученный минерал потенциально новым представителем группы лампрофиллита - «фторбаритолампрофиллитом» (по аналогии с фторлампрофиллитом (Andrade et al., 2014). Идеализированная формула «фторбаритолампрофиллита» ($Z = 2$): $(\text{Ba}, \text{Sr})_2[(\text{Na}, \text{Fe})_3(\text{Ti}, \text{Mg})\text{F}_2][\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2]$.

Таблица 1. Представительные составы минералов группы лампрофиллита из агпаитовой дайки, мас. %.

Компо- нент	Генерация I			Генерация II			Генерация III
	C	I	R	C	I	R	
SiO ₂	29.85	29.7	29.69	29.98	29.4	29.79	27.63
TiO ₂	27.9	27.53	27.94	27.28	27.57	28.01	25.48
Al ₂ O ₃	0.18	0.18	0.17	0.25	0.2	0.35	0.39
FeO	4.59	4.33	4.82	5.2	4.71	5.14	6.23
MnO	0.77	0.71	0.87	0.87	0.91	0.65	0.4
MgO	1.24	1.17	0.95	0.76	0.71	0.58	0.35
CaO	0.96	0.91	1.02	0.86	0.96	0.79	0.54
Na ₂ O	9.91	9.98	9.72	9.36	9.51	8.32	8.61
K ₂ O	1.67	1.63	2.04	2.36	2.34	3.13	3.02
BaO	9.47	9.41	10.77	13.48	12.72	14.57	15.16
SrO	10.11	10.39	9.05	7.18	7.44	5.05	5.36
ZrO ₂	0.11	0.2	0.06	0.11	0.22	0.08	0.04
Nb ₂ O ₅	0.22	0.4	0.19	0.26	0.67	0.61	1.61
Ta ₂ O ₅	0.08	0.08	0.07	0.08	0.05	0.05	0.09
ThO ₂	0.06	0.01	0.01	0.01	0.09	0.02	0.07
UO ₂	0.01	Н.п.о.	Н.п.о.	0.24	Н.п.о.	0.6	Н.п.о.
F	2.29	2.24	2.14	2.02	2.03	2.01	1.68
Сумма	99.42	98.87	99.47	100.3 0	99.48	99.75	96.53
O=F	0.96	0.94	0.90	0.85	0.85	0.85	0.71
Сумма	98.46	97.93	98.57	99.45	98.63	98.90	95.82
Средние из X анализов	Σ12	Σ16	Σ6	Σ 5	Σ3	Σ4	Σ2

Примечание. C-центральная, R-краевая, I – промежуточная зоны зерен, Н.п.о. – ниже предела обнаружения. Состав минералов определен с помощью электронного микронзонда Cameca SX 100 в лаборатории ГЕОХИ РАН.

Последовательное формирование всех генераций МГЛ из агпаитовых в уч. «Мохнатые Рога» проходила в условиях быстрой кристаллизации без перерыва во времени, состав расплава менялся от высоко-натриевого и магниевого к высоко-калиевому и высоко-ниобиевому, содержание фтора и бария на всем протяжении оставались предельно высокими. Сравнение полученных и литературных данных по составу и свойствам минералов гр. лампрофиллита (Азарова и др., 2004; Зайцев и др., 2002; Иванюк и др., 2002; Чуканов и др., 2004) из месторождений мира показало, что в агпаитовых ассоциациях при относительно быстрой кристаллизации породы может сформироваться высокофтористый и

высокобариевый член этой группы минералов, который является потенциально новым минеральным видом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 13-17-30019 и СПРФ (грант № МК-4990.2014.5).

1. Акименко М. И., Когарко Л. Н., Сорохтина Н. В. и др. Новое проявление щелочного магматизма на Кольском полуострове, апатитовая дайка в Кандалакшском районе // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 458. № 2. С. 193.
2. Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Aksenov S.M. The crystal chemistry of lamprophyllite-related minerals // Eur. J. Mineral. 2015. (в печати)
3. Азарова Ю.В. Генезис и типохимизм минералов ряда лампрофиллит-баритолампрофиллит из комплекса Луяврит-малиньитов Хибинского массива // Новые данные о минералах. 2004. Вып. 39. С. 66.
4. Зайцев В.А., Когарко Л.Н. Составы минералов группы лампрофиллита из щелочных массивов мира // Геохимия. 2002. № 4. С. 355.
5. Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Пахомовский Я. А. Ковдор. // Апатиты. 2002. 320 с.
6. Andrade, M.B., Yang, H., Downs, R.T., et al. Fluorlamprophyllite, IMA 2013-102. CNMNC Newsletter No. 19, February 2014, page 166. // Mineral. Mag., 2014. Т. 78. С. 165-170.
7. Чуканов, Н. В., Моисеев М. М., Пеков И. В., и др. Набаритолампрофиллит $\text{Ba}(\text{Na},\text{Ba})\{\text{Na}_2\text{Ti}[\text{Ti}_2\text{O}_2\text{Si}_4\text{O}_{14}](\text{OH},\text{F})_2$ Новый слоистый титаносиликат группы лампрофиллита из щелочно-ульстраосновных массивов Инагли и Ковдор, Россия // ЗВМО. 2004. № 2. С. 59.

Новые данные о геологическом строении рудопроявления Озёрное Накынского кимберлитового поля Якутской алмазоносной провинции

Ходня М.С.¹, Ерёменко Е.Г.¹, Зарипов Н.Р.¹, Игнатов П.А.¹, Килижеков О.К.²

¹МГРИ-РГГРУ, г. Москва, volha48@mail.ru,

²АК «Алроса»

Накынское кимберлитовое поле входит в состав Средне-Мархинского алмазоносного района Якутской алмазоносной провинции (ЯАП), занимающей центральную часть Восточно-Сибирской платформы. В геологическом строении Накынского поля принимают участие терригенно-карбонатные породы кембрийского и ордовикского возрастов, вмещающие алмазоносные кимберлитовые трубки, дайковидные и жильные тела, а также дайки и силлы трапповой формации. Они перекрываются мезозой-кайнозойскими образованиями триасовой, юрской, меловой и четвертичной систем мощностью от 40 до 100 м и более. Рудопоявление участка Озерный представляет собой алмазоносную жилу с максимальной мощностью 2 м, СВ простиранием и протяженностью 80 м. Оно приурочено к Диагональному рудовмещающему разлому (Шмонов, 2015).

В настоящее время остро стоит вопрос обнаружения новых кимберлитовых тел в Накынском рудном поле. Для этих целей крайне важно уточнение геологического строения Накынского поля, заключающееся в анализе рудоконтролирующих структур и изучении флюиδοмагматических признаков. Предполагается обнаружение раздува вышеуказанного тела в связи с морфологией, положением силла габбро и установленными флюидизитовыми прожилками.

В результате изучения разрезов по трем глубоким скважинам СР-46, СР-46/3 и СР-47 были получены новые данные по геологии участка. На участке изучены разрезы кембрия и ордовика по трем указанным скважинам, пробуренным зимой 2014-2015 гг (около 1100 погонных метров керна). Так же в ходе работы было изучено порядка двадцати шлифов, взятых из флюидизитовых прожилков и силла габбро.

Особенностью геологического строения Озерного участка является наличие интрузий габбро в виде силлов. По имеющимся данным (Игнатов и др., 2015) серия силлов в породах ордовика и кембрия распространяется от Западного разлома вдоль Южного и Дьяхтарского нарушений и выклинивается на северо-восток. Вероятно, данный силл ответвляется от мощной дайки габбро Южного разлома. (рис. 1).

Линзовидно-плитообразный силл падает на юго-запад в сторону мощной дайки траппов, выполняющей Южный разлом. Установлено, что этот силл в районе кимберлитового тела Озерное имеет сложную нижнюю границу при неизменяющейся глубине залегания кровли. Так, в скв. СР-47 его стволовая мощность равна 42 м, в скв. СР-46/3 – 39 м, в скв. СР-46 – 18 м, а в скв. СР-39-19 его нет.

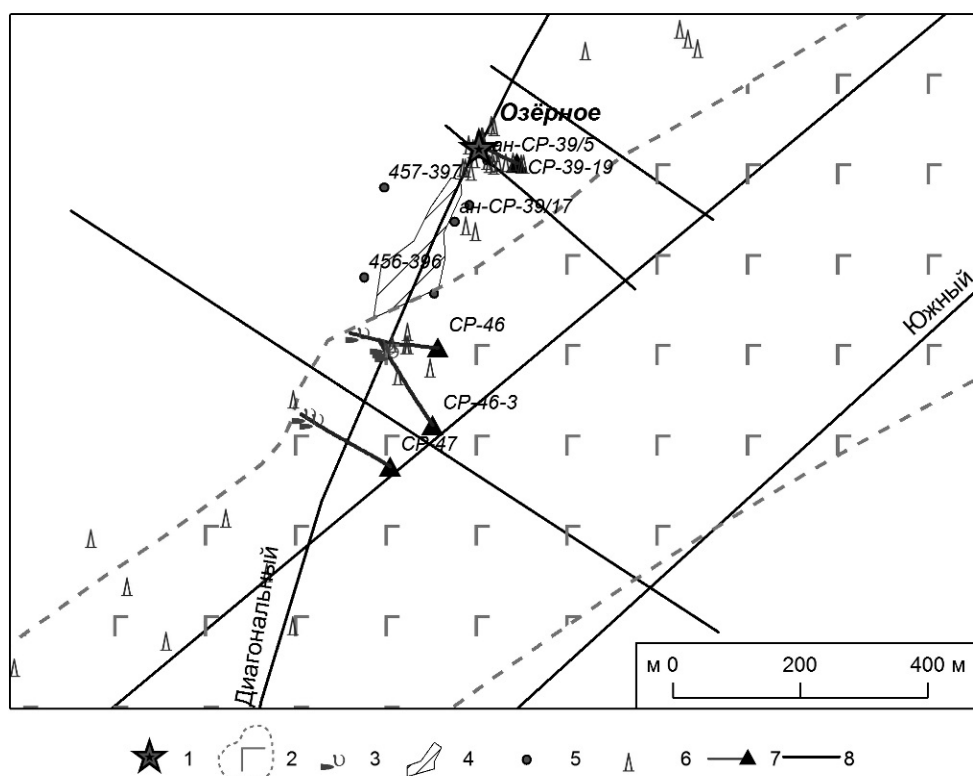


Рисунок 1 Структурный план рудопоявления Озёрное.

1- рудопоявление Озёрное; 2- ареал распространения силлов; 3- габбро-долериты; 4 - участок, где вероятен раздвиг кимберлитовой жилы; 5 - вертикальные скважины; 6 - флюидизитовые прожилки в керне; 7 - проекции наклонных скважин; 8 – разломы.

Следует отметить, что данные интерпретации малоглубинной сейсмики, проведенной геофизиками БГРЭ на участке Озёрном указывают на присутствие дайки основного состава. Они обнаруживают три линзовидных аномальных зоны в кососекающей к Южному разлому полосе. Самая юго-западная из них, вскрыта отмеченными глубокими наклонными скважинами. По результатам изучения керна скважин СР-47, СР-46/3 и СР-46 и прозрачных шлифов можно сделать вывод о том, что данная интрузия имеет форму силла (Игнатов и др., 2015).

То, что это силл, а не дайка, обосновывается следующим:

- линзовидно-плитообразной формой тела габбро;
- высокой степенью кристалличности интрузивных пород;
- большими размерами порфировых выделений в породах верхнего эндоконтакта по сравнению с габбро нижнего эндоконтакта;
- большей перекристаллизацией осадочных пород нижнего экзоконтакта, относительно верхнего;
- наличием примерно одного верхнего уровня габбро, вскрытого в скважинах одного азимута стволов СР-47 на глубине 389 м и в скв. СР-46 на 387 м при резких различиях нижней границы;
- согласный пологий контакт габбро и подстилающих доломитов, вскрытый в скв. СР-46 на глубине 405,7 м
- отсутствием существенных тектонических нарушений вдоль контактов габбро;
- наличием маломощных силлов габбро, вскрытых в скв. СР-46/3 в инт. 390 м и 412 м;

Наличие силлоподобной интрузии со сложным нижним контактом на данном участке, а также присутствие зоны разлома восток-северо-восточного простираения позволяет предположить раздвиг кимберлитовой жилы в направлении восток-северо-восток

(Рис.1). Участок предполагаемого раздува изучен слабо серией неглубоких (<100 м) скважин.

Особый интерес представляют флюидизитовые прожилки и брекчии, вскрытые в разрезе скв. СР-46, в которой по данным геологов МГРП на глубине 313-315 м было пересечение с кимберлитовой брекчией. Такие прожилки и брекчии вскрыты на глубинах 140, 150, 150,5, 217 и 261,5 м. Подтверждением кимберлитового состава подобных прожилков является диагностированные оливин и флогопит в прозрачных шлифах. Также важно отметить, что в прожилке с глубины 150,5 имеются песчаные зёрна кварца, ориентированные в одном направлении, параллельном границе прожилка, что свидетельствует о его внедрении.

В этой связи весьма важно подчеркнуть, что в скв. СР-46 имеется максимально большой для Озерного участка размах проявления кимберлитовых и похожих на них прожилков. Он достигает 52 м. Значит вполне вероятно наличие раздува мощности известного кимберлитового тела вблизи скв. СР-46.

Известно, что силл габбро, подобный вышеописанному послужил экраном для формирования силлоподобного раздува кимберлитов трубки Мир. В рассматриваемом Озерном участке вскрытые мощные силлы вполне могли служить направляющими экранами для прохождения флюидизированной кимберлитовой магмы, то есть отмеченные флюидизитовые прожилки могут являться слабым проявлением кимберлитового тела на глубине. Также важно отметить наличие диагонального разлома.

На основании этих факторов можно сделать вывод о вероятности выхода магмы в краевой части выклинивающихся силлов и раздува кимберлитовой жилы. Она расположена в оси Диагонального разлома между разрезами по скв. СР-46 и СР-39-19.

1 Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. Возможности локального прогноза кимберлитов и их кустов по косвенным признакам при поисках на закрытых территориях на примере Накынского поля Якутии. // Руды и металлы. №5. 2013. С 34-41.

2 Никулин И.И., Савко А.Д. Литология алмазоносных нижнеюрских отложений Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия). Труды научно-исследовательского института геологии ВГУ. Воронеж. 2009. 134 с.

3 Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005. 540 с.

4 Шмонов А.М. Геолого-структурные и минералого-геохимические признаки, присущие алмазоносным кимберлитовым телам дайково-жильного типа (на примере Накынского кимберлитового поля Якутии). Диссертация на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук. Москва. МГРИ-РГГРУ 2015.

Морфология и распределение сульфидных фаз в породах Йоко-Довыренского расслоенного массива. Метод рентгеновской компьютерной томографии.

Хомяк А.Н.¹, Арискин А.А.¹, Гилязетдинова Д.Р.¹, Корост Д.В.¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва ariskin@rambler.ru, khomyak.an@yandex.ru,
gilyazetdinova_91@mail.ru, dkorost@mail.ru

Эффективность массопереноса и накопления сульфидов при затвердевании мафит-ультрамафитовых интрузивов в значительной мере зависит от возможности смачивания сульфидной жидкостью зерен породообразующих силикатов и пористости вмещающей среды (проницаемости кумулуса). Эти соотношения “записаны” в морфологии сульфидных фаз и их распределении по объему пород. Получить эту информацию позволяют современные методы компьютерной рентгеновской томографии (Barnes et al. 2008). Они используют эффект ослабления рентгеновского поглощения при прохождении через образец, причем для разных минеральных фаз степень поглощения зависит от их плотности и эффективного атомного номера ($Z_{\text{эф}}$) (Корост, 2012) минералообразующих элементов. Таким образом, для высокоплотной сульфидной фазы появляется возможность определения формы, размера и степени связанности магматических сульфидов (Barnes et al. 2008). В этой работе представлены предварительные результаты макро- и микротомографических исследований для серии минерализованных габброноритов и ультрамафитов из Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье. Всего изучено 19 образцов размером от $\sim 2 \times 2 \times 2$ до $7 \times 7 \times 35$ см; разрешение при проведении измерений варьировало от 14 до 150 мкм. Анализ 3D-изображений позволил разделить сульфидные включения на три главных типа: (1) изолированные стяжения, (2) локально-связанные включения и (3) полностью связанные по всему объему.

Для изучения были выбраны породы с различной степенью минерализации; всего исследовалось пять типов (рис. 1): 1) Хромитсодержащий дунит с убогой сульфидной; минерализацией; 2) Минерализованные габбро-нориты верхней приконтактной зоны; 3) Густовкрапленные сульфиды габбро-диабазовой дайки; 4) Минерализованный лерцолит (сечетчатая руда) 5) Диопсидит с крупными кристаллами глиноземистой шпинели.

Следует отметить что в одной рентгеноконтрастной фазе с сульфидами выделяются и хромиты, который концентрируется в интерстициях, выполненных плагиоклазом. В настоящее время проводится поиск оптимальных режимов сканирования, которые позволят отделить хромит от сульфида.

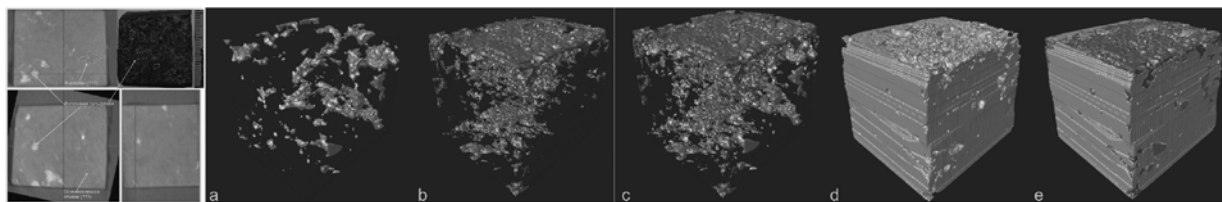


Рисунок 1. Примеры рентгеновских плотностных сечений по результатам макротомографии минерализованного габбронорита (слева) и стереологические модели фаз, выделенных в этом образце (наиболее светлые участки отвечают включениям сульфидной фазы).

1. Корост Д.В. Неоднородность строения терригенных коллекторов и типы структуры их пустотного пространства. 2012. Диссертация на соискание уч. степени канд. геол.-мин. Наук.
2. Barnes et al., Three-dimensional morphology of magmatic sulfides sheds light on ore formation and sulfide melt migration. 2008.

Изотопный состав серы сульфидов гидротермальных труб палеокурильщиков и продуктов их разрушения Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал)

Целуйко А.С.^{1,2}, Масленников В.В.^{2,1}, Аюпова Н.Р.^{2,1}, Садыков С.А.^{2,1}

¹Южно-Уральский Государственный Университет, филиал в г. Миассе, celyukoa@rambler.ru

²Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Одной из главных задач изучения колчеданных месторождений является определение источника серы и интерпретация её концентрирования. Вариации изотопного состава серы на современных и древних колчеданных залежах могут быть обусловлены изменениями физико-химических условий рудоотложения и вовлечением в систему серы, имеющей различное происхождение (Леин и др., 2003; Викентьев, 2004). Изотопные исследования серы сульфидов современных черных курильщиков принесли бесценную информацию не только об источниках вещества, но и об условиях эволюции гидротермальных труб черных курильщиков, формирующихся в различных геодинамических обстановках современных океанов (Богданов и др., 1997; 2015; Леин и др., 2004; Викентьев, 2004; Бортников, Викентьев, 2005; Bluth, Ohmoto, 1988 и др.). В последние десятилетия проведены многочисленные исследования изотопного состава серы на Урале и в других колчеданосных регионах. На Урале результаты изотопного состава серы активно использовались при сравнительном анализе колчеданных месторождений. Установлены зависимость изотопного состава серы от степени метаморфизма колчеданных месторождений, выявлены признаки нарастания количества легких изотопов серы по направлению к кровле типовой рудных залежи (Prokin, Buslaev, 1999). Гораздо меньше данных об изотопном составе серы сульфидов конкретных рудных фаций и, в частности, древних гидротермальных труб палеокурильщиков (Масленникова, Масленников, 2007) и продуктов их разрушения и придонного преобразования (Тесалина и др., 1998). Этими работами, на примере колчеданных месторождений Яман-Касы и Алексадринское установлены признаки донного фракционирования изотопов серы, отражающиеся в зональности гидротермальных труб и слоев сульфидных турбидитов. Однако, очевидно, что подобного рода исследования требуют продолжения на примере других рудно-формационных типов колчеданных месторождений, среди которых наименее изученными являются месторождения, залегающие на боннинит-базальтовом основании палеостровных дуг Южного Урала. К этому типу относится вскрытое карьером слабометаморфизованное Юбилейное медно-колчеданное месторождение, в рудах которого хорошо сохранились многочисленные фрагменты палеокурильщиков и продукты их разрушения – сульфидные брекчии турбидиты (Maslennikov et al., 2013).

Ранее установлено, что в целом изотопный состав серы руд Юбилейного месторождения варьирует в широких пределах: от -4,6 до +6,7 ‰. Для пирита характерны значения $\delta^{34}\text{S} = -3,8 - +5,6$ ‰, при среднем $\delta^{34}\text{S} = +1,8$ ‰. Более широкие вариации изотопного состава серы свойственны халькопириту ($\delta^{34}\text{S} = -1,9 - +6,7$ ‰, в среднем $\delta^{34}\text{S} = +2,1$ ‰). Сфалерит характеризуется еще более значительными вариациями $\delta^{34}\text{S}$ (от -4,6 – +6,6 ‰), при более легком среднем изотопном составе ($\delta^{34}\text{S} +1,3$ ‰) (Медноколчеданные ..., 1988).

Определение изотопного состава серы сульфидов Юбилейного месторождения проведено нами в Институте минералогии УрО РАН на масс-спектрометре DeltaPlusAdvantage производства фирмы ThermoFinnigan, сопряженным с элементным анализатором EAFlash 1112 с интерфейсом ConFloIII (аналитик Садыков С.А.). Погрешность анализа – 0,3‰. Результаты включают 67 анализов изотопного состава серы сульфидов донных рудных фаций: гидротермальных труб палеокурильщиков, продуктов их разрушения и придонного преобразования.

Для исследованных нами руд Юбилейного месторождения получены меньшие вариации изотопов серы, чем в предшествующих исследованиях: $\delta^{34}\text{S} = -0,25 - +4,28\text{‰}$. Среднее значение $\delta^{34}\text{S} = +1,64\text{‰}$ характерен для молодых колчеданообразующих систем, в которых сохранились неизменные базальты (Гричук, Леин, 1991; Halbach et al., 2003).

Единичное измерение изотопии серы биоморфных руд показывает для пирита $\delta^{34}\text{S} = +0,58\text{‰}$. Это значение попадает в интервал данных, полученных ранее по биоморфным сульфидным рудам Юбилейного месторождения (Малахов и др., 1974) и других колчеданных месторождений Урала, указывающие на участие гидротермального сероводорода в биоминерализации (Леин и др., 2004). Особняком стоят результаты, полученные для пирита из хлоритолитов ($\delta^{34}\text{S} = -0,25 - +0,44\text{‰}$).

Изотопный состав серы пирит-халькопиритовых труб варьирует незначительно ($\delta^{34}\text{S} = +2,02 - +2,06\text{‰}$). Более широкие, но равнозначные вариации изотопного состава серы имеют сульфиды сфалерит-пирит-халькопиритовых труб: пирит ($\delta^{34}\text{S} +0,49 - +2,77\text{‰}$); халькопирит ($\delta^{34}\text{S} +0,93 - +2,89\text{‰}$) и сфалерит ($\delta^{34}\text{S} +0,34 - +2,52\text{‰}$). Две проанализированные пирит-сфалеритовые трубы сильно отличаются друг от друга по изотопному составу серы: $\delta^{34}\text{S} = +0,34 - +0,73\text{‰}$ и $+1,44 - +2,46\text{‰}$. Изотопный состав серы пирита оболочек труб палеокурильщиков на 1–2 ‰ тяжелее по сравнению с сульфидами, запечатавшими каналы труб. Утяжеление изотопного состава серы в сульфидах внешних зонах труб может быть обусловлено вовлечением в минералообразование сульфатной серы из морской воды (Bluth, Ohmoto, 1988; Масленникова, Масленников, 2007). В оболочке труб Юбилейного месторождения практически отсутствует колломорфный и фрамбоидный пирит, обогащенные легким изотопом серы, которые выявлены, например, на Яман-Касинском месторождении уральского типа. Однако, в целом, изотопный состав серы сульфидов труб Юбилейного месторождения более легкий, по сравнению с сульфидами труб Александринского месторождений, относящегося к типу куроко (Масленникова, Масленников, 2007). Можно предполагать, что в последнем случае значительное участие в сульфидообразовании принимали процессы термохимической сульфатредукции или источником серы служили риолиты (Halbach et al., 2003).

Продукты разрушения палеокурильщиков и преобразования рудокластитов, незначительно, но все же отличаются по изотопному составу серы от гидротермальных труб в сторону увеличения количества анализов с максимально высокими значениями ($\delta^{34}\text{S}$ до $+3 - +3,8\text{‰}$) при отсутствии значений $\delta^{34}\text{S} < +1\text{‰}$. Максимально тяжелые изотопы серы ($\delta^{34}\text{S}$ от $+2,7$ до $+4,28\text{‰}$) установлены в пиритовых диагенитах, почти полностью утративших признаки рудокластического происхождения. В кровле одного из сульфидных слоев наблюдалось утяжеление изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$) по сравнению с подошвой на $1,2\text{‰}$. Нарастание роли тяжелого изотопа серы в ряду от гидротермальных труб к сульфидным диагенитам могло бы указывать на влияние морской воды на новообразование диагенетических сульфидов. Однако, механизм этого процесса, в отличие от термохимической сульфатредукции, установленной для оболочек гидротермальных труб, для слоистых сульфидных отложений пока не объяснен. Более того, полученные нами данные находятся в противоречии с ранее установленными фактами облегчения изотопного состава серы в кровле сульфидных турбидитов Александринского месторождения, относящегося к типу куроко (Тесалина и др., 1998).

Полученные данные показали перспективность привязки изотопных данных к определенным генетическим типам руд или минеральным фациям и микрофациям, и это направление исследований планируется развивать и дальше применительно к различным рудно-формационным типам колчеданных месторождений.

Работа выполнена при поддержке проекта 14-05-00630 РФФИ.

1. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное минералообразование в мировом океане // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.

2. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (15 – 40 с.ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: Геос. 2015. 256 с.
3. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Лисицын А.П. Закономерности формирования гидротермальных сульфидных залежей в осевых частях рифта Срединно-Атлантического хребта // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 5. С. 409-429.
4. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир. 2004. 322 с.
5. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб: Недра. 1992. 278 с.
6. Гричук Д.В., Леин А.Ю. Эволюция океанской гидротермальной системы и изотопный состав сульфидов // Доклады РАН. 1991. Т. 318. № 2. С. 422-425.
7. Леин А.Ю., Черкашев Г.А., Ульянов А.А. и др. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия. 2003. № 3. С. 304-328.
8. Леин А.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П., Ульянова Н.В., Зайков В.В., Спиро Б. Изотопы серы и углерода в пригидротермальных экосистемах “черных курильщиков” Уральского палеоокеана // Геохимия. 2004. N 7. С. 770–784.
9. Малахов А.А., Денисова Е.А. Изотопный состав серы пиритизированных окаменелостей из медноколчеданных месторождений Южного Урала // Доклады АН СССР. 1974. Т. 218. № 4. С. 934 – 937.
10. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург – Миасс: УрО РАН. 2007. 312 с.
11. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 239 с.
12. Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Урал). Миасс: ИМинУрО РАН, 1998. 228 с.
13. Bluth G.J., Ohmoto H. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11o and 13o N latitudes. Part II Sulfur isotopes // Canad. Mineral. 1988. V. 26. P. 505-515.
14. Halbach P.E., Fouquet Y., Herzig P. Mineralization and compositional patterns in deep-sea hydrothermal systems //Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal Systems./ eds. Halbach P, Tunnikliffe V., Hein J.R. P. Dahlem University Press. 2003. 86 – 122.
15. Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P. et al. Mineral and chemical peculiarities of vent chimneys from the Yubileynoye VMS deposit at the Early Devonian basalt-boninite basement of West Magnitogorsk arc, the Southern Urals, Russia // Proceedings of the 12 SGA Biennial Meeting. Uppsala. 2013. V. 4. P. 1512–1515.
16. Prokin V.A., Buslaev F.P. Massive copper-zinc sulfide deposits in the Ural // Ore Geol. Rev. 1999. № 14. P. 1-69.

Силикатно-карбонатная ликвация в щелочных магмах (на примере массива Рябиновый, Центральный Алдан)

Чайка И.Ф.¹

¹Институт Геологии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, ifc02@yandex.ru

Вопросы, связанные с изучением карбонатитовых расплавов, на сегодняшний день являются одними из самых обсуждаемых в сфере петрологии и магматогенного рудообразования. Карбонатитовые массивы нередко являются уникальными месторождениями таких полезных ископаемых, как редкоземельные металлы, стронций, ниобий и цирконий. При этом петрогенезис карбонатитов – далеко не решенная проблема. Существуют несколько гипотез образования карбонатитов: непосредственное выплавление из обогащенной карбонатами перидотитовой мантии, фракционная кристаллизация из карбонатизированной нефелиновой магмы, силикатно-карбонатная несмесимость (Дорошкевич, 2012).

В свою очередь, Центральный Алдан – крупная магматическая провинция, насчитывающая более 20 щелочно-основных массивов, среди которых – крупные месторождения золота и платины. Изучаемый нами Рябиновый массив, является месторождением золота порфирового типа. Как предполагается (Кочетков и др. 1989), Рябиновый массив внедрялся в 4 этапа. Калиевые пикриты (Шарыгин, 1993), минетты и сиенит-порфиры относятся к завершающему, 4 этапу (Кочетков и др. 1989); Максимов, 2010). Ранее нами изучалась петрография и особенности минерального состава этих пород, была частично прослежена эволюция силикатной части расплава (Чайка, 2015), и по нашим данным эти породы классифицируются как единая лампроитовая серия от оливин-диопсидовых и биотит-диопсид-оливиновых лампроитов, через минетты до сиенит-порфиров. Эта серия пород является объектом непосредственного изучения, и в ней присутствуют признаки карбонатно-силикатной ликвации – карбонатно-силикатные обособления (рис.1), о которых далее пойдет речь.

Петрографические особенности пород.

Оливин-диопсидовые и биотит-диопсид-оливиновые лампроиты – породы, состоящие из фенокристов оливина – 30%, мелких идиоморфных вкрапленников биотита и диопсида – 30% и 20% соответственно, ксеноморфного санидина (<20%). В качестве акцессорных минералов встречаются апатит (до 5%), баритоцелестин, титанит, анальцим (в санидине). Оливин большей частью замещен карбонатами и серпентином (автометасоматоз на поздних стадиях кристаллизации). Размер таких вкрапленников и псевдоморфоз – от 0,2 до 1 мм. Вкрапленники биотита размером 0,1-2 мм имеют форму пластин с гексагональным сечением. Диопсид представлен округлыми зернами размером 0,4-0,1 мм.

Минетты сложены биотитом во вкрапленниках (5-20%) и ксеноморфным санидином (60-90%). В некоторых образцах в большом количестве встречается карбонат – до 30%, магнетит (5-10%). В качестве акцессорных минералов – апатит, эгирин-авгит, пирит, барит, баритоцелестин. Размер вкрапленников биотита от 0,08 до 5 мм. В некоторых образцах они образуют директивные текстуры. Карбонат, если присутствует, то образует либо обособления неправильной формы размером до 1,5 мм, либо наряду с санидином составляет основную массу. Обособления карбоната в основной массе породы стоит рассматривать как один из основных признаков силикатно-карбонатной ликвации (Дорошкевич, 2012) и далее в работе будет приведено их подробное описание.

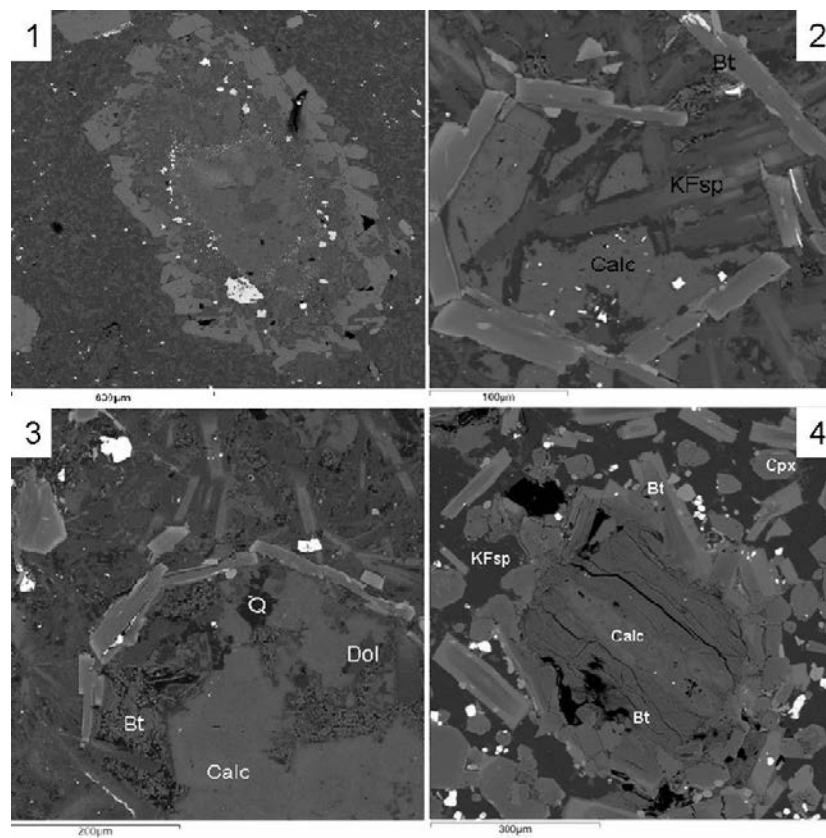


Рисунок 1. 1) общий вид обособления под электронным микроскопом 2) карбонат-калищпатовое обособление с неплотным прилеганием биотита 3) многокомпонентное обособление из минетты 4) обособление из диопсид-биотит-оливинового лампроита.

Сиенит-порфиры – породы, главным минералом в которых является *идиоморфный* калишпат, слагающий 70-85% всей породы. Как правило, структура такой породы равномернозернистая или порфировидная, текстура от массивной до трахитоидной. Размеры зерен и лейст калишпата – от 0,1 до 2 мм. Биотит слагает менее 15% породы, размер уплощенных зерен составляет 0,3-1,5 мм. В большом количестве встречается магнетит в виде мелких зерен (<0,1 мм), содержание его доходит до 15% породы в отдельных образцах. В заметном количестве (до 10-15%) в породах этого типа содержится карбонат, преимущественно – кальцит. Он ксеноморфной мелкозернистой массой заполняет интерстиции между другими минералами или же образует обособления, подобные тем, что встречаются в минеттах. В качестве второстепенных и акцессорных минералов встречаются: эгирин-авгит, апатит, рутил, ильменит.

Исследование карбонатно-силикатных обособлений

Для исследования карбонатно-силикатных обособлений с помощью электронной микроскопии были отобраны 5 образцов: две разновидности биотит-диопсид-оливинового лампроита, минетта и два образца сиенит-порфира. Исследования производились на электронно-сканирующем микроскопе TESCAN-Mira в обратно-рассеянных электронах с напряжением 20 кВ и током зонда 10 нА.

Для всех пород возникла проблема диагностики ликвационного карбоната от позднемагматического, гидротермального и псевдоморфоз по оливину и клинопироксену, которые в большом количестве содержались в лампроите. От позднемагматического карбоната обособления можно диагностировать по форме выделения (поздний карбонат в сиенитах заполняет интерстиции), от гидротермального – по наличию первичномагматических минералов (биотит, калишпат), от псевдоморфоз – по первичномагматическим минералам и кристаллографической форме псевдоморфоз.

В первом образце биотит-диопсид-оливинового лампроита, в котором преобладает биотит во вкрапленниках, обособления состоят главным образом из биотита (#Mg 73-81) и доломита. В подчиненном количестве встречаются авгит, кварц, баритоцелестин и хроммагнетит. По взаимоотношению биотита и доломита можно предположить, что первым из них кристаллизовался доломит. Биотит образует чешуйки до 10-20 мкм. Также были встречены кальцит-калишпатовые обособления. В них калишпат с более барий-содержащим ядром и низкобариевой периферией образует сростки удлинённых лейст, а кальцит заполняет интерстиции. Также встречаются зерна магнетита и халькопирит-пиритовые агрегаты. Подобные обособления с большим содержанием калишпата описаны в лампрофирах Чуйского комплекса (Горный Алтай) (Vasyukova, 2011). Таким образом, в биотит-диопсид-оливиновых лампроитах встречаются два типа обособлений: доломит-биотитовые и кальцит-калишпатовые. Сильные различия в их минеральном составе говорят, что это две разных генерации обособлений. Доломит-биотитовые образовались, скорее всего, на более ранних этапах эволюции, а кальцит-калишпатовые – на более поздних, когда расплав был обогащён K, и Al и обеднён Mg.

Во втором образце биотит-диопсид-оливинового лампроита обособления состоят из биотита (#Mg 75-80), и кальцита (рис.1). Кальцит заполняет середину обособления, кристаллизуясь после биотита, однако, есть проявления совместной кристаллизации биотита и кальцита. Также в составе обособлений присутствует хромит среднего состава Fe_2O_3 – 10%, Cr_2O_3 – 79% Al_2O_3 – 11%. При этом он отличается от среднего состава хромита из основной массы и оливинов: Fe_2O_3 – 11%, Cr_2O_3 – 72% Al_2O_3 – 17%.

В образце минетты встречены обособления (рис.1) «смешанного» состава: в них могут присутствовать одновременно кальцит, доломит, биотит (#Mg 70-75), калишпат. В подчиненном количестве содержатся: хлорит, кварц, магнетит и баритоцелестин. Эти обособления представляют, вероятно, промежуточный состав между доломит-биотитовыми и кальцит-калишпатовыми. Это также подтверждается тем, что магнезиальность биотита в них несколько ниже, чем в чисто доломит-биотитовых обособлениях лампроита. Кальцит и калишпат в них представлены сравнительно идиоморфными зернами и сростками, биотит ксеноморфный, мелкочешуйчатый (до 10 мкм), доломит ксеноморфный. В одном из обособлений встречен высоко-Th монацит.

В первом образце сиенит-порфира были обнаружены в основном обособления, окруженные резорбированным биотитом, нередко четко зональные по минеральному составу. Периферическая часть таких обособлений сложена мелкозернистым биотит-доломитовым агрегатом (биотит (#Mg 70-85) более идиоморфный, чем доломит), а центральная – кальцитом с интерстициальным хлоритом. На границе зон проходит каемка из зерен баритоцелестина и магнетита. Судя по высокой магнезиальности биотита, эти обособления образовались достаточно рано, в камерах кристаллизации, когда расплав отвечал лампроитовому составу. Об этом также свидетельствует доломит-биотит-баритоцелестинное включение в одной из лейст биотита (по времени вкрапленники биотита образовывались позже предполагаемой ликвации).

Во втором образце сиенит-порфира были встречены только кальцит-калишпатовые обособления, в которых кальцит более ксеноморфный, чем калишпат. В качестве аксессуарных минералов встречены апатит, магнетит, баритоцелестин. Особенности строения таких обособлений (обилие калишпата в области неплотного прилегания окружающих биотитовых лейст) (рис.1) позволяют вслед за (Васюкова, 2014) предположить, что в ряде случаев калишпат мог «инъецироваться» из силикатного матрикса, таким образом, состав карбонатной части приближается к чистому кальциту.

Для биотита и кальцита обособлений были установлены особенности химического состава в обособлениях различных пород.

Для биотита рассматривались вариации и корреляция магнезиальности и содержания TiO_2 в обособлениях и в ядре вкрапленников силикатной части породы. Полученные данные (рис.2) позволяют судить о том, что большая часть биотитсодержащих

обособлений образовалась на ранних этапах кристаллизации лампроитовой магмы, так как магнезиальность биотита в обособлениях совпадает с магнезиальностью ядер вкрапленников. При этом в силикатную часть расплава уходил Ti, заметно повышаясь к поздним этапам, а карбонатно-силикатная часть была обеднена Ti.

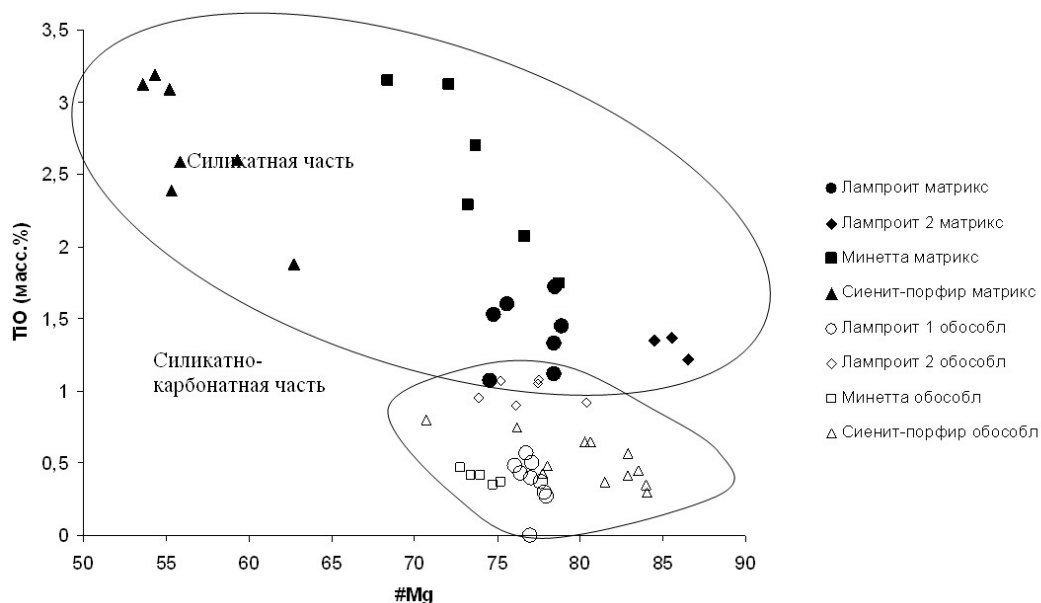


Рисунок 2. Сравнение магнезиальности и содержания TiO_2 в ядрах вкрапленников в матрикс пород и в обособлениях.

В кальците обособлений изучалось содержание SrO. В кальците из обособлений в первом образце лампроита (наиболее магнезиальном), содержание SrO достигает до 1,9%. При этом в кальците более поздних обособлений, SrO почти не определялся прибором. Вместе с этим в обособлениях часто присутствует баритоцелестин, и это объясняет отсутствие Sr в кальците. Таким образом, можно сделать вывод, что несмотря на отсутствие Sr в кальците большинства обособлений, карбонатно-силикатная часть расплава была обогащена этим элементом.

Основываясь на проделанной работе, можно сделать следующие выводы:

1. Карбонатно-силикатная ликвация может происходить на самых ранних этапах эволюции лампроитовой магмы, в начале кристаллизации хромшпинелидов и ранних магнезиальных силикатов.

2. Состав обогащенной карбонатом части расплава может изменяться от существенно силикатного до почти целиком карбонатного. Минеральные ассоциации сменяются следующим образом:

а Биотит + кальцит + хромит ± авгит

б Биотит + доломит + кальцит + (калишпат) + баритоцелестин ± хлорит ± кварц ± апатит.

Кальцит ± калишпат + магнетит ± сульфиды ± апатит.

3. Отделяемая карбонатная часть обогащена SrO и BaO, а также REE.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №15-17-20036).

1. Васюкова Е.А. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук // Новосибирск. 2014. 16 с.
2. Дорошкевич А.Г., Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексов Западного Забайкалья. Диссертация на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук. 2012.
3. Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.В., Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. 1989. С.79-109.

4. Максимов Е.П., Уютлов В.И., Никитин В.М., Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т.29. №2. С.6.
5. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2008.
6. Чайка И.Ф., Эволюция минерального состава высококалийных даек массива Рябиновый (Центральный Алдан) // Вопросы естествознания. 2015. №4(8). С.136-139.
7. Шарыгин В.В. Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (ц. Алдан) // Геология и геофизика. 1993. №4. С.60-70.
8. E.A. Vasyukova , A.E. Izokh , A.S. Borisenko, G.G. Pavlova, V.P. Sukhorukov ,Tran Tuan Anh, Early Mesozoic lamprophyres in Gorny Altai: petrology and age boundaries // Russian Geology and Geophysics. 2011.

Трансформация ландшафтов в старых районах угледобычи (на примере Подмосковского бурогоугольного бассейна)

Шарапова А.В.¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Географ. ф-т, Москва, avsharapova@mail.ru

Угледобыча – одна из отраслей промышленности, где экологические проблемы стоят наиболее остро. В процессе добычи угля нарушаются инженерно-геологические и гидрогеологические условия территорий, происходит загрязнение почв, поверхностных и грунтовых вод. Значительные объемы горных пород, извлекаемых в ходе добычи угля, большие площади сельскохозяйственных земель, вовлекаемые в горное производство, а также комплексное воздействие, оказываемое на все элементы ландшафта, создают условия для формирования особых техногенно-трансформированных природных территориальных комплексов. Такие комплексы распространены в лесостепной зоне Тульской области и приурочены к территории Подмосковского бурогоугольного бассейна (ПБУБ).

Интенсивное освоение ПБУБ началось в 30-е годы XX века и было обусловлено расположением его в урбанизированном и промышленном центре России. Максимальные объемы добычи угля были достигнуты в 50-60-е годы, однако в начале 21 века практически все угледобывающие предприятия Тульской области были закрыты. Всего на территории ПБУБ эксплуатировалось около 180 шахт, технология функционирования которых предполагала формирование терриконов – конических отвалов отработанной породы. В каждом из терриконов содержится от 300 до 600 тыс. м³ токсичных кислых пиритсодержащих отходов; общий объем углесодержащих горных пород в терриконах достигает 100 млн. м³. Формирование терриконов и их последующее развитие привело к изъятию в Тульской области около 1000 га пахотных земель. В большинстве случаев рекультивация отвалов не осуществлялась.

В старых районах угледобычи основное воздействие связано с процессами посттехногенной геохимической трансформации породных отвалов. Формируются новые природно-техногенные геохимические структуры. В основе изменений лежит окислительная трансформация восстановленных веществ, направление и степень выраженности которой обусловлены природными условиями территорий. Попадая в природные системы, техногенные вещества оказывают влияние на протекание природных геохимических процессов и способствуют формированию новых типов элементарных ландшафтов.

Для прогноза изменения ландшафтов в будущем необходимо проведение комплексной характеристики окислительно-восстановительного (ОВ) состояния техногенно-трансформированных почв в районах угледобычи с учетом как химических, так и биохимических процессов

Целью исследований являлась оценка окислительно-восстановительного состояния почв природных и природно-техногенных ландшафтов в зоне влияния терриконов угольных шахт Подмосковского бурогоугольного бассейна. Для характеристики окислительно-восстановительного состояния почв районов угледобычи разработана и применена система показателей, учитывающая параметры химического и биохимического окислительного состояния. Оценка химического окислительно-восстановительного состояния основывается на прямом определении абсолютных величин поступления техногенных восстановленных веществ (элементов-маркеров) и соотношением их окисленных и восстановленных форм. Определение биохимического окислительно-восстановительного состояния проведено с использованием параметров, учитывающих механизмы окисления в естественных условиях под действием микробиологических

процессов. В качестве прямого показателя биохимической окислительной способности впервые использован параметр биологического потребления кислорода в почвах (БПК).

По результатам проведенных исследований установлено, что степень биохимического окисления определяется ландшафтно-геохимическими условиями функционирования микробоценоза, наличием органического вещества, доступного к биохимическому окислению и степенью техногенного воздействия. В почвах природно-техногенных ландшафтов биохимическое окисление протекает медленнее по сравнению с фоновыми участками, сезонный максимум биохимического окисления смещается на вторую половину вегетационного периода. Лабораторное моделирование показало, что для техногенных органических восстановленных соединений характерно более интенсивное химическое окисление и более низкое биохимическое окисление по сравнению с минеральными соединениями.

Окислительно-восстановительное состояние природных черноземов выщелоченных характеризуется низкой общей антиоксидантной емкостью (20-40%) и высокой (0,09%), уменьшающейся с глубиной до низкой (0,02%), биохимической антиоксидантной емкостью. Для лугово-черноземных почв свойственна средняя общая антиоксидантная емкость (50-65%) при высокой, характерной для всего почвенного профиля, биохимической антиоксидантной емкости (0,2-0,4%).

Техногенные субстраты отличаются высокой общей антиоксидантной емкостью (80-95%) и очень низкой биохимической антиоксидантной емкостью (0-0,003%). Для всей толщи субстрата характерно высокое содержание восстановленных форм элементов-маркеров и суммарного содержания потенциально окисляемых восстановителей.

Для дерновых слаборазвитых почв, сформированных на техногенном делювии, характерна высокая общая антиоксидантная емкость (80-90%), выраженная как в наносе, так и в горизонтах погребенной почвы. Значения биохимической антиоксидантной емкости в толще техногенного делювия низкие (0,001-0,02%), в погребенной почве они выше – 0,03-0,04%. По сумме потенциально окисляемых восстановителей выявлена конвергенция техногенного делювия и погребенного гумусово-аккумулятивного горизонта.

Техногенный пролювий и погребенные почвы характеризуются средней общей антиоксидантной емкостью (60-70%); биохимическая антиоксидантная емкость в наносах средняя (0,02%), а в погребенных почвах – высокая, сходная с природными аналогами.

На основе комплексного анализа полученных данных с применением статистической обработки выполнена типизация ОВ состояния почв районов угледобычи с выделением шести типов, характеризующихся определенным сочетанием параметров химической и биохимической окислительной способности.

Геохимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Южная Якутия) и прогноз золото-медно-порфирового оруденения

Шатова Н.В.¹

¹ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, shatova_nadejda88@list.ru

Проявления щелочного интрузивного магматизма мезозойского возраста имеют очень важное значение для металлогении Центральной части Алданского щита, так как с ними в регионе связано формирование многочисленных мезотермальных месторождений золота различных геолого-промышленных типов – золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого, золото-медно-порфирового, золото-уранового, золото-молибден-уранового и золото-малосульфидного. Среди них, выделяются, прежде всего, золоторудные месторождения Куранахской группы, а также Лебединое, Гора Рудная, Рябиновое, Лунное, Самолазовское, Гарбузовское, Джекондинское, Гольцовое, Томмотское, Высокое и золото-урановые и золото-молибден-урановые месторождения Эльконского рудного узла, определяющие все вместе современное состояние минерально-сырьевой базы золота Центрально-Алданского района.

Систематическое изучение щелочных магматических пород Центральной части Алданского щита и связанного с ними золотого оруденения началось в 20-30-х годах прошлого столетия работами В.Н. Зверева, А.П. Бахвалова, Ю.А. Билибина, Р.В. Нифонтова, В.И. Серпухова и других. Однако пик в их изучении приходится на 40-60-е годы прошлого столетия, когда на основе обстоятельных минералого-петрографических и петрохимических исследований пород отдельных массивов - Томмотского, Ыллымахского, Якутского, Юхухтинского, Инаглинского, Рябинового и других - Ю.А. Билибиным (1941, 1958) была выделена так называемая «*петрографическая провинция щелочных пород*» Алданского щита. В последствие это обстоятельство сыграло решающую роль в прогнозировании и открытии на территории района новых золоторудных объектов, связанных с процессом внедрения и длительного становления высококалийных щелочных интрузий мезозойского возраста.

Рябиновый сиенитовый массив (рис. 1) является одним из типичных представителей этой «*петрографической провинции щелочных пород*» Алданского щита. К северо-восточной эндоконтактовой части Рябинового массива приурочено одноименное золоторудное месторождение, рудные тела которого отличаются прожилково-вкрапленным характером проявления золоторудной минерализации порфирового типа. Исследованиями Е.П. Максимова, В.А. Подкопаева, Л.М. Реутова, А.Н. Угрюмова, А.Р. Энтина, Т.В. Билибиной, А.Д. Дашковой, В.К. Титова, В.В. Зайцева, А.Я. Кочеткова, А.А. Ким, В.И. Уютова, Г.П. Дворника и других геологов была доказана многофазность формирования Рябинового массива, показана контрастность состава магматических пород, участвующих в его строении, установлена разнофациальность околорудных метасоматитов, контролирующих размещение золоторудной минерализации Рябинового месторождения, проявленной в пределах двух рудоносных участков – Мусковитового и Нового.

Однако, несмотря на высокую изученность территории Рябинового рудного поля ряд принципиальных вопросов, касающихся возраста, минералого-петрографической и петрогеохимической характеристики магматических пород и метасоматитов Рябинового сиенитового массива остается до сих пор не до конца исследованным. Среди них – возраст магматической кристаллизации пород алданского и тобукского комплексов, возраст формирования брекчиевых образований и их роль в процессе рудообразования, недостаточная изученность особенностей строения гидротермально-метасоматической зональности рудного поля, её соотношение с рудно-геохимической зональностью и оценка

уровня эрозионного среза их отдельных звеньев, необходимость усовершенствования существующих критериев прогноза золотого оруденения.

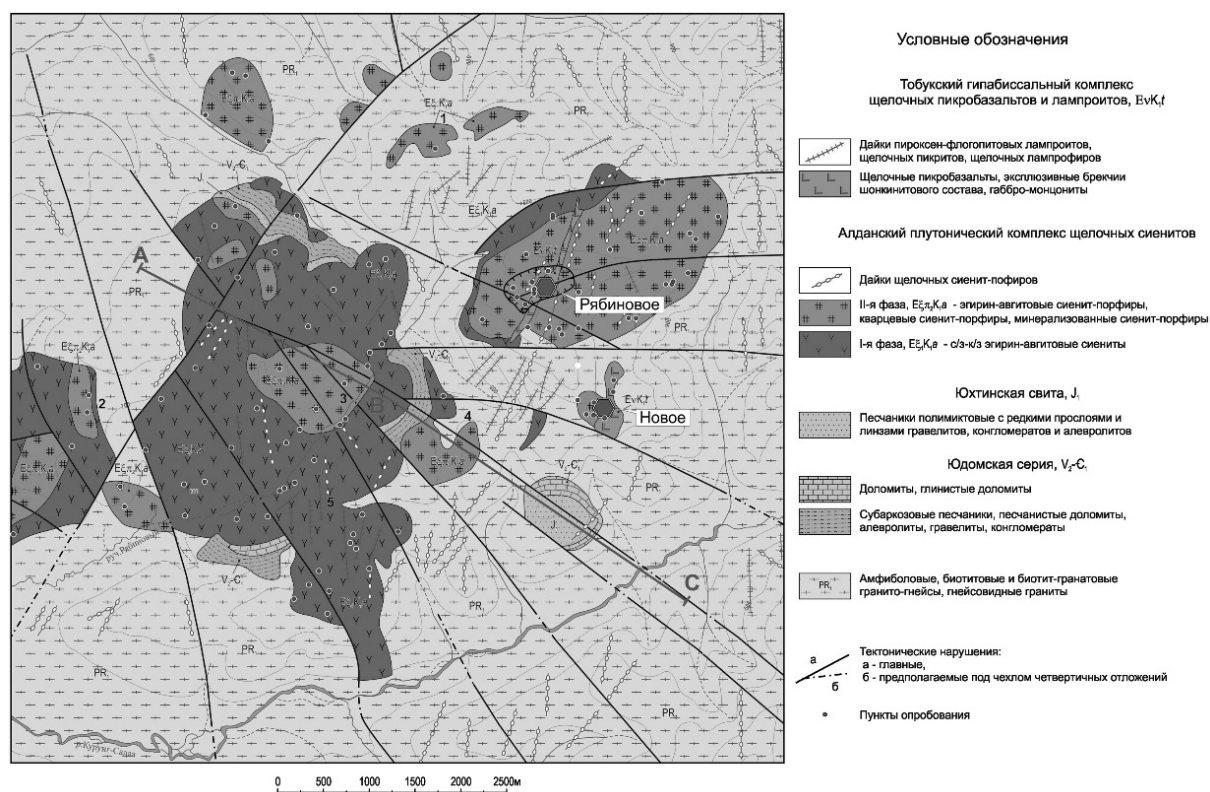


Рисунок 1. Геологическая карта Рябинового рудного поля.

Результаты проведенных петрографо-геохимических и изотопно-геохронологических исследований щелочных интрузивных пород и метасоматитов Рябинового рудного поля позволили сделать ряд следующих выводов.

1. В результате проведенных исследований осуществлена вещественная (классификационная) идентификация магматических пород Рябинового рудного поля и показано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит высококалиевым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и кварцевым сиенитам (Петрографический кодекс, 2008), характеризующимся ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Ba и Sr. Факты преобладания в строении массива нефелиновых сиенитов, на что указывалось в целом ряде публикаций (Кочетков и др., 1983, 1989, 2006), не нашли своего подтверждения. По мнению этих авторов, нефелин в породах массива подвергся почти полному замещению мусковитом и сохранился только на отдельных участках пород. Однако по материалам проведенного исследования мусковитизация и серицитизация проявлены на площади Рябинового массива исключительно локально и, главным образом, в пределах штока Рябинового месторождения. В основном теле интрузии мусковит и серицит, развивающиеся по альбитизированным фрагментам ортоклаза, в сумме редко достигают содержаний в 2-3%. При этом ни в одном из 404 изученных шлифов нефелин не был встречен, что также подтверждается микрозондовыми исследованиями.

2. В строении Рябинового массива по вещественным и структурно-текстурным особенностям выделяется две группы магматических пород: *первая группа*, преобладающая по объему, представлена эгирин-авгитовыми щелочнополевошпатовыми сиенитами, сиенит-порфирами и кварцевыми сиенитами алданского плутонического комплекса и *вторая группа*, имеющая подчиненное значение, представлена щелочными габброидами, флогопит-пироксеновыми лампрофирами (минеттами) и эруптивными брекчиями с

лампрофировым цементом (Alan R. Woolley, 1996), относящимся к тобукскому гипабиссальному комплексу.

3. Изучение гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля показало, что процесс внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива сопровождался формированием гидротермально-метасоматической зональности плутогенного типа, выраженной во внутренних частях массива ореолами *эгириновых фельдшпатитов и гумбеитов*, а в околоинтрузивном пространстве - приконтактовыми ореолами *скарнирования, фенитизации и пропилитизации*.

4. Перечисленные выше ореолы ГМ-изменений, связанные с процессом внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива, характеризуются различной геохимической специализацией. *Гумбеиты* или гидротермалиты кварц-калишпат-серицит-карбонатного состава, как наиболее приближенные по времени к процессу рудообразования, отличаются ярко выраженным накоплением Au, Ag, Cu, Mo, Bi и в меньшей степени Ba, Pb, Sb и As. *Скарны* и *пропилиты* характеризуются многократным (сверх фоновых значений) накоплением Li, а также Sr, Ba, некоторых сидерофильных (Co, Ni, Cr Mn, Ti) и редкоземельных элементов (особенно MREE и HREE). *Эгириновые фельдшпатиты*, наиболее масштабно проявившиеся внутри самой интрузии, по сравнению с близкими им по составу *фенитами*, получившими развитие в ореоле контактового воздействия Рябинового сиенитового массива, отличаются незначительным накоплением Au, Ag, Cu, V, Zr и Hf при существенном выносе из среды минералообразования Nb, Ta, U, Th, Be, Sn, Pb, Y и всех трех групп редкоземельных элементов (LREE, MREE, HREE), тогда как приконтактовая *фенитизация*, наоборот, характеризуется многократным (сверх фоновых значений) накоплением этих элементов (Nb, Ta, U, Th, Be, Sn, Pb, Y) и особенно сильно - средних и тяжелых редких земель (MREE, HREE), что свидетельствует о глубокой взаимосвязи и взаимообусловленности на геохимическом уровне процессов минералообразования, протекавших во *внутриинтрузивной* и околоинтрузивной зонах на ранне-посткристаллизационной стадии становления Рябинового сиенитового массива.

5. Выявленные элементы строения аномального геохимического поля во многом унаследуют закономерности строения гидротермально-метасоматической зональности с концентрически-зональным, как и у ГМ-зональности, трендом в распределении положительных геохимических ореолов. Ядро этой зональности в пределах интрузии слагают AuAgCuBi и BaMo ореолы, связанные с проявлением здесь гумбеитов, а ее периферию – в приконтактовой области массива среди вмещающих пород докембрия – положительные геохимические ореолы NbZrYUTh, REE, CoNiCr и SbHgAs составов, что обусловлено проявлением здесь процессов фенитизации и скарнирования и сменяющих их во времени процесса пропилитизации.

6. Процесс рудообразования на месторождениях шел на фоне интенсивной калишпатизации и привноса в среду минералообразования калия (до 12-14%). То есть высококалиевый характер щелочной специализации пород самого сиенитового массива хорошо согласуются с высококалиевой специализацией *гумбеитовых* гидротермалитов, контролирующих размещение Au-Cu-порфировой прожилково-вкрапленной рудной минерализации.

7. Ореолы гумбеитов в совокупности с положительными аномалиями AuAgCuBi и BaMo составов могут быть использованы в качестве критериев прогнозирования золото-медно-порфировой рудной минерализации в пределах Рябинового рудного поля. Именно с проявлением *гумбеитизации* на Мусковитовом и Новом участках Рябинового месторождения связано формирование золото-медно-порфировой рудной минерализации.

8. Впервые на основе использования трех независимых геохронометров - U-Pb, Rb-Sr и Re-Os осуществлено изотопное датирование щелочных магматических пород, брекчиевых образований, околорудных метасоматитов и золото-сульфидной минерализации Рябинового месторождения. Показано, что основная масса пород

Рябинового массива была сформирована в интервале 130-147 млн. лет назад, а околорудных метасоматитов и рудной минерализации – в интервале 129-130 млн. лет.

9. Полученные петрографо-геохимические и изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о единстве и глубокой взаимосвязи процессов магматизма и гидротермальной деятельности, проявившихся в пределах щелочно-сиенитового Рябинового массива и связанного с ним одноименного золото-медно-порфирового месторождения. Для всей совокупности изученных образцов отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составило 0.705, а $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – 0.444. Это свидетельствует о том, что в процессе формирования ультракалиевых щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового рудного поля происходило смешение изотопных характеристик мантийного и корового вещества, то есть имело место активное мантийно-коровое взаимодействие. Это также указывает на то, что выявленная в пределах рудного поля гидротермально-метасоматическая зональность и Au-Cu рудная минерализация Рябинового месторождения парагенетически связаны друг с другом и были обусловлены процессом внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива.

10. В итоге, для территории Рябинового рудного поля были получены новые данные, касающиеся, прежде всего, фациальной и формационно-генетической принадлежности ГМ-образований, оценки уровня эрозионного среза рудоформирующей плутогенной гидротермально-метасоматической системы и петрогеохимической специализации околорудных и площадных ГМ-изменений. Все это позволило сделать выводы прогнозно-поискового характера и провести прогнозно-минерагенический анализ, нацеленный на обнаружение на территории рудного поля скрытого, не выходящего на дневную поверхность, жильно-штокверкового оруденения золото-медно-порфирового типа.

1. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.- Л.: Изд-во АН СССР. 1941.
2. Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. М. Л., Госгеолтехиздат. 1947. 240 с.
3. Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Избр. Труды . Т. I. М. Л. Изд-во АН СССР. 1958. С. 264-432.
4. Кочетков А.Я., Пахомов В. Н., Попов А. Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан). Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск. Наука. 1989. С. 79-110.
5. Петрографический кодекс. Ред. Богатиков О.А., Петров О.В., Шарпенко Л.Н. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2008. 194 с.
6. Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия), СПб, Региональная геология и металлогения №51. 2012 С. 62-78.
7. Alan R. Woolley and others Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the calcsilitig, mililic, and the leucitic rock The Canndian Mineralogist 1996. V. 34. p. 175-186.

Особенности поведения халькофильных элементов в толеитовых магмах района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика)

Шишкина Т.А.¹, Портнягин М.В.¹, Мигдисова Н.А.¹, Сущевская Н.М.¹

¹ГЕОХИ РАН, г. Москва, t.shishkina@geokhi.ru

Группа халькофильных элементов включает в себя ряд ценных рудообразующих металлов, таких как Cu, Ag, Au, Zn, As, Sb, Tl, Bi, Pb. Поведение этих элементов в магматических процессах определяется их сродством к сульфидной фазе и, вследствие этого, зависит от ряда факторов, определяющих стабильность сульфидов, таких как окислительно-восстановительные условия, температура, давление, содержание серы в магмах. Таким образом, изучение концентраций и поведения халькофильных элементов в природных магмах может помочь в определении состава и типа магматического источника, а также в восстановлении условий плавления и эволюции магм.

Однако изучение поведения в магматических процессах таких важных рудных элементов, как Au и Ag, было затруднено в связи с их низкими концентрациями в силикатных расплавах (первые мг/т – десятки мг/т). Но в последнее время благодаря развитию высокоточных локальных методов, например, масс-спектрометрии с лазерной абляцией, стало возможным проводить определение концентраций халькофильных элементов, в том числе Au и Ag в природных магмах, представленных закалочными стеклами или расплавленными включениями в минералах. Систематическое изучение содержания и поведения халькофильных элементов в магмах из различных геодинамических обстановок может стать дополнительным подходом для определения условий плавления и эволюции магм и восстановления состава магматического источника.

В данной работе представлены результаты систематического изучения содержаний халькофильных элементов в океанических толеитах из района тройного сочленения Буве (ТСБ) в Южной Атлантике, которое является уникальным объектом для исследования геологии и геохимии магматизма океанов. Район ТСБ представляет собой комплексную геодинамическую обстановку: тройное сочленение океанических хребтов Срединно-Атлантического (САХ), Американо-Антарктического (АмАХ) и Юго-Западного Индийского (ЮЗИХ) осложнено присутствием горячих точек Буве и Шона. Вследствие длительной истории развития в условиях сложной геодинамической обстановки в районе ТСБ сформировался комплекс магматических пород с гетерогенным составом магм и их источников.

В ряде работ были проведены детальные и систематические исследования петрографии, минералогии и геохимии редких элементов и изотопных отношений в магмах ТСБ (Сущевская и др., 1999, 2003; Мигдисова, 2012), но вопрос о степени и характере влияния горячих точек на рифтовый магматизм в районе ТСБ до сих пор остается дискуссионным. В настоящей работе этот вопрос рассматривается на основании новых данных о содержании халькофильных элементов в закалочных стеклах пород ТСБ.

В настоящей работе были определены содержания халькофильных элементов (Cu, Ag, Au, Zn, As, Sb, Tl, Bi) в представительной коллекции закалочных стекол, драгированных с океанического дна из разных участков района ТСБ: хребет Шписс (располагающийся над горячей точкой Буве), гора Шона, сегменты ЮЗИХ и САХ, прилегающие к ТСБ. Изученные образцы представляют собой диапазон составов от базальтов до дацитов (47 - 59 мас.% SiO₂; 8.5 – 1.5 мас.% MgO), в которых ранее было детально изучено содержание главных и рассеянных литофильных элементов и изотопные отношения (Мигдисова, 2012).

Концентрации халькофильных элементов в закалочных стеклах были определены с использованием специально разработанной методики высокоточного анализа методом LA-ICP-MS. Измерения проводились в Институте наук о Земле при университете им. Христиана Альбрехта (г. Киль, ФРГ) на приборе Agilent 7500s, совмещенном с 193 нм Nd-

УАГ эксимерным лазером фирмы Coherent в системе GEOLAS Pro. Благодаря тщательному подбору настроек прибора, например, длительные времена измерения фона, использование лазерного пучка диаметром 160 микрон, добавка водорода в несущий газ, мониторинг наложения комплексных ионов с использованием специальных стандартов, были достигнуты устойчивая воспроизводимость анализа и низкий порог обнаружения элементов (менее 0.5 мг/г).

В результате аналитических исследований были определены следующие диапазоны концентраций халькофильных элементов в стеклах из района ТСБ: 7 – 86 г/г Cu, 12 – 31 мг/г Ag, 0.1 – 0.8 мг/г Au, 81–182 г/г Zn, 0.1–1.5 г/г As, 0.02 – 0.11 г/г Sb, 0.01 – 0.13 г/г Tl, 0.01 – 0.06 г/г Bi.

В магмах из разных участков ТСБ (хребет Шписс, г. Шона, сегменты САХ, ЮЗИХ) содержания Zn, Sb, As, Pb, Tl, Bi, а также Au являются сходными. Однако отмечаются повышенные содержания Cu и Ag при одинаковом содержании MgO в расплаве в некоторых образцах, относящихся к хребту Шписс и горе Шона, по сравнению с другими участками ТСБ и прилегающими сегментами ЮЗИХ и САХ (Рис. 1 а, б). Эти наблюдения подтверждают геохимическую обогащенность расплавов, относящихся к хребту Шписс и г. Шона, которые являются участками проявления магматизма горячих точек Буве и Шона, соответственно, а также общую гетерогенность источников расплавов в районе ТСБ, которые были выявлены ранее на основании исследования содержаний редких элементов и изотопных данных (Мигдисова, 2012).

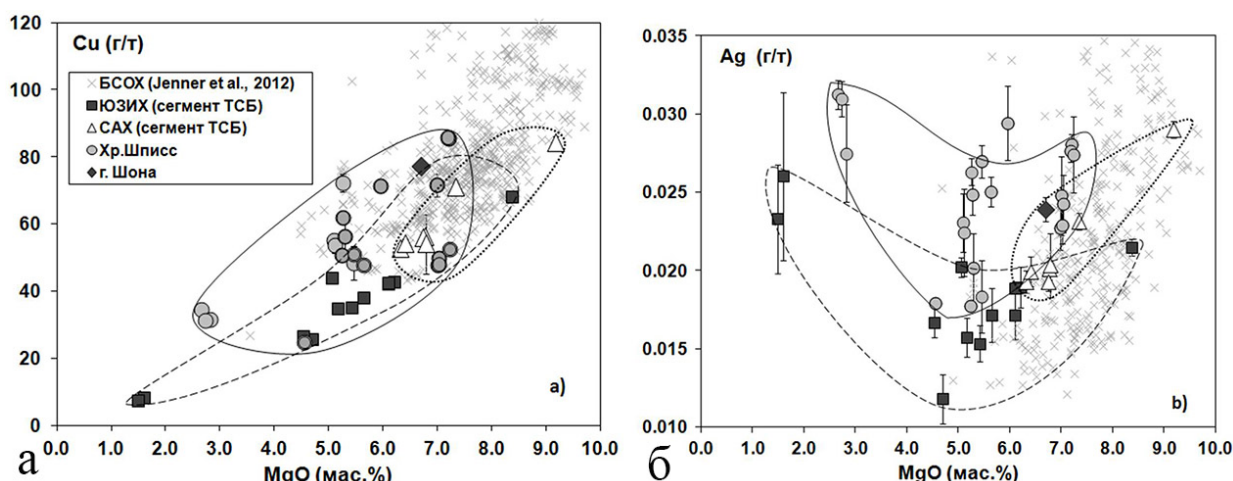


Рисунок 1. Содержания меди (а) и серебра (б) в зависимости от MgO в стеклах ТСБ и БСОХ (данные Jenner et al., 2012).

В процессе дифференциации расплавов ТСБ наблюдается закономерное изменение концентраций халькофильных элементов. As, Sb, Zn и Pb ведут себя как типично несовместимые компоненты и демонстрируют четкие тренды накопления на всем протяжении эволюции расплавов от наиболее примитивных к более дифференцированным составам. Tl и Bi не образуют явно выраженных трендов накопления, но в целом их концентрации увеличиваются при уменьшении содержания MgO в расплаве. Концентрации Au в стеклах составляют менее 1 мг/г, что близко к аналитическому порогу обнаружения этого элемента, и варьируют несистематично.

По сравнению с другими халькофильными элементами Cu и Ag демонстрируют более сложное поведение в ходе дифференциации расплавов. На начальных стадиях эволюции происходит закономерное снижение концентраций Cu и Ag (рис. 1 а, б). Однако при достижении содержания MgO в расплаве на уровне 5 мас.% происходит разделение данных элементов. Содержание Cu в расплавах продолжает снижаться, в то время как содержание Ag возрастает в ходе дальнейшей дифференциации. Вследствие этого происходит изменение соотношения серебра к меди в расплавах: в базальтовых разностях

отношение $1000 \cdot \text{Ag}/\text{Cu}$ составляет примерно 0.3 - 0.4, а в продвинутых дацитовых расплавах ЮЗИХ возрастает почти на порядок.

Особенности поведения Cu и Ag могут быть связаны с порядком и пропорциями формирования сульфидных фаз в расплавах ТСБ. Для объяснения наблюдаемых трендов можно предположить, что на начальных стадиях эволюции магм происходит выделение небольшой пропорции сульфидной жидкости (SL – sulfide liquid), которая экстрагирует Cu и Ag из силикатного расплава вследствие высоких коэффициентов распределения этих элементов в пользу сульфидной жидкости. В расплавах с $\text{MgO} > 5$ мас.% происходит изменение трендов обеднения на тренды накопления для Ag в отличие от Cu, что может быть связано с началом формирования твердой сульфидной фазы (MSS – monosulfide solid solution), которая способствует разделению Ag и Cu из-за различия в коэффициентах распределения этих элементов между MSS и силикатным расплавом (Li and Audetat, 2012).

Стабильность сульфидной фазы в магматических процессах происходит при насыщении расплавов в отношении сульфидной серы, что возможно в условиях относительно низкого потенциала кислорода. Восстановительные обстановки характерны для магм срединно-океанических хребтов. Для магм СОХ из различных локализаций было отмечено закономерное снижение концентраций Cu и Ag при дифференциации расплава (Jenner et al., 2012a, b). Наоборот, в зонах надсубдукционного магматизма, характеризующегося более окисленной обстановкой, которая препятствует насыщению магм сульфидной серой, происходит накопление халькофильных элементов при дифференциации расплавов (Jenner et al., 2010).

Проявление глубинных плюмов в районе формирования магм может характеризоваться повышенными содержаниями золота (Исландия: Webber et al., 2013; Гавайи: Gottfried et al., 1972) или меди (Гавайи, Исландия, Галапагос и Реюньон: Jenner et al., 2012a и ссылки в ней) (Рис. 2), но систематических исследований содержания халькофильных элементов в таких регионах не проводилось. Подобное обогащение типичными халькофильными элементами в районах влияния мантийных плюмов может объясняться разными причинами, например, связано с исходной обогащенностью первичных магм этими элементами или с процессами дифференциации в несколько более окисленных условиях по сравнению с БСОХ и недосыщенностью глубинных магм серой в низкобарических коровых условиях.

Составы ТС Буве – данные авторов, другие объекты – данные Jenner et al., 2012 a, b и ссылки на другие работы в этих статьях.

В отличие от ряда типичных районов плюмового магматизма (Гавайи, Исландия, Галапагосы), в расплавах района ТСБ не отмечается повышенных концентраций Cu, Ag и Au по сравнению с БСОХ (рис. 1, 2). Относительно низкие концентрации и общий тренд снижения содержания меди в расплавах в ходе дифференциации базальтов ТСБ перекрываются с полем базальтов СОХ. Сходная систематика установлена для базальтов Самоа (Jenner et al., 2012a). Как магмы ТСБ, так и Самоа отличаются от типичных БСОХ обогащенностью несовместимыми литофильными элементами, имеют изотопно-геохимические признаки участия обогащенного мантийного источника (Мигдисова, 2012), но не отличаются от БСОХ повышенными содержаниями халькофильных элементов.

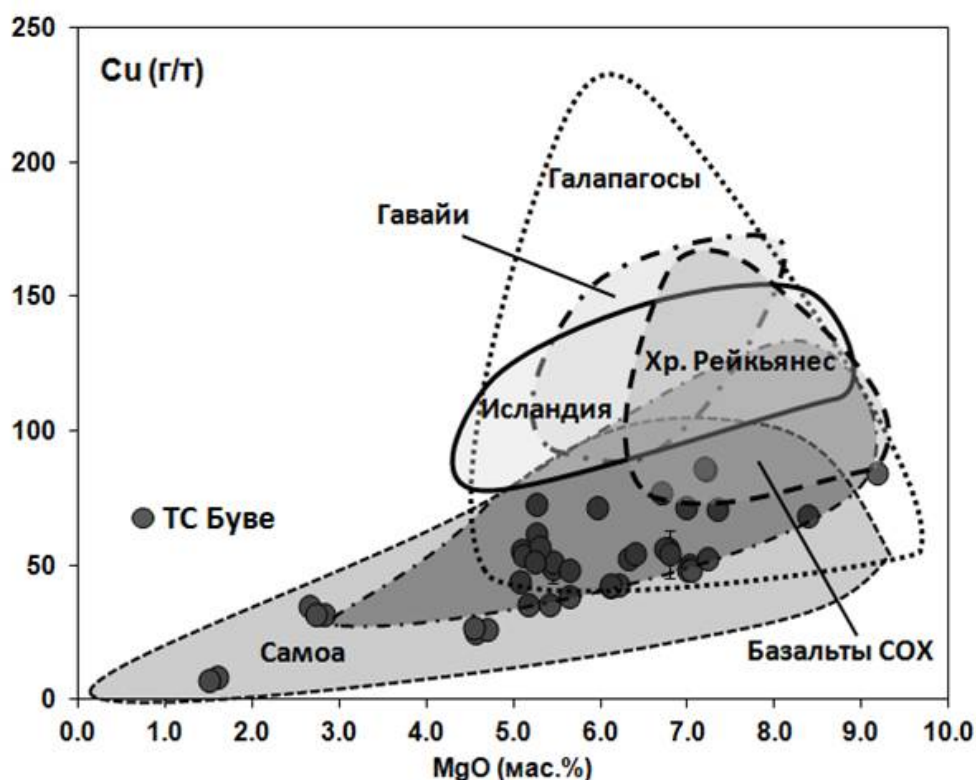


Рисунок 2. Содержание меди в расплавах и породах из разных геотектонических обстановок.

На основании комплексного изучения содержания и особенностей поведения халькофильных и литофильных элементов и изотопных отношений в магмах района ТСБ можно предположить, что сочетание плюмовой и рифтовой геодинамических обстановок, а также длительная история развития района ТСБ привели к формированию неоднородной метасоматизированной обогащенной субокеанической мантии. Возможно, современные «горячие точки» Шона и Буве в районе ТСБ являются не глубинными плюмами, а обогащенными участками мантии. Низкие содержания халькофильных элементов в расплавах ТСБ (на уровне базальтов СОХ) и насыщение расплавов сульфидом указывают на восстановленные условия в области формирования магм, что является нехарактерным для типичных глубинных плюмов и свидетельствует о преобладании рифтовых условий при формировании магм в районе ТСБ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-31275.

1. Gottfried, D., Rowe, J.J. and Tilling, R.I. Distribution of gold in igneous rocks // US Geol. Surv., Prof. Paper 1972. 727. 42 p.
2. Jenner F.E., Arculus R.J., Mavrogenes J.A., Dyriw N.J., Nebel O., Hauri E.H. Chalcophile element systematics in volcanic glasses from the northwestern Lau Basin // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2012a. V.13.
3. Jenner F.E., O'Neill H.S. Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2012b. V.13.
4. Jenner, F.E., O'Neill, H.S.T.C., Arculus, R.J. and Mavrogenes, J.A. The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag and Cu // Journal of Petrology. 2010. V.51. P. 2445-2464.
5. Li, Y. and Audetat, A. Partitioning of V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Au, Pb, and Bi between sulfide phases and hydrous basanite melt at upper mantle conditions // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 355-356, P. 327-340.
6. Webber, A.P., Roberts, S., Taylor, R.N. and Pitcairn, I.K. Golden plumes: substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction // Geology. 2013. V. 41. № 1. P. 87–90.

7. Мигдисова Н.А. Особенности образования обогащенных толеитовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Диссертация, к.г.-м.н. 2012. 185 с.
8. Сушевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А., Хворов Д.М., Беляцкий Б.В., Каменецкий В.С., Мигдисова Н.А., Сколотнев С.Г. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т.1. №3.
9. Сушевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического Хребта (Южная Атлантика) // Геохимия. 2003. №1. С.3-24.

Характеристика подпитки магматической системы вулкана Безымянный на основе изучения зональности минералов-вкрапленников вулканических продуктов.

Щербаков В.Д.¹, Давыдова В.О.¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, vasily7@gmail.com

Эруптивная деятельность андезитовых вулканических центров тесно связана с базальтовым магматизмом. Поступление основной магмы в андезитовый очаг приводит к интенсивному тепло- и массообмену, ремобилизации резидентной магмы и нередко к извержению. Активизация вулканической деятельности за счет внедрения основной магмы характерна для многих вулканов по всему миру: Кизимен, Камчатка (Izbekov et al., 2004), Суфриере Хиллз, Малые Антилы (Murphy et al., 2000), Пинатубо, Филиппины (Pallister et al., 1996) и многие другие. Базальтовая магма чаще всего «перехватывается» магматическим очагом андезитового вулканического центра и лишь в редких случаях попадает на поверхность (например извержение влк. Кизимен 1996 года, Izbekov et al., 2004). Поступление магм в очаг является основным фактором, контролирующими эруптивную деятельность, влияя на давление в магматическом очаге, и его температурный режим, а также являются одним из главных процессов, ведущих к формированию островодужных вулканических пород среднего состава. Поэтому выяснение характеристик магм поступающих в коровый магматический очаг является важным в понимании механизмов функционирования вулканических систем. Наряду с составом, температурой и объемами магм, одними из наиболее важных параметров являются время и частота, поступления основных магм в очаг. Во многих случаях (когда основная магма не попадает на поверхность) определить эти параметры удастся лишь при помощи петрологических исследований.

Вулкан Безымянный является одним из самых активных вулканов на территории России. На современном этапе вулкан извергается примерно два раза в год. Извержения носят эксплозивный характер и нередко приводят к нарушению авиасообщения. На протяжении последнего эруптивного цикла (с 1956 года) произошло более 40 извержений. Высокая эруптивная активность вулкана, антидромная эволюция состава продуктов от андезитов до андезибазальтов свидетельствуют об активной подпитке магматической системы мафическим материалом (Turner et al., 2013). Продукты извержений содержат меланократовые включения, представляющие собой фрагменты основной магмы, частично проваимодействовавшие с магмой в очаге вулкана Безымянный.

Вкрапленники плагиоклаза и ортопироксена вулканических продуктов в. Безымянный характеризуются сложной зональностью, включающей в себя чередование зон богатых аноксидным (для плагиоклаза) и энстатитовым (для ортопироксена) миналами с зонами обедненными этими миналами. Характер границ между зонами свидетельствует о периодическом растворении кристаллов и последующей кристаллизации, вызванными вариациями температурного режима. На основе двупироксенового равновесия были определены температуры кристаллизации. Для вкрапленников температура кристаллизации составляет $960 \pm 25^\circ\text{C}$. Вблизи темноцветных температура возрастает до $1000-1020^\circ\text{C}$. Температура кристаллизации основной массы варьирует в пределах $980-1040^\circ\text{C}$. Таким образом вариации температуры достигают 100°C и температура является важнейшим фактором формирования зональности. Составы стекол основной массы варьируют от извержения к извержению. Корреляции Ca, Al, Mg, Fe и K с содержанием кремнезема свидетельствуют о существенной роли периодического растворения и кристаллизации ассоциации плагиоклаза и пироксена. Содержание кристаллов в системе варьирует в пределах 5% (32-37%).

Прямая зависимость яркости изображения в отраженных электронах от магнезиальности ортопироксена позволяет получать детальные профили, без значительного количества микронзондовых измерений. Для этого выбранные зерна фотографируются с высоким разрешением (2560x1920 пикселей) при помощи сканирующего электронного микроскопа и анализируются в нескольких точках. В данных точках определяется интенсивность по шкале серого и с помощью линейной зависимости переводится в значение магнезиальности пироксена (рис. 1). В выбранных направлениях с внутренней стороны магнезиальной каймы строится профиль, перпендикулярный границе контрастных зон. Для анизотропных кристаллов диффузия по разным направлениям идет с разными скоростями и оценка ее скорости по скошенным разрезам может привести к серьезному искажению результатов. Для нивелирования неизбежной погрешности выбирались одинаково ориентированные разрезы (перпендикулярные удлинению кристалла, с двумя видимыми направлениями спайности ~ под 90°) и для каждого зерна строилось два профиля в перпендикулярных направлениях (параллельно осям а и b).

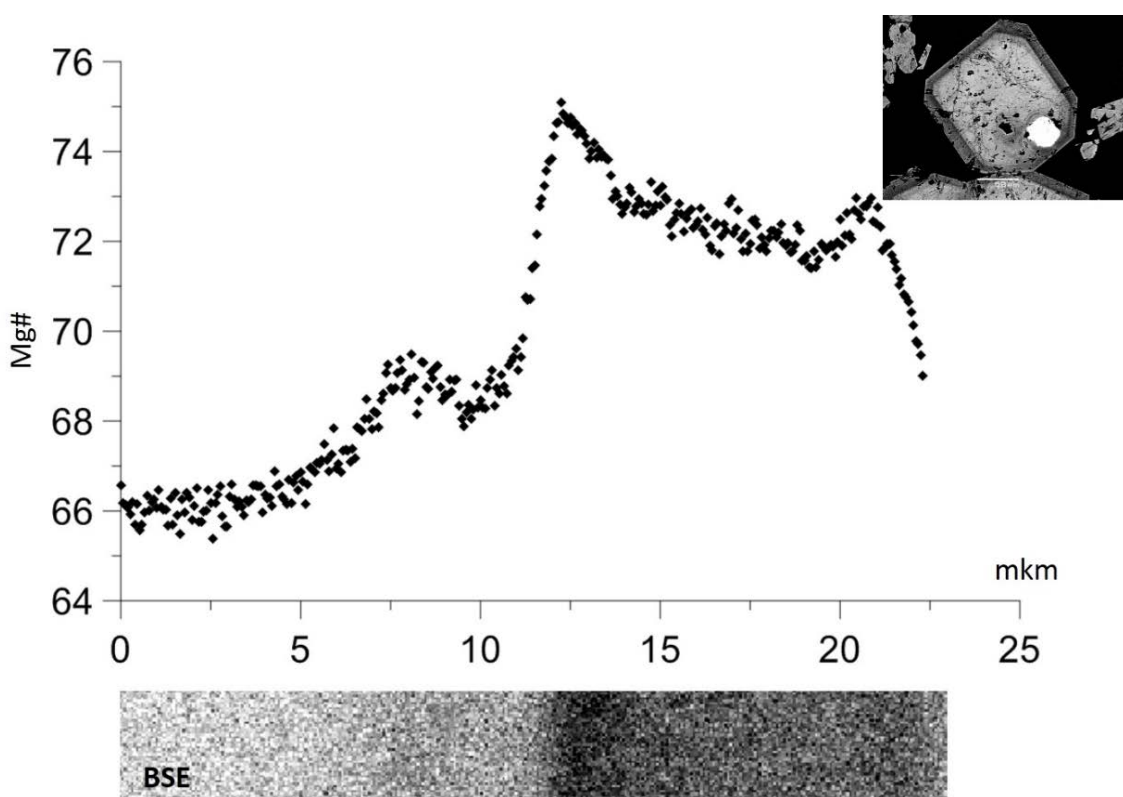


Рисунок 1.

В исследованных кристаллах ортопироксена зональность свидетельствует о нагреве объема магмы, содержавшего кристалл. Диффузионный обмен на границе зон происходит с момента формирования до момента извержения, во время которого диффузия прекращается. Соответственно, полученное для различных извержений время формирования магнезиальных ортопироксеновых кайм, отвечают времени между взаимодействием магматического очага с порциями более горячих магм и временем извержения. В основном события, зафиксированные в исследованных зонах ортопироксенов произошли за 0,5-1 год до извержения. Эта закономерность сохраняется для всех исследованных извержений.

Было проведено сравнение полученных дат магматических событий с записями сейсмической активности. Зональность вкрапленников из продуктов извержений 13.04.2011 и 1.09.2012 сформирована во время подготовки магматической системы к предыдущему и рассматриваемому извержению. Вкрапленники извержения 2008 года

несут следы многочисленных событий, происходивших в магматической системе за предыдущее десятилетие (значительная часть вкрапленников ассоциирует с наиболее близкими к извержению событиями). Преобладающая часть кристаллов из продуктов извержения 24 декабря 2006 года показывает время формирования контрастной зональности, отвечающее майскому извержению 2006 года и периодическим эпизодам повышенной сейсмической активности в конце 2004 года. Также присутствуют зональные кристаллы, образовавшиеся при подготовке к извержениям 2-4 летней давности.

1. Izbekov P.E., Eichelberger J.C., Ivanov B.V. The 1996 eruption of Karymsky volcano, Kamchatka: Historical record of basaltic replenishment of an andesite reservoir. // *Journal of Petrology*. 2004. 45(11). P. 2325-2345.
2. Murphy M.D., Sparks R.S.J., Barclay J., Carroll M.R., Brewer T.S. Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies // *Journal of Petrology*. 2000. 41(1). P. 21-42.
3. Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., Meeker, G. P., Knight, R. J., & Siems, D. F. Magma mixing at Mount Pinatubo: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. 1996. P. 687-731.
4. Turner S.J., Izbekov P.E., Langmuir C. The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54 year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. 263. P. 108-121.

Особенности вещественного состава хромшпинелидов из пород Харчерузского блока массива Сыумкеу (Полярный Урал)

Юричев А.Н.¹

¹ТГУ, г. Томск, juratur@sibmail.com

Ультрамафитовые реститовые массивы дунит-гарцбургитового состава являются составной частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности – своей промышленной хромитоносностью, асбестоносностью и включением благороднометальной минерализации и ЭПГ. Однако в настоящее время спорность многих аспектов петрологии реститовых ультрамафитов обусловлена недостаточной изученностью этих интереснейших образований. В частности слабая проработанность минералогических аспектов данных массивов не дает возможности обобщения этих объектов на минералогическом уровне. Известно, что одним из главных носителей генетической информации является минерал, а не только порода. Изучив в достаточной степени минералогию объекта, можно восстановить историю его образования и преобразования.

В статье рассматриваются особенности вещественного состава хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов Харчерузского блока массива Сыумкеу (Полярный Урал) с целью моделирования эволюции их структурно-вещественных преобразований.

Харчерузский блок ультрамафитового массива Сыумкеу является южным фрагментом Хадатинского офиолитового пояса, который замыкает на севере офиолитовые комплексы Полярного Урала (Петрология..., 1977). Согласно геолого-геофизическим данным, полученным при проведении групповой геологической съемки масштаба 1:50000, он является самостоятельным и отделен от более крупного ультрамафитового массива Сыумкеу метаморфизованными габбро и амфиболитами. Вероятно, он является эрозионно-тектоническим клипом от данного массива.

Харчерузский блок представляет собой клинообразное тело субширотного простирания, которое выклинивается на восток, его протяженность составляет ~18 км, при максимальной ширине в западной части 7 км. Массив разделен разломом северо-восточного простирания на западную и восточную части.

Харчерузский блок сложен, главным образом, дунитами, среди которых очень редко встречаются гарцбургиты. Отмечаются также мелкие тела габброидов, обычно интенсивно метасоматически измененные. В экзоконтактовых зонах габброидов устанавливаются верлиты и клинопироксениты, которые вероятно являются высокотемпературными реакционно-метасоматическими образованиями.

Дуниты имеют средне-, крупнозернистое строение и часто обладают свежим неизменным обликом со светло-желтой корочкой выветривания. Реже они в различной степени серпентинизированы и часто тремолитизированы. Черные зерна хромшпинелидов отчетливо выделяются на светло-желтых корочках выветривания и наблюдаются в виде спорадической, очень редкой, мелкой аксессуарной вкрапленности. Их содержание обычно менее 1%, редко в участках сегрегации до 5-10%, в рудных зонах их содержание существенно возрастает.

Среди дунитов выявлены линейные и линзообразные тела хромитов, имеющие преимущественно субширотное простирание. Мощность отдельных тел обычно менее 1 м, протяженность – до 10 м. Рудные тела нередко группируются в рудные субширотные зоны, в которых количество хромшпинелидов существенно возрастает и может значительно варьировать от 10 до 50-90%, с образованием от убоговкрапленных до густовкрапленных и сплошных руд. Иногда в рудных зонах отмечается полосчатое строение, обусловленное

различной концентрацией хромшпинелидов. Ширина отдельных полос обычно от 0,5 м до 2,0 м. Полосчатость ориентирована диагонально к простиранию рудных зон и согласно с кливажом пластического течения северо-восточного простирания.

Химический состав акцессорных и рудных хромшпинелидов из ультрамафитов Харчерузского блока определялся методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск).

Проведенные исследования показывают, что все проанализированные хромшпинелиды в целом характеризуются высокохромистым составом ($\text{Cr}_2\text{O}_3=49,0\text{-}63,5\%$) и очень слабо метаморфизованы. В химическом составе постоянно отмечаются NiO (до 0,21%), ZnO (до 0,38%) и V_2O_5 (до 0,22%).

Согласно классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов, 1949), все рудные хромшпинелиды (густовкрапленные и рассланцованные) соответствуют хромитам; большая часть акцессорных вкрапленных шпинелидов по химическому составу отвечает алюмохромитам, в меньшем количестве – хромитам (рис. 1). Алюмохромиты, очевидно, являются более ранними разновидностями хромшпинелидов по отношению к хромитам о чем свидетельствуют их более высокие значения глиноземистости и магниальности при более низкой хромистости. Для них характерны также относительно повышенные содержания TiO_2 и ZnO (табл. 1).

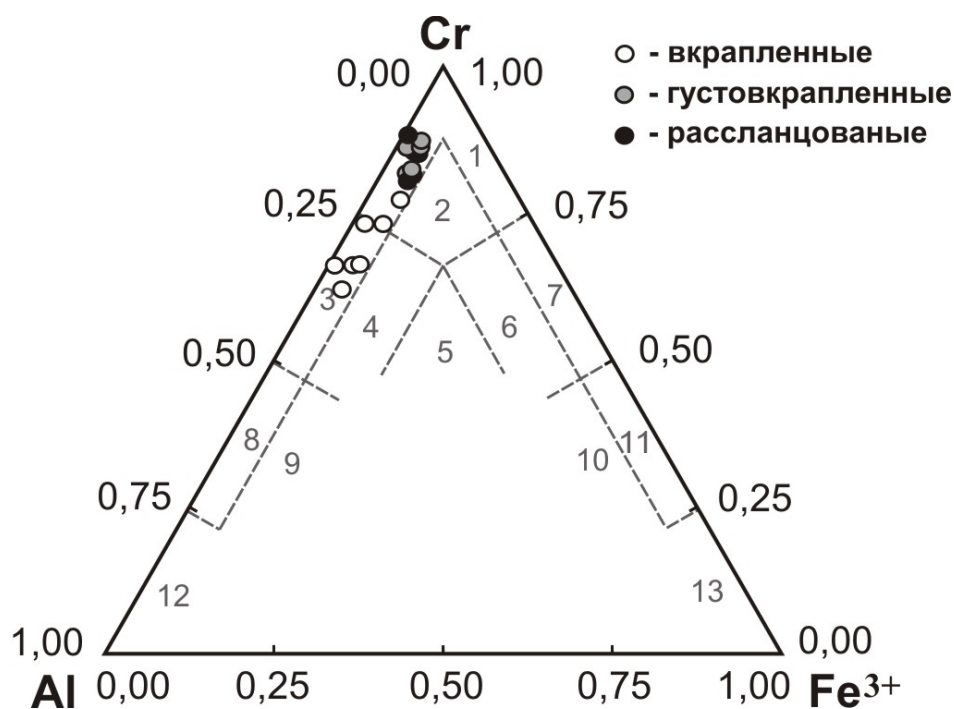


Рисунок 1. Составы акцессорных и рудных хромшпинелидов в породах Харчерузского блока массива Сыумкеу (Полярный Урал) и их зависимость от густоты вкрапленности на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов, 1949).

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.

Таблица 1. Составы хромшпинелидов из ультрамафитов Харчерузского блока (масс. %).

Элем-т	Акцессорная вкрапленная							Густовкрапленная					Рассланцованная			
	Алюмохромит			Хромит				Хромит					Хромит			
MgO	8,27	7,37	8,34	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 ₂ O ₃	10,87	8,84	7,49	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	0,33	0,21	0,13	0,17	-	0,09	0,19	0,19	0,05	0,10	0,06	-	0,03	0,04	0,02
V ₂ O ₅	0,22	0,17	0,14	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 ₂ O ₃	55,24	56,81	57,90	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	0,44	0,60	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
FeОбщ	24,33	25,66	25,29	21,60	20,92	20,24	18,56	23,18	23,12	22,21	21,40	22,11	23,60	23,86	24,82	23,79
ZnO	0,25	0,38	-	0,13	0,03	0,19	0,11	0,18	0,03	-	0,08	0,06	0,03	0,06	0,14	0,15
NiO	0,07	-	0,03	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
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

На рисунках 1, 2 фигуративные точки составов хромшпинелидов образуют линейно вытянутый рой точек, через который можно провести эволюционный тренд, отражающий преобразование вещественного состава хромшпинелей в мантийных условиях, а также степень рестирования вмещающих их ультрамафитов. Увеличение степени рестирования сопровождается возрастанием хромистости и железистости при уменьшении глиноземистости и магнезиальности (рис. 2), что характерно для мантийных реститогенных ультрамафитов (Dick H.J.B., Bullen T., 1984; Перевозчиков, 1998) и служит дополнительным свидетельством реститовой природы пород Харчерузского блока.

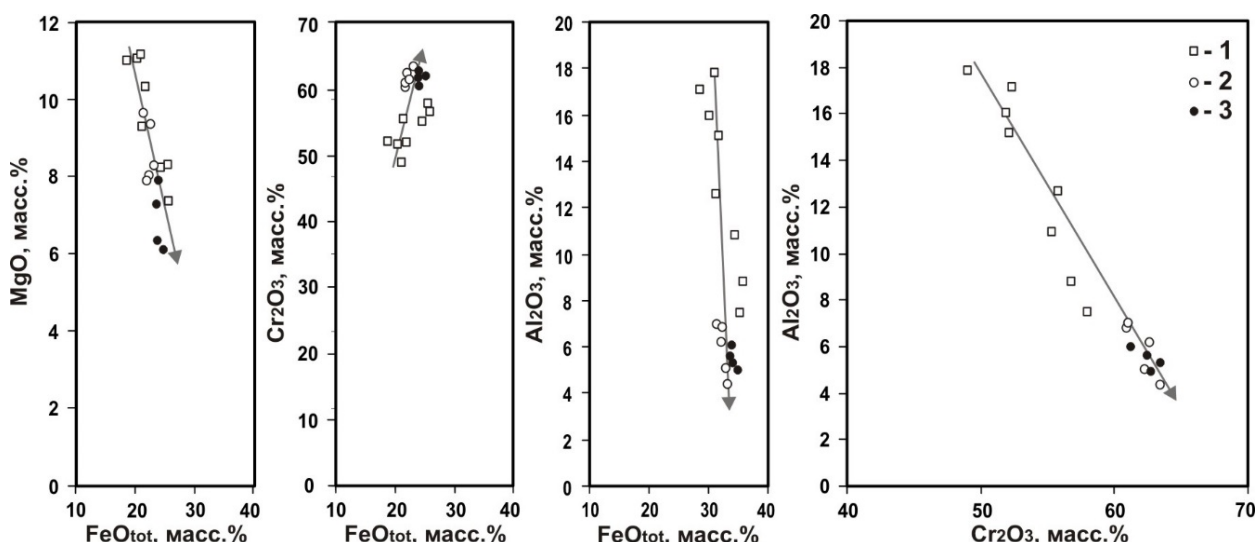


Рисунок 2. Связь между содержанием Cr₂O₃, Al₂O₃, MgO и содержанием FeO_{tot} (общее) в хромшпинелидах из пород Харчерузского блока.

1-3 – хромшпинелиды по степени вкрапленности: 1 – акцессорные вкрапленные, 2 – густовкрапленные, 3 – густовкрапленные рассланцованные.

Выявлено, что по мере увеличения «густоты» вкрапленности в рудной зоне отмечается увеличение качества хромшпинелидов (табл., рис. 1). Данная особенность, с учетом степени воздействия процессов метаморфизма, дает возможность в последствие спрогнозировать состав и технологическую сортность не выходящих на дневную поверхность рудных залежей по составу повсеместно распространенного акцессорного хромшпинелида.

1. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды ИГН АН СССР. Сер. рудн. месторождения. М.: Изд-во АН СССР. 1949. № 13. 87 с.
2. Перевозчиков Б.В. Особенности изучения хромитонности альпинотипных гипербазитов. М.: Геоинформмарк, 1998. 47 с.

3. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдаванцев, А.П. Казак и др. Новосибирск: Наука. 1977. 221 с.
4. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 84. P. 54–76.

Особенности распределения радиоактивных элементов в породах кимберлитовой трубки Архангельская (месторождение им. М.В. Ломоносова)

Яковлев Е.Ю.¹, Киселев Г.П.¹, Дружинин С.В.¹

¹Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, yakovlev_eu@inbox.ru

В настоящее время основным методом поисков алмазов в России является магниторазведка. Данный метод хорошо зарекомендовал себя при поисках кимберлитовых тел Якутской и Архангельской алмазоносных провинций. Однако, сегодня, назревающий кризис в эффективности использования магниторазведки для поиска кимберлитовых тел все больше отражается на результатах поисков. Так, согласно (Стогний, Коротков, 2010) в начале 80-х годов прошлого столетия эффективность заправки магнитных аномалий составляла 20 %; в конце 80-х годов - 12,5 %; в 90-е годы она составила уже менее 1 %. В наши дни для территории Архангельской алмазоносной провинции этот показатель составляет менее чем 0,5%. Такое положение дел определяет необходимость разработки новых подходов к решению данной проблемы. Существующие данные о формировании особого радиоизотопного состава пород и подземных вод (Ежова, Поляков, 1981; Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999, Киселев, 1999, 2005, Игнатов и др., 2008) в районах развития кимберлитовых трубок, а также ряда рудных месторождений (Киселев, 1999) позволяет сделать вывод о возможных перспективах исследования радиогеохимических особенностей кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции.

Целью работы являлось исследование закономерностей распределения радионуклидов в породах кимберлитовой трубки Архангельская на основе изучения их радиоактивности. Определение радиоактивных свойств пород выполнялось путем наземной гамма-спектрометрической съемки с использованием высокоточного мобильного гамма-спектрометра RS-700 (Канада). Спектрометр имеет навигационную систему с позиционированием через каждую секунду измерений общей радиоактивности местности в имп/сек, а так же раздельного измерения суммарного урана (ppm), тория (ppm) и калия в процентах (%). В общей сложности по маршруту проведения съемки были получены значения радиоактивности для более 4800 точек.

Объектом исследования являлась алмазоносная кимберлитовая трубка Архангельская, входящая в состав месторождения им. М.В. Ломоносова, расположенного на северо-востоке Восточно-Европейской платформы. У трубки сохранилась кратерная часть, выполненная толщей осадочно-туфогенных пород средней суммарной мощностью до 131,1 м. Жерловая часть выполнена двумя разновидностями кимберлитов: автолитовыми брекчиями и туфо-, ксенотуфобрекчиями, слагающими самостоятельные рудные столбы (Шпилева, 2008). Вмещающими кимберлиты являются слаболитифицированные песчано-глинистые породы вендского комплекса, суммарной мощностью 900 м, перекрытые маломощными рыхлыми образованиями среднекарбонового и неоген-четвертичного возраста (Вержак, 2001).

На основе данных, полученных в ходе проведения наземной гамма-спектрометрической съемки были построены карты распределения суммарной интенсивности гамма-излучения (имп/сек), содержания калия (%), концентрации урана и тория (ppm), отражающие особенности пространственного положения радиоактивности пород в районе трубки Архангельская Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции (рис. 1).

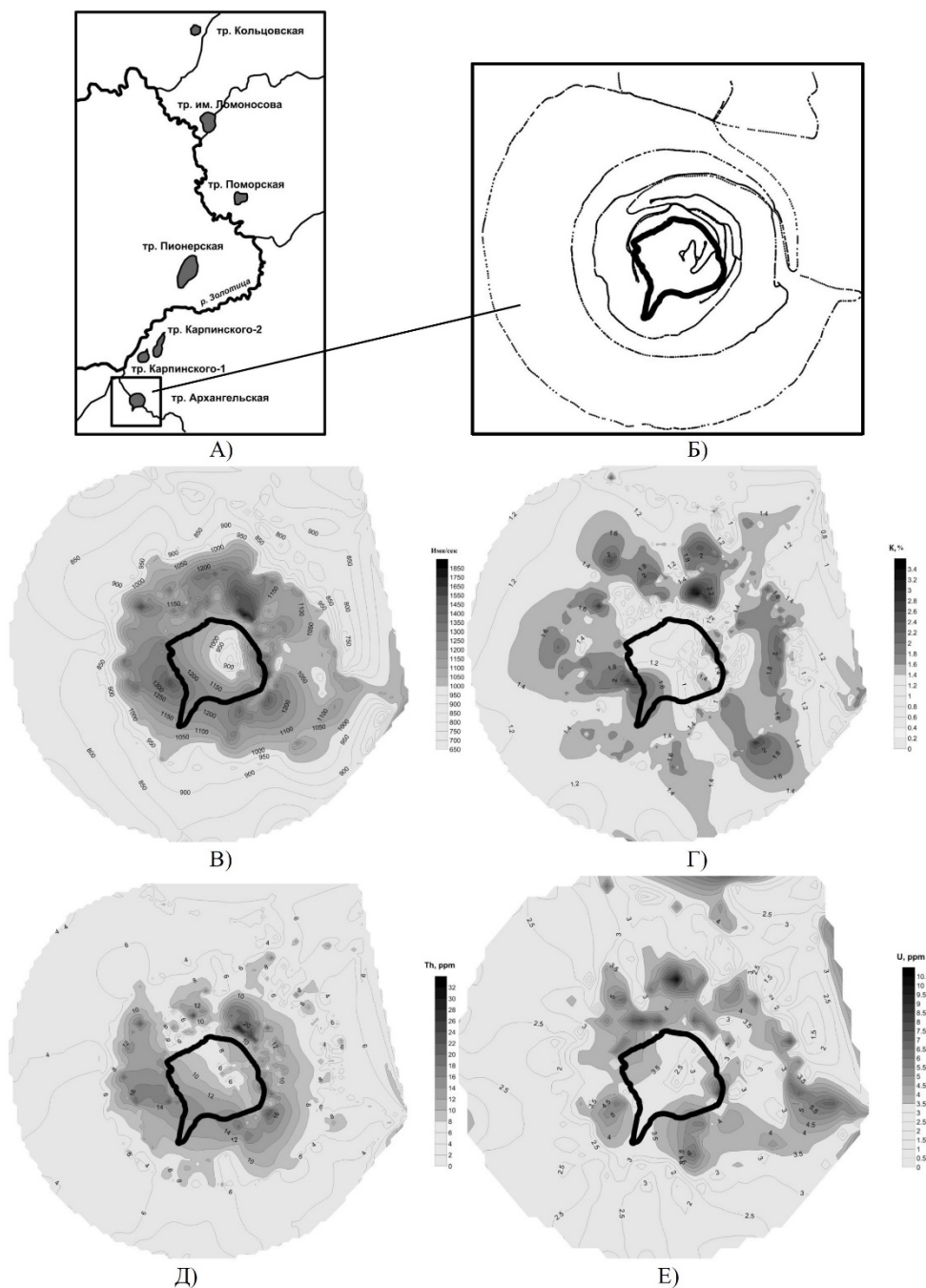


Рисунок 1. Схема района исследования и распределение радиоактивных элементов в породах трубки Архангельская.

А – схема Золотицкого рудного поля; Б – маршрут проведения наземной гамма-спектрометрической съемки; В) – суммарная интенсивность гамма-излучения (имп/сек); Г – распределение содержания калия (%); Д - концентрация тория (ppm); Е – концентрация урана (ppm).

По показателю общей радиоактивности (имп/сек) вокруг контура трубки формируется контрастная аномалия, распространяющаяся на породы кратерной фации и вмещающие отложения, превышающая по интенсивности гамма-излучения фоновые показатели в среднем на 2 порядка, при этом центральная часть трубки характеризуется пониженными значениями гамма-поля. Для распределения содержания тория, урана и калия характерна аналогичная картина, выражающаяся в формировании аномалий повышенных значений вокруг контура трубки. Концентрация урана и тория в пределах данной области изменяется в среднем от 3 до 10 ppm и от 8 до 32 ppm, соответственно. По содержанию калия также отмечаются повышенные значения. Таким образом, в затрубочном пространстве на контакте кимберлитов с вмещающими породами

формируется область, превышающая по содержанию основных радиоактивных элементов (U, Th, K) и значениям суммарной мощности гамма-излучения на несколько порядков фоновые показатели для вмещающих отложений, что может отражаться на формировании аномалий гамма-поля в верхних горизонтах, перекрывающих кимберлитовые тела.

Кроме того, на основе анализа радиационных дефектов (РД) в кварце в кратерных песчаниках, вмещающих породы венда и перекрывающих карбона (Игнатов и др., 2008) были установлены повышенные значения концентраций РД на экзоконтакте трубки Архангельская с породами венда. Авторами это было связано с радиационным воздействием палеоконцентраций урана в связи с его инфильтрационным окислительным переносом и осаждением вблизи кимберлитов, обладавших восстановительными свойствами.

Необходимо также отметить, что вмещающие породы на контакте с кимберлитами трубки Архангельская, исследованные нами альфа-спектрометрическим методом, характеризуются неравновесным изотопным отношением урана, выражающемся в аномальном избытке дочернего изотопа ^{234}U для твердой фазы (до 60%). Однако, кимберлиты жерловой части, а также нижнего разреза кратерной фации, характеризуются близким к равновесному уран-изотопным отношением ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 1$) и концентрациями урана 0,78-1,34 ppm. Это свидетельствует о том, что кимберлиты, слагающие жерловую часть трубки Архангельская, обеднены ураном и другими радиоактивными элементами, а близкое к единице отношение активностей четных изотопов урана, указывает на отсутствие здесь условий для разделения изотопов и длительное стабильное состояние пород. В тоже время, в породах затрубочного пространства наблюдаются активные процессы фракционирования изотопов урана, накопление других радиоактивных элементов и повышение концентраций радиационных дефектов в кварце, что обосновывает перспективы применения гамма-спектрометрической съемки для поисков слабомагнитных кимберлитовых трубок в пределах Архангельской алмазоносной провинции.

1. Вержак В.В. Геологическое строение, вещественный состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова: автореф. дис. канд. геол.-минер. наук М.: МГУ. 2001. 36 с.
2. Ежова М.П., Поляков В.А. Способ поиска кимберлитов в районах проявления кимберлитового магматизма // № SU 970 986. Изобретения СССР. 1981.
3. Игнатов П.А., Болонин А.В., Калмыков Б.А., Андросов Е.А., Гунин А.П. Палеотектонические структуры Зимнебережного алмазоносного района Архангельской области. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. № 3. 2008. С. 13-20.
4. Киселев Г.П. Прогноз месторождений полезных ископаемых и загрязнения геологической среды уран-изотопными методами. Автореферат дис. на соиск. уч.ст. д. г-м н. Архангельск. ИЭПС УрО РАН. 2005. 50 с.
5. Киселев Г.П. Четные изотопы урана в геосфере. (Институт эколог. Пробл. Севера УрО РАН). Екатеринбург. 1999. 220 с.
6. Шпилевая Д.В. Геологическое строение, минеральный состав и эколого-экономические аспекты освоения трубки Архангельская: месторождение алмазов им. М.В. Ломоносова. Дис. на соиск. уч.ст. канд. геол.-минер. наук. Москва, 2008. 150 с.
7. Mwenifumbo, C.J., Kjarsgaard, B.A. Gamma-ray logging and radioelement distribution in the Fort à la corne kimberlite pipe 169 // Exploration and Mining Geology. 1999. 8 (1-2). P. 137-147.

Assessment of Bahariya Hematite - barite ore as a heavy weight concrete mix for subsea pipeline cladding

Gaber, M. A.Wahab¹

¹Egyptian Petroleum Research Institute, Exploration Department, Nasr City, Cairo, Egypt,
mgaber01@hotmail.com

Heavy aggregates of iron ore were imported by petroleum companies in Egypt, for utilization as a major constituent of concrete mix used for coating of offshore petroleum pipelines as a heavy coat for pipeline stability on sea bed and mechanical protection against anchor damages. The hematite -barite heavy aggregates form the main constituents 75% of the concrete mix, with sea water cements and specific water-cement ratio desired to achieve required compressive strength, water absorption and dry density. In earlier studies, author was succeeding to found the Egyptian ilmenite and Ferro - manganese ores adequate for concrete heavy weight coating of subsea pipelines. This study deals with another substitute of high density aggregates not utilized as economic ore for other valuable purposes, the hematite-barite ore mined and produced by Steel Manufacture Company and not used in steel manufacture due to containing barite ore and low iron content. The laboratory and field tests conducted for the hematite - barite aggregate to ensure that the physical, chemical and mechanical properties complying with coating specification and standards. The hematite - barite heavy aggregate have 3.9 - 4.2 g/cm³ specific gravity, well graded hematite-barite aggregate, chemically free from detrimental matter. Heavy concrete mix composed from hematite-barite aggregate, sea water cement and fresh water mixed together to produces a concrete mix of 180 -185 pcf (2880 -2964 Kg/m³), minimum dry density and compressive strength varying from 40-47 N/mm² (400-470 kg/cm²), which satisfied the standard specification of submarine pipeline coating.

1. ASTM C 637, 1998: Standard Specification for Aggregates for Radiation-Shielding Concrete1
2. ASTM C 638, 1997: Standard Descriptive Nomenclature of Constituents of Aggregates for Radiation-Shielding Concrete1
3. Jos. F. Hlavay, P.Eng. Preliminary Engineering Report. 1970. (3078). Muncho Lake barite deposit. P. 21-22.
4. Gaber, M. AWahab Utilization of Um Bogma Ferro Manganese Ore as a Heavy Weight in concrete Coating for Subsea Petroleum Pipeline // 2013. P. 1-6.
5. Sagar Singh B., Ramana K.V. Mechanical properties of heavy weight concrete using heavy Wight coarse-aggregate as Hematite // International Journal of Research in Engineering and Technology. 2014. P. 264-269.
6. El-Bokle F.M. Weighting agents for submarine petroleum pipelines. 1994.
7. Abdel- Zaher M. Abou Zeid & A. Aziz M. Khalid, 2011): Mineral industry in Egypt-Part 1: Metallic Mineral Commodities // Natural Resources. 2011. Vol 2. P. 39 -40.
8. Morsy M.A. Geology and radioactivity of late Cretaceous – Tertiary sediments in the Northern Western Desert, Egypt // Ph.D. Thesis, Fac. Sci, Mansoura Uni., 1987/ Egypt/ 351 p.
9. Soliman S.M. & Badry O.E. Petrology and tectonic framework of the cretaceous, Bahariya Oasis, Egypt. 1980.
10. Haroun Y.S. & Raslan Physicochem. Probl. Miner. Process. 44. 2010. P. 41-52.
11. American Standard for Testing Material -C- 33 (1986): standard specification for concrete aggregates.
12. ASTM-C- 136, 1984. Testing of sieve analysis of fine and coarse aggregate.
13. AASHTO T. 248. 2011. Reducing samples of aggregates to testing size for AASHTO T 248.
14. Universty of Memphis, Civil engineering department. 2009. Concrete aggregate part 6 (civil 1101).
15. ASTM -C- 128. 1979. Standard test method for specific gravity and absorption of fine aggregate.
16. ASTM -C- 88, 1983. standard test method for soundness of aggregates by use of sodium sulfate or magnesium sulfate.
17. ASTM-C- 40, 1984. standard test method for organic impurities in fine aggregates for concrete material.

18. ASTM -C- 642,1982. standard testing of specific gravity, absorption, and voids in hardened Development concrete.
19. Adma – Opco, SP -1024,1993. Specification for concrete weight coating of subsea pipelines
20. Agip Specification,1987): General specification for weighting of undersea pipeline.
21. British Standard 1881: PART 108,1983. method for making test cubes from fresh concrete.
22. ASTM-C- 192,1988. standard testing of making and curing concrete test specimens in the laboratory.
23. ASTM -D- 698,1978. standard testing of moisture density relation of soils and soil aggregate mixtures using 5,5 lb (2,49Kg) Rammer and 12, in (305mm) drop.
24. Kamran M. Nemati, 2015. CM 425, Aggregate for concrete, University of Washington, P.12.

Список участников V Российской молодёжной научно-практической Школы «Новое в познании процессов рудообразования»

№	Ф.И.О.	Учебное заведение, Организация, Предприятие	Город	e-mail
Лекторы				
1.	Белогуб Елена Витальевна	Институт минералогии УрО РАН	Миасс	belogub@mineralogy.ru
2.	Дубинина Елена Олеговна	ИГЕМ РАН	Москва	delta@igem.ru
3.	Королёва Татьяна Витальевна.	МГУ им. М.В. Ломоносова		korolevat@mail.ru
4.	Петров Владислав Александрович	ИГЕМ РАН	Москва	vlad243@igem.ru
Зарегистрированные участники (очные и заочные)				
5.	Аксенов Сергей Михайлович	ГЕОХИ РАН	Москва	aks.crys@gmail.com
6.	Алексеев Антон Сергеевич	МГУ им. М.В. Ломоносова	Москва	aleksrybinsk@gmail.com
7.	Ампиева Елена Евгеньевна	ИГЕМ РАН	Москва	Amplieva@igem.ru
8.	Анашкина Наталия Евгеньевна	ИПКОН РАН	Москва	for_nataliya@list.ru
9.	Андрющенко Валерия Владимировна	Горный университет	Санкт-Петербург	jlerikj@mail.ru
10.	Анисимов Роман Леонидович	СПбГУ	Санкт-Петербург	romjulleoanis@mail.ru
11.	Арлюкова Карина Робертовна	НИ ТГУ	Томск	karina.arlyukova@mail.ru
12.	Асканакова Ольга Юрьевна	ТПУ	Томск	asojlb@rambler.ru
13.	Безносикова Юлия Станиславовна	СПбГУ	Санкт-Петербург	juliabeznosikova@mail.ru
14.	Бестемьянова Ксения Викторовна	НИ ТГУ	Томск	KsenijaVT@mail.ru
15.	Боева Наталья Михайловна	ИГЕМ РАН	Москва	boeva@igem.ru
16.	Будяк Александр Евгеньевич	ИГХ СО РАН	Иркутск	budyak@igc.irk.ru
17.	Булыгина Людмила Геннадьевна	МГУ им. Ломоносова	Москва	milabull@mail.ru
18.	Буханова Дарья Сергеевна	ИВиС ДВО РАН	Петропавловск-Камчатский	dasha-snejinka@yandex.ru
19.	Валькова Евгения Денисовна	МГРИ-РГГРУ	Москва	veda98@mail.ru
20.	Ванин Вадим Александрович	ИКЗ СО РАН	Иркутск	vanin_geo@mail.ru
21.	Вильданов Дамир Ильдарович	МГУ им. Ломоносова	Москва	damwill@yandex.ru
22.	Выдрич Денис Евгеньевич	ФГУП "ВИМС"	Москва	devrich@mail.ru

23.	Герасимов Вячеслав Константинович	НИ ТГУ	Томск	1.gerasimov@mail.ru
24.	Гордон Фаина Андреевна	Горный университет	Москва	Fany.gordon@yandex.ru
25.	Градов Олег Валерьевич	ИНЭПХФ РАН	Москва	o.v.gradov@gmail.com
26.	Грибоедова Ирина Геннадьевна	ИГЕМ РАН	Москва	petra_odin@list.ru
27.	Громалова Наталья Александровна	МГУ им. М. В. Ломоносова	Москва	gromalnat@mail.ru
28.	Грошев Николай Юрьевич	ГИ КНЦ РАН	Апатиты	nikolaygroshev@gmail.com
29.	Гудков Антон Вячеславович	ГИ КНЦ РАН	Апатиты	Gantoris@rambler.ru
30.	Давыдова Веста Олеговна	МГУ им. М.В. Ломоносова	Москва	vestadav@gmail.com
31.	Дьячкова Алена Владимировна	НИ ТГУ	Томск	lady_geology@sibmail.com
32.	Иванова Анна Александровна	СПбГУ	Санкт-Петербург	anna_al_ivanova@mail.ru
33.	Иванова Юлия Николаевна	ИГЕМ РАН	Москва	jnivanova@yandex.ru
34.	Исакова Александра Тимофеевна	ИГМ СО РАН	Новосибирск	atnikolaeva@igm.nsc.ru
35.	Кайгородова Екатерина Николаевна	ИГЕМ РАН	Москва	katmsu@mail.ru
36.	Каргин Алексей Владимирович	ИГЕМ РАН	Москва	kargin-igem@mail.ru
37.	Карпачевский Андрей Михайлович	МГУ им. М. В. Ломоносова	Москва	karpach-am@yandex.ru
38.	Ковригина Софья Владимировна	Горный университет	Санкт-Петербург	kovrigina.sofja@ya.ru
39.	Колесник Ольга Николаевна	ТОИ ДВО РАН	Владивосток	zeya1985.2008@mail.ru
40.	Комиссарова Ольга Леонидовна	МГУ им. М.В. Ломоносова	Москва	Komissarova-olga93@yandex.ru
41.	Коньшев Артем Александрович	ГЕОХИ РАН, ИЭМ РАН	Москва	akkinak@rambler.ru
42.	Коробова Гузель Альфировна	Горный университет	Санкт-Петербург	guzel_ismagilova@inbox.ru
43.	Красоткина Анна Олеговна	Горный университет	Санкт-Петербург	krasotkina93@mail.ru
44.	Кузнецова Елена Сергеевна	НИ ТПУ	Томск	lenochka-ekb09gr@mail.ru
45.	Кузьмина Оксана Николаевна	ВКГТУ им. Д. Серикбаева	Казахстан, Усть- Каменогорск	
46.	Кутырев Антон Викторович	Горный университет	Санкт-Петербург	kutyrev.geologist@gmail.com
47.	Лапина Вера Владимировна	СПбГУ	Санкт-Петербург	lapinawera@gmail.com
48.	Лебедева Наталия Михайловна	МГУ им. М.В. Ломоносова	Москва	namil@mail.ru
49.	Левашова Екатерина Валерьевна	ИГТД РАН	Санкт-Петербург	katerina232k@yandex.ru

50.	Леонтьев Василий Иванович	Горный университет	Санкт-Петербург	leontyev@spmi.ru
51.	Марущенко Любовь Ивановна	МГУ им. Ломоносова	Москва	luba.rogacheva@gmail.com
52.	Марфин Александр Евгеньевич	НИ ТГУ	Томск	alexsandr13091992@mail.ru
53.	Минибаев Александр Минзакирович	Горный университет	Санкт-Петербург	min.rorsheh@yandex.ru
54.	Михайлик Павел Евгеньевич	ДВГИ ДВО РАН	Владивосток	mikhailik@fegi.ru
55.	Мудровская Наталья Владимировна	ИГиП ДВО РАН	Благовещенск	fedorova@ascnet.ru
56.	Нечаюк Ольга Евгеньевна	ДВГИ ДВО РАН	Владивосток	elenavalper@yandex.ru
57.	Новиков Владимир Михайлович	ИГЕМ РАН	Москва	novikov@igem.ru
58.	Овчинникова Мария Викторовна	ИГЕМ РАН	Москва	mary.oo.viktorovna@gmail.com
59.	Одариченко Элла Геннадьевна	ИГиП ДВО РАН	Благовещенск	odarichenkoella@gmail.com
60.	Ойцева Татьяна Анатольевна	ВКГТУ им. Д. Серикбаева	Казахстан, Усть-Каменогорск	tatiana.oitseva@gmail.com
61.	Округин Виктор Михайлович	ИВиС ДВО РАН, КамГУ им. Витуса Беринга	Петропавловск-Камчатский	okrugin@kscnet.ru
62.	Очеретенко Алина Александровна	ИЭПС УрО РАН	Архангельск	pieepl@ya.ru
63.	Павлов Александр Александрович	МГРИ-РГГРУ	Москва	Aleksarov@mail.ru
64.	Паламарчук Роман Сергеевич	Горный университет	Санкт-Петербург	palamarchuk22@yandex.ru
65.	Парфенов Антон Валерьевич	ИГЕМ РАН	Москва	kvarcz@yandex.ru
66.	Паршин Александр Вадимович	ИГХ СО РАН	Иркутск	sarhin@geo.istu.edu
67.	Перевозникова Елена Валериевна	ДВГИ ДВО РАН	Владивосток	elenavalper@yandex.ru
68.	Пихулина Анастасия Владимировна	СПбГУ	Санкт-Петербург	a.pikulina@list.ru
69.	Рябуха Мария Алексеевна	ИГМ СО РАН	Новосибирск	marya.ryabukha@mail.ru
70.	Сагитова Адель Маратовна	СПбГУ	Санкт-Петербург	adel-sagitova@yandex.ru
71.	Саттарова Валентина Владимировна	ТОИ ДВО РАН	Владивосток	sv_8005@mail.ru
72.	Семенков Иван Николаевич	ИГЕМ РАН	Москва	ivan.from.murygino@yandex.ru
73.	Семина Анастасия Дмитриевна	МГУ им. М.В. Ломоносова	Москва	nasemina@gmail.com
74.	Сенотрусов Владимир Андреевич	Горный университет	Санкт-Петербург	mr.senotrusov@bk.ru
75.	Серов Павел Александрович	ГИ КНЦ РАН	Апатиты	mozay@nm.ru

76.	Сивков Дмитрий Васильевич	МГУ им. М.В. Ломоносова	Москва	boeva@igem.ru
77.	Сидорова Нина Викторовна	ИГЕМ РАН	Москва	nsidorova181189@mail.ru
78.	Сильянов Сергей Анатольевич	СФУ ИГДГиГ	Красноярск	silyanov-s@mail.ru
79.	Смышляева Олеся Игоревна	МГУ им. Ломоносова	Москва	zzzzzuka@mail.ru
80.	Степанов Сергей Юрьевич	Горный университет	Санкт-Петербург	Stepanov-1@yandex.ru
81.	Суханова Анна Алексеевна	Горный университет	Санкт-Петербург	lesyawinx15@yandex.ru
82.	Суханова Кристина Глебовна	Горный университет	Санкт-Петербург	cris.suhanova92@yandex.ru
83.	Сучков Александр Викторович	ФГУП «ВИМС»	Москва	alexsandir@mail.ru
84.	Тарасова Юлия Игоревна	ИГХ СО РАН, ИНЦ СО РАН	Иркутск	j.tarasova84@yandex.ru
85.	Татарина Дарья Сергеевна	МГУ им. М. В. Ломоносова, ИЭМ РАН	Москва, Черноголовка	dartatar@mail.ru
86.	Ткачева Дарья Андреевна	ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга	Санкт-Петербург	shunya2004@bk.ru
87.	Толмачева Елена Васильевна	ИГГД РАН	Санкт-Петербург	katerina232k@yandex.ru
88.	Тонкачев Дмитрий Евгеньевич	ИГЕМ РАН	Москва	tonkacheev@mineralog.com
89.	Трофимов Николай Дмитриевич	МГРИ-РГГРУ	Москва	trofim-kol@mail.ru
90.	Усачева Анна Андреевна	ИГЕМ РАН	Москва	usacheva@igem.ru
91.	Усольцев Дмитрий Георгиевич	НИ ТПУ	Томск	usoltsev_d@mail.ru
92.	Устинов Степан Андреевич	ИГЕМ РАН	Москва	stevesa@mail.ru
93.	Филина Мария Игоревна	ФГБУН ГЕОХИ РАН	Москва	makimm@mail.ru
94.	Ходня Мария Сергеевна	МГРИ-РГГРУ	Москва	volha48@mail.ru
95.	Хоменко Маргарита Олеговна	ИГМ СО РАН	Новосибирск	_homenocka_@mail.ru
96.	Хомяк Алексей Николаевич	МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет	Москва	khomyak.an@yandex.ru
97.	Целуйко Александр Сергеевич	Институт минералогии УрО РАН	Миасс	celyukoa@rambler.ru
98.	Чайка Иван Федорович	ИГМ СО РАН, НГУ	Новосибирск	ifc02@yandex.ru
99.	Шарапова Анна Валерьевна	МГУ им. М. В. Ломоносова	Москва	avsharapova@mail.ru
100.	Шатова Надежда Витальевна	ВСЕГЕИ	Санкт-Петербург	shatova_nadejda88@list.ru
101.	Широков Валерий Владимирович	НИ ТГУ	Томск	strelyaev@ggf.tsu.ru

102.	Шишкина Татьяна Александровна	ГЕОХИ РАН	Москва	t.shishkina@geokhi.ru
103.	Щербаков Василий Дмитриевич	МГУ им. М.В. Ломоносова	Москва	vasiliy7@gmail.com
104.	Щербатых Мария Олеговна	МГУ им. М.В. Ломоносова	Москва	Shchermasha@gmail.com
105.	Юричев Алексей Николаевич	ТГУ	Томск	juratur@sibmail.com
106.	Якимов Тимур Сергеевич	БГУ	Улан-Удэ	yakimov-timur@mail.ru
107.	Яковлев Евгений Юрьевич	ИЭПС УрО РАН	Архангельск	yakov24lev99@mail.ru
108.	Якубович Ольга Валентиновна	ИГГД РАН	Санкт-Петербург	olya.v.yakubovich@gmail.com