

ИГЕМ РАН
СМУиС ИГЕМ РАН



НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Сборник материалов
XII Российской молодёжной
научно-практической Школы

Научное электронное издание

27 ноября - 01 декабря 2023 г.
ИГЕМ РАН, Москва

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

Новое в познании процессов рудобразования

Двенадцатая Российская молодёжная научно-практическая школа

27 ноября – 01 декабря 2023 г.

Москва-2023

УДК 553+552+548/549+550.4+550.3+502/504+550.93
ББК 26.3
Н 74

Новое в познании процессов рудообразования: Двенадцатая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 27 ноября – 01 декабря 2023 г. Сборник материалов [Электронный ресурс] - Электрон. дан. (1 файл: 26,5 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2023.

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

Редакторы: В. А. Петров, Е. Е. Амплиева, Е. В. Ковальчук, Вл. Б. Комаров, М. М. Комарова, С. А. Устинов, А. А. Усачева

Фото на обложке – Е. Е. Амплиева

ISBN 978-5-88918-074-6

© Коллектив авторов, 2023
© ИГЕМ РАН, 2023
© СМУиС ИГЕМ РАН, 2023

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)



ФГБУ «ЦНИГРИ»

При поддержке:



Российская академия наук



Отделение наук о Земле Российской академии наук



Министерство науки и высшего образования Российской Федерации



Российское минералогическое общество (РМО)



The Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA)



Компания "Геотехнологии"
<https://geotechnologies.ru/>

Организационный комитет

Председатель: Петров В. А., чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Заместитель председателя программного комитета: Амплиева Е. Е., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Члены программного комитета:

Аранович Л. Я., академик, д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Белогуб Е. В., д.г.-м.н., Имин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс

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

Викентьев И. В., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

Вымазалова А., Dr., Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic

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

Крупская В. В., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

Леонтьев В. И., к.г.-м.н., ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург

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

Наумов Е. А. к.г.-м.н., ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

Перцев А. Н., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

Плотинская О. Ю., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

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

Тарасова Н. П., профессор, д.г.-м.н., чл.-корр. РАН, ИПУР РХТУ им. Д. И. Менделеева

Черкашѐв Г. А., д.г.-м.н., ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург

Заместитель председателя организационного комитета Устинов С. А., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Члены организационного комитета:

Андреев А. А., ИГЕМ РАН, председатель СМУиС ИГЕМ РАН

Гусева А. С., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Жиличева О. М., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Ковальчук Е. В., ИГЕМ РАН

Комаров Вл. Б., ИГЕМ РАН

Комарова М. М., ИГЕМ РАН

Котов А. А., ИГЕМ РАН

Лексин А. Б., ИГЕМ РАН

Мурашов К. Ю., ИГЕМ РАН

Селиванов П. В., ФГБУ «ЦНИГРИ»

Усачева А. А., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Шипилова Е. С., ИГЕМ РАН

Языкова Ю. И., ИГЕМ РАН

Оглавление

Организаторы	4
Организационный комитет.....	5
Оглавление.....	6
Минералогические особенности минералов рудной залежи Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения	
Бадмажапов Б. Б., Дамдинов Б. Б.	12
Геоморфологический метод при поиске рудных полезных ископаемых: к 100-летию со дня рождения Ю. Г. Симонова	
Баранов Д. В.....	14
Формы нахождения золота и серебра в зоне гипергенеза эпитермальных месторождений адуляр-кварцевого типа Камчатки	
Буханова Д. С., Жегунов П. С., Швейгерт П. Е.....	18
Особенности строения гидратированных представителей группы лабунцовита относящихся к твердому раствору цепинит- Na – «цепинит- Ba » – цепинит- K по данным рентгеноструктурного анализа и КР-спектроскопии	
Вайтиева Ю. А., Чуканов Н. В., Вигасина М. Ф., Варламов Д. А., Волков С. Н., Расцветаева Р. К., Аксенов С. М.....	22
Взаимосвязь сейсмической активности и подземных вод	
Видякина Е. С., Каримова О. А.	26
Термометрические исследования Калужской области	
Видякина Е. С., Каримова О. А.	28
Текстурно-структурные особенности бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго, как показатель их генезиса (Западная Африка)	
Внучков Д.А., Макарова М.А, Шипилова Е.С., Боева Н.М., Мельников Ф.П., Слукин А.Д.....	31
Сравнение состава хромшпинели хромититов расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов: Бушвельда, Йоко-Довыренского массива и Сопчеозерского месторождения	
Вурмс Д. М., Кислов Е. В.	34
Плагиоклазовый ликвидусный композитометр общий для водосодержащих и безводных систем	
Гнучев Я. Ю., Бычков Д. А., Коптев-Дворников Е. В.	38
Нижне-Олломинское месторождение апокарбонатного нефрита, Средне-Витимская горная страна	
Гончарук И. С., Кислов Е. В., Вантеев В. В.	42
Геологическое строение и последовательность рудообразования на золоторудном месторождении Южные Ашалы (Восточный Казахстан)	
Греку Е. Д., Калинин Ю. А., Сердюков А. Н.....	45

Разработка автоматизированной экспертной системы для прогнозирования гидротермальных (полиметаллических) месторождений на основе нейросетевых технологий (на примере юго-восточного Забайкалья)	
Гришков Г. А., Нафигин И. О., Устинов С. А., Петров В. А., Минаев В. А.	48
Экологические аспекты разработки карьеров строительных материалов Подмоскowsья	
Громова Ю. М.	53
Закономерности благороднометальной минерализации жильных тел кварцевых пород Осевой зоны хребта Большой Каратау, Южный Казахстан	
Жданова В. С., Козин А. К., Алиев Э. Ш.	57
Новейшая геодинамика западной части Восточно-Европейской платформы для оценки устойчивости располагающихся на ней атомных станций	
Иванов И. И., Зайцев В. А.	61
Современное состояние экологической безопасности горнодобывающих предприятий в области разработки месторождения ураносодержащей руды	
Иванов К. О, Сорокина Ю. С.	64
Основные типы рудной минерализации Иочиминского потенциального рудного узла (Енисейский кряж) и их отражение в геохимических полях	
Иордан Д. А., Макаров В. А.	68
Изоморфизм в минералах группы эвдиалита Ловозерского массива	
Каримов М. Р.	72
Щелочная минеральная ассоциация пород дайкового пояса Цаган-Уул (Северная Монголия)	
Карпова М. И., Никифоров А. В., Козловский А. М., Мороз У. А.	74
Геохимия и петрология примитивных пород Мончегорского плутона (Кольский регион)	
Карпова М. И.	78
Положение шеелита в разрезе Олимпиадинского золоторудного месторождения и его геохимические характеристики (Енисейский кряж, Россия)	
Кешиков А. Е.	82
Типы золоторудной минерализации Раздолинского рудного узла и перспективы выявления рудных объектов на Сорочьей площади (Енисейский кряж)	
Кирикова А. П. Макаров В. А.	86
Особенности локализации полиметаллического оруденения в пределах Горевского рудного узла и перспективы выявления рудных объектов на Татарскодолгинской площади (Енисейский кряж)	
Коваленко А. В., Макеев С. М., Юлдашев З. А.	91
Новые находки остатков позвоночных в мезозойских отложениях Гусиноозерской впадины	
Ковтанюк О. А, Ветлужских Л. И., Скрипников М. С.	94
Сравнительная характеристика золоторудных парагенезисов, связанных с метасоматитами листовенит-березитовой формации, на примере Берёзовского и Пещерного месторождений золота на Урале	
Кожемонян А. С., Степанов С. Ю., Паламарчук Р. С., Трифонов И. В.	96

Сравнительный анализ россыпного самородного золота Мурзинской группы россыпей (Северный Урал) и Миасской россыпной зоны (Южный Урал)	
Козин А. К., Степанов С. Ю.....	100
Индикаторная роль характеристик REE в железо-марганцевых рудах Ботомской рудной зоны, Республика Саха (Якутия)	
Козлов Г. А.,.....	104
Особенности химического состава апатита Тарутинского медно-скарнового месторождения (Южный Урал)	
Корякина А. В., Плотинская О. Ю.....	108
Новые данные о Se-Te минерализации в рудах Озерновского месторождения, Центральная Камчатка	
Кудаева Ш. С., Скильская Е. Д., Козлов В. В.....	111
Сравнительная характеристика сульфидных руд Северо- и Южно-Масловских месторождений (Норильский район)	
Кузьмин И. А.	113
Влияние техногенеза на гидрохимический режим подземных вод на примере г. Кострома	
Куницкая С. Л.....	117
Минералогическая характеристика вмещающих пород и руд Ченкеленьинского рудного поля (Республика Саха (Якутия))	
Лейбгам П. Н., Беговатов С. С., Бондаренко Н. В.	119
Пространственное разделение железа и алюминия при образовании бокситов	
Макарова М. А., Шипилова Е. С., Внучков Д. А., Мельников Ф. П., Лопухин М. А., Боева Н. М.	122
Типы рудной минерализации месторождений Темирского рудного поля и оценка их потенциала при формировании россыпей золота (Кузнецкий Алатау)	
Мартынова А. Д., Макаров В. А.	126
Влияние примеси теллура на термические свойства синтетического аналога минерала инсизвайта PtBi ₂	
Межуева А. А., Каримова О. В., Упорова Н. С., Иванова Л. А., Ширяев А. А., Чареева П. В.	131
Особенности флюидных включений центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау)	
Молукпаева Д. К., Ворошилов В. Г.....	134
Пикробазальты Западного Сангилена и их соотношения с раннепалеозойским базитовым магматизмом (на примере Нарынского массива)	
Мороз У. А., Ярмолук В. В., Никифоров А. В.	137
Преобразование бентонитов в модельных растворах захоронения радиоактивных отходов	
Морозов И. А., Королева Т. А., Нестеренко А. А., Козлов П. П., Крупская В. В.....	141
Последовательность минералообразования руд Южно-Магнетитового месторождения (Озёрнинский рудный узел, Бурятия)	
Москвитина М. Л., Дамдинов Б. Б., Извекова А. Д.	142
Особенности золотой минерализации колчеданного месторождения Абыз (Центральный Казахстан)	

Николаева А. Н., Ярчук А. В.....	147
Теллуру-висмутовая минерализация колчеданных месторождений Казахстана	
Николаева А. Н.	149
Эрденетская вулcano-плутоническая ассоциация: возраст и геохимические характеристики. (Северная Монголия)	
Новикова А. С., Козловский А. М., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б., Травин А. В. ...	153
Состояние и развитие МСБ цветных и благородных металлов Центрально-Азиатского региона	
Пашков В. С., Сватков А. С.	156
Геохимические ассоциации тяжёлых металлов и радионуклидов в пахотных чернозёмах: многомерный статистический анализ	
Погожев П. Е., Жерненко А. О., Парамонова Т. А.	157
Высоко-Тi гранаты из щелочных силикатных и силикатно-карбонатных пород Чикского массива (Сангиленское нагорье, Тыва)	
Поляков Н. А., Никифоров А. В., Хертек А. К.	161
Типичные спектрограммы фотолуминисценции кальцитов Сюльдюкарского кимберлитового поля	
Попов Е. М., Ерёмченко Р. У., Евтушенко М. С., Игнатов П. А.	165
Морфологический анализ россыпного золота при прогнозировании нетипичных источников аллювиальных россыпей	
Прасолов А. М., Владимирцева О. В.	169
Оценка содержания Ra-226 и нефтепродуктов в донных отложениях рек Колвы и Усы (Большеземельская тундра Ненецкого автономного округа)	
Пучков А. В., Яковлев Е. Ю., Дружинин С. В.	173
Оценка формирования радиационных параметров почвенного покрова в зависимости от изменения мерзлотных условий (Канинская тундра Ненецкого автономного округа)	
Пучков А. В., Яковлев Е. Ю.	177
Особенности химического состава вольфрамита Пороховского и Юго-Коневского месторождений W (Южный Урал)	
Рогов Д. А.	180
Аутигенный пирит в донных осадках метановых сипов континентального склона моря Лаптевых	
Рубан А. С.	185
Экспериментальное изучение состояния палладия в сверхкритических сульфидных и хлоридных гидротермальных флюидах	
Рубцова Е. А., Дягилева Д. Р., Акинфиев Н. Н., Зотов А. В., Тагиров Б. Р.	189
Вулканоогенно-осадочные цеолиты месторождения Хонгуруу (Якутия)	
Румянцева А. О., Белоусов П. Е., Кайлачаков П. Э.	194
Возможный механизм образования криолитсодержащих гранитов (на примере месторождений Восточной Сибири)	
Русак А. А., Щекина Т. И., Луканин О. А.	197
Геолого-промышленные и геологические особенности Бушвельдского массива в ЮАР	

Рыбин И. В. ¹	199
Промышленно-генетические и геологические особенности медно-колчеданного месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан)	
Рыбин И. В.	203
Промышленно-генетические и геологические особенности титан-циркониевого россыпного Лукояновского месторождения	
Рыбин И. В.	207
Особенности вековой вариации геомагнитного поля по данным обсерваторий «Москва» и «Бельск» за период с 2000 по 2021 гг.	
Рябова С. А.	211
Адсорбция ртути (II) на песчано-гелевом материале в присутствии других металлов	
Салаватова Д. С., Фяйзуллина Р. В., Бычков Д. А.	213
(U,Th)-He датирование пирита и новые данные о минералогии эпитермальных руд Каларского рудопроявления, Горная Шория	
Соколова Л. А., Лейбгам П. Н., Якубович О. В., Аносова М. О., Черных А. И., Наумов Е. А.	217
Глиноземистые гнейсы Беломорской провинции: результаты геохронологических исследований монацита и циркона	
Суханова М. А., Сальникова Е. Б., Степанова А. В., Адамская Е. В.	221
Анализ действующей системы мониторинга подземных вод Мочинского участка водозабора Подольска	
Топильская В. В., Черепанский М. М.	223
Кинетика обезвоживания природных кристаллогидратов	
Упорова Н. С.	224
Сравнительный анализ методов прогнозирования концентраций серебра с использованием машинного обучения в пределах Центрального рудного узла (Чукотский АО)	
Фигероа Б. Ф. К., Савинова О. В.	227
Типохимизм и формационные типы коренных источников самородного золота россыпей Егорьевского рудно-россыпного района (СЗ Салаирский кряж)	
Фоминых П. А.	230
Эволюция сульфидных отложений медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал)	
Целуйко А. С.	234
Использование данных дистанционного зондирования Земли для анализа экологической нагрузки и рудного потенциала техногенных отвалов Ковдорского ГОКа	
Чуриков Ю. А., Самсонов А. А.	238
Возможности определения содержаний редкоземельных элементов в куларитовых концентратах на установке атомно-эмиссионного спектрального анализа с дуговым двухструйным плазмотроном	
Шавекин А.С., Сарыг-оол Б.Ю., Жмодик С.М.	243
Условия образования аутигенного барита в полиметаллических хвостохранилищах	

Шавекина А. Ш., Юркевич Н. В., Гаськова О. Л., Артамонова В. С., Бортникова С. Б., Волынкин С. С.....	246
Ферриплантиты в бокситоносном профиле латеритной коры выветривания (провинция Фута Джаллон-Мандинго, Западная Африка)	
Шипилова Е. С., Макарова М. А., Внучков Д. А., Слукин А. Д., Мельников Ф. П., Боева Н. М.	250
Минералогия шлаков Сузунского завода	
Щеклеина М. Д., Типцов В. А., Коршунов Д. М., Овсянников Г. Н.....	253
Платиноиды системы Rh–Zn–Pt из хромититов массива Рай-Из как новый минеральный вид (Полярный Урал)	
Юричев А. Н.	257
Оценка датирования ^{210}Pb и вертикальной миграции атмосферных радионуклидов в осушенном торфянике верхового типа арктической зоны России	
Яковлев Е. Ю., Кудрявцева А. А., Орлов А. С.....	261
Изотопный состав серы сульфидов месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан)	
Ятимов У. А., Садыков С. А.....	266

Минералогические особенности минералов рудной залежи Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения

Бадмажапов Б. Б.¹, Дамдинов Б. Б.¹

¹ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, badmazapovbato@gmail.com, damdinov@mail.ru

Аннотация. В работе рассмотрено Озерное свинцово-цинковое месторождение для выявления особенностей минералов рудной залежи исследовался разрез скважины OZGM-007 Озерного месторождения. Среди главных рудных минералов преобладают пирит, сфалерит, галенит, в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, арсенопирит, пирротин и гематит. Получены данные о составе минералов со сканирующего микроскопа с 134,3 метров по 171,7 которые помогут выявлению особенностей минералов и возможной скрытой зональности оруденения.

Ключевые слова: Озерное месторождение, пирит, Еравнинский рудный район, внутреннее строение, рудная залежь.

Озерное свинцово-цинковое месторождение находится в Еравнинском районе. Месторождение расположено в пределах Озернинского рудного узла Еравнинского рудного района (Гордиенко, 2010).

В тектоническом плане Еравнинский рудный район рассматривается в составе Удино-Витимской зоны палеозоид Байкало-Витимской складчатой системы (Минина, 2016) и характеризуется циклическим развитием, объединяя вещественные комплексы каледонского (С–S1), раннегерцинского (S2–C2) и позднегерцинского (PZ3) структурных этажей, становление которых происходило в определенных геодинамических обстановках. Все породы разреза Озернинского рудного узла в разной мере насыщены сульфидами, главным образом пиритом. Сульфидные рудные тела приурочены к нескольким стратиграфическим уровням разреза рудовмещающей толщи и представляют собой серию расположенных друг над другом пластовых и пластообразных залежей, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м.

Пробы отобраны в 2022 г. из керна скважины OZGM-007 на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении. Образцы представлены брекчиевыми и массивными рудами с различной степенью метасоматического преобразования. Химические составы минералов были определены с использованием сканирующего электронного микроскопа Leo-1430 с приставкой для количественного анализа Inca-Energy. Пробы были проанализированы методом РФА (аналитики – Жалсараев Б.Ж., Бартанова С.В.). Аналитические исследования выполнены в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Для выяснения условий образования исследовался разрез скважины OZGM-007 Озерного месторождения. Изучение объекта проводилось в интервале 83 м, на горизонтах от + 96,6 м до + 180 м и не охватывает всю скважину. Предлагаемые данные необходима дальнейшая доработка в последующем изучении. Для этого исследовался рудный слой на предмет изменений руды с целью выяснения генераций пирита, сфалерита, галенита где по данным анализа видно, что генераций минимум три.

Разрез скважины сложен переслаиванием туфитов, туфопесчаников, диабазовых порфиритов, КПМ руды и известковой брекчии, с горизонтами полосчатых и брекчиевых руд. Мощность рудных прослоев достигает до 40 м.

Среди главных рудных минералов преобладают пирит, сфалерит, галенит, в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, арсенопирит, пирротин и гематит.

Пирит наблюдается в трех генерациях. Пирит 1 – наблюдается во всех аншлифах и составляет основную их массу, в основном образует тонкое и весьма тонкие мелкозернистые агрегаты. Преобладает пирит с размером зерен 0.05 мм. Зерна и агрегаты пирита включают в себя нерудные

минералы, часто выступают зоны с сфалеритовым агрегатом, занимающим доминирующее положение в которых редко встречаются кристаллы арсенопирита. Зерна пирита нередко срastaются, образуя гипидиоморфнозернистый или аллотриоморфнозернистый агрегат.

Пирит 2 представляет собой относительно крупные идиоморфные кубические кристаллы размером в среднем 100 мкм, образующие крупнозернистые (перекристаллизованные?) агрегаты среди тонкозернистого пирита 1. В пирит 2 часто ассоциирует со сфалеритом, зерна которого слегка трещиноваты.

Пирит 3 встречается преимущественно в секущих или послойных кварц-сульфидных прожилках в виде крупных идиоморфных кристаллов размером от 40-250 мкм, большинство которых расположены ассоциирует с агрегатами галенит-сфалеритового состава.

Сфалерит встречается в виде цемента для пирита 1 в мелко-тонкозернистых полосчатых рудах, в виде прожилковидных выделений с неровной и шероховатой поверхностью, которые интенсивно замещают кристаллы арсенопирита. Также крупные агрегаты сфалерита присутствуют в кварц-сульфидных прожилках, в ассоциации с пиритом 3. На всей площади крупных выделений сфалерита прослеживается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Кроме того, сфалерит, как и другие рудные минералы, диагностируется в виде включений в пирите.

Арсенопирит сложен кристаллами (метакристаллами?) ромбообразной и угловатой формы, с ровными границами. Часто развивается в кварцевых или кварц-сульфидных микропрожилках. Размер кристаллов арсенопирита варьирует от 0,1 мм до 1 мм.

Халькопирит встречается в виде редких зёрен угловатой и неправильной формы, размером до 150 мкм, преимущественно в кварц-сульфидных прожилках. В полосчатых мелко-тонкозернистых рудах халькопирит не наблюдается. Кроме того, данный минерал диагностируется в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите из кварц-сульфидных прожилков. Часто, халькопирит наблюдается в сростках с галенитом. Для этого исследовался рудный слой на предмет изменений руды с целью уточнения состава руд и изменения состава цинка, железистость сфалерита, мышьяковистость арсенопирита, где показания галенита, пирита и арсенопирита остаются в пределах нормы, но сфалерит имеет незначительные колебания где при увеличении железа уменьшается доля цинка и также наоборот. Также есть изменение содержания цинка и свинца на протяжении от + 96,6 м до + 180 м кривая роста постепенно возрастает где вскоре резко увеличивается концентрация полезных веществ начиная с рудного интервала 134 м достигая пика на 140.1 м где дальнейшие колебания свинца и цинка связаны увеличением доли железа, кремния что показывает неоднородность состава рудного слоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант №22-17-00106.

Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // ГРМ. 2015. Т 57. № 2. С. 114-124.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и Геофизика. 2010. № 5. С. 589-614.

Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье). Геотектоника. 2016. №3. С. 63-84

Геоморфологический метод при поиске рудных полезных ископаемых: к 100-летию со дня рождения Ю. Г. Симонова

Баранов Д. В.¹

¹Институт географии РАН, г. Москва, dm_baranov@igras.ru

17 марта 2023 года исполнилось 100 лет со дня рождения доктора географических наук, профессора кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, участника Великой Отечественной войны Юрия Гавриловича Симонова (1923 – 2019). Во второй половине XX века, когда геоморфологический метод уже активно применялся при поиске россыпных и нефтегазовых месторождений, Ю.Г. Симонов одним из первых предложил применять комплекс геоморфологических методов при поиске коренных месторождений рудных полезных ископаемых. Работы Юрия Гавриловича, посвященные этой тематике, заложили основу нового направления поисковой геоморфологии – рудной геоморфологии (Симонов, 1968; 1973).

Связь проявлений оруденения и рельефа установлена во многом благодаря масштабным геоморфологическим исследованиям Забайкальской экспедиции под руководством Ю.Г. Симонова в одном из перспективных во второй половине XX века районов промышленного освоения – Забайкалье (Лукашов, Симонов, 1971; Симонов, 1972). Известно, что формирование эндогенных месторождений может быть как синхронно с эпохой современного рельефообразования, так и отдалено от него значительным временным отрезком. Тем не менее, и тот, и другой процесс контролируются, в целом, одинаковым набором факторов (Симонов, 1973).

Во-первых, это структурный план территории – определяющий как проявление магматизма и движение рудоносных флюидов, так и действие экзогенных процессов (Симонов, 1973). Неотектонические структуры зачастую имеют унаследованную природу и развиваются по структурному плану, соответствующему времени рудообразования. Исходя из этого структурно-геоморфологический анализ территории помогает выявить древние структурные линии и узлы, к которым приурочено внедрение рудных растворов (Симонов, Лукашов, 1966; Симонов, 1967). Установление приуроченности рудопроявления к определённым неотектоническим структурам (сводам, блокам) и их частям позволяет выделить наиболее благоприятные участки для поисковых работ (в крупном масштабе). Так, например, для молибденового оруденения наиболее благоприятными в Забайкалье являются центральные части инверсионных поднятий и инверсионно воздымающиеся блоки на периферии малых сводов (Лукашов, Симонов, 1971).

Рудные тела и зоны находят отражение в рельефе и на уровне металлогенических морфоструктурных провинций (Симонов, 1967; 1972). Это установлено в Забайкалье при сопоставлении геоморфологических провинций, выделенных Ю.Г. Симоновым (1967) с рудными поясами, выделенными С.С. Смирновым (1944, по Симонову, 1967). Золото-молибден-турмалиновый и олово-вольфрамовый пояса соответствуют Дауро-Нюкжинской провинции – сложно построенной горной стране с чередованием больших и малых сводов со средне- и низкогорными хребтами, внутригорными бассейнами и впадинами (рис. 1). Серебро-свинцово-цинковый пояс совпадает с Приаргунской горной страной, представляющей сочетание линейно-вытянутых горных хребтов и разделяющих их депрессий (рис. 1).

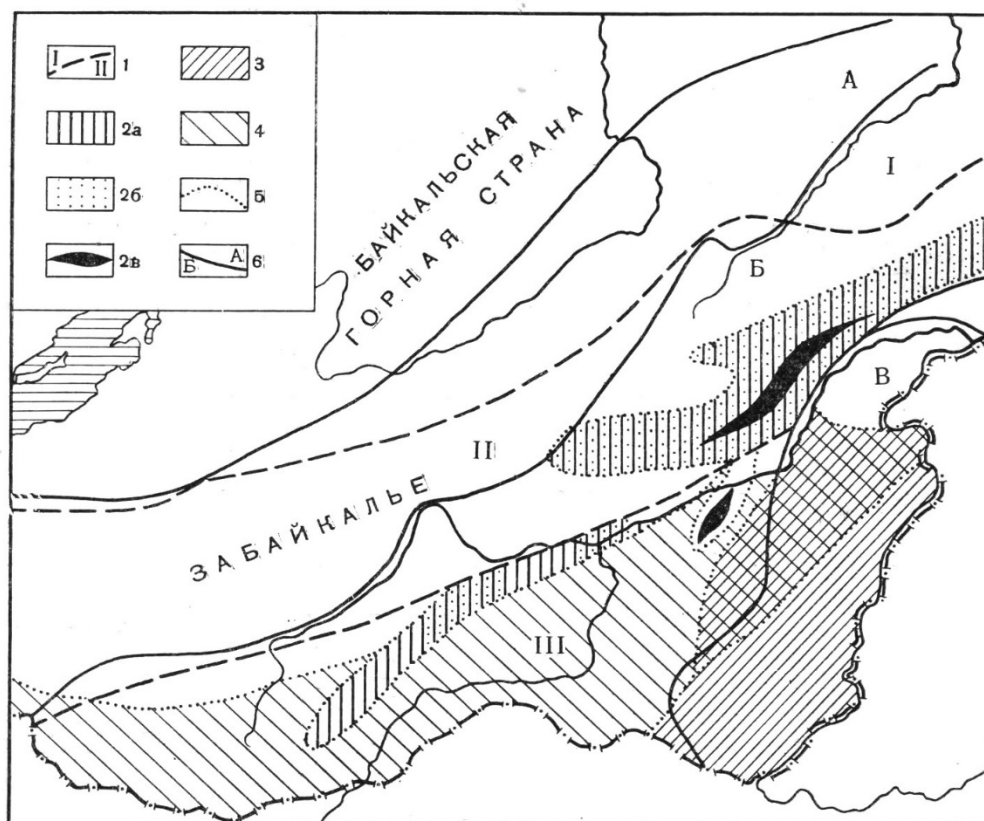


Рисунок 1. Соотношение структурных зон, рудных поясов и морфоструктурных провинций Забайкалья (Симонов, 1972).

Условные обозначения: 1 – границы структурных зон (по А.А. Якжину): I – каледонские складчатые области, II – варисские складчатые комплексы, III – мезозойские складчатые комплексы; 2 – границы рудных поясов (по С.С. Смирнову): 2а – золото-молибден-турмалиновый (2а – кварц-турмалиновое образование, 2б – золотое оруденение, 2в – молибденовое оруденение), 3 – серебро-свинцово-цинковый, 4 – олово-вольфрамовый; б – границы морфоструктурных провинций: А – Селенго-Витим-Олёкминская, Б – Дауро-Нюкжинская, В – Приаргунская.

Во-вторых, это геохимические свойства вмещающих пород, которые определяют интенсивность выветривания и избирательной денудации (Симонов, 1973). При этом необходимо учитывать как степень устойчивости самих рудных тел (она может быть как выше, так и ниже устойчивости фоновой поверхности), так и ландшафтно-климатические условия местности, определяющие интенсивность и направленность действующих процессов (Симонов, 1968). Так, в виде отпрепарированных гребней зачастую встречаются прокварцованные жилы, а в виде линейных депрессий – ослабленные зоны, обогащённые слюдами, сульфидами и глинистыми минералами (Симонов, 1973). При этом в гумидных условиях в рельефе наиболее выражены ослабленные зоны, а в аридных – наоборот, наиболее «укреплённые» (Симонов, 1968; Лукашов, Симонов, 1971).

Также установлено, что за счёт различия с фоновой поверхностью в литологии, обводнённости и степени экзогенной проработки отражение в рельефе находят важные структурные линии рудных полей (Симонов, Лукашов, 1966; Лукашов, Симонов, 1971). Для рудных полей Забайкалья подтверждено положение о том, что эрозионная сеть наследует основные направления разломов и зон трещиноватости. Последние также могут быть выражены в рельефе в виде серий глубоких седловин, линейных курумов, нивационных цирков, наледных образований и термокарстовых западин. При этом важно понимать, что крупные разломы имеют не только длину и глубину, но и ширину – то есть выражены в рельефе не в виде одной линии, а в виде «зоны сближенных нарушений» (Симонов, 1972). Такие крупные зоны региональных разломов, как правило, подчёркнуты главными реками.

Отмечается, что в пределах рудных полей гидротермальных месторождений механический состав элювиально-склоновых отложений заметно отличается от такового на

фоновой поверхности (Лихачёва и др., 1975). Установлено, что для таких участков характерно увеличение доли мелкой дресвы, пыли и алеврита. Эти особенности способствуют усилению транспорта отложений, в частности при увлажнении и наличии многолетней мерзлоты активизируются солифлюкционные процессы. На фоновой поверхности, где преобладают преимущественно крупнообломочные образования, такого не происходит – здесь господствуют курумные поля.

Исходя из установленных связей между рельефом и оруденением, Ю.Г. Симонов сформулировал две основные задачи геоморфологического метода при поиске коренных месторождений (Симонов, 1968; 1972). Во-первых, необходимо выяснить структурный план территории, который контролирует размещение рудных полей и узлов. Во-вторых, определить величину денудационного среза – как критерий оценки перспективности территории на тот или иной тип оруденения. Среди геоморфологических приёмов к определению величины денудационного среза – изучение истории развития рельефа (и, в частности, тектонических циклов), морфометрический анализ рельефа, измерение вынесенного объёма пород – эрозионного выреза (Симонов, 1968, 1972, 1973).

Важное значение имеет масштаб рассмотрения рельефа (Симонов, 1968); наиболее оптимально применять последовательную смену масштабов структурно-геоморфологических исследований: 1:1000000 – 1:300000 – 1:50000 – 1:10000 (Симонов, 1972). В мелком масштабе наиболее заметна высотная дифференциация: например, редкометальное оруденение приурочено обычно к центральным частям малых сводов, а кварц-сульфидное – к зонам разломов и днищам речных долин. В среднем масштабе выявляются детали отдельных горных массивов, характер и интенсивность неотектонических движений и степень их унаследованности от более ранних эпох. Это способствует, в том числе, и решению второй геоморфологической задачи – определению величины денудационного среза.

Ю.Г. Симоновым предложено два способа геоморфологических поисков рудных месторождений (Симонов, 1977). Первый способ основан на изучении особенностей рельефа уже выявленных месторождений – для установления черт рельефа, характерных для районов оруденения. Второй способ (по сути являющийся обратной задачей для первого) – построение логических схем возможной связи особенностей оруденения с его проявлением в рельефе. Результат применения геоморфологического метода при поиске рудных месторождений (как и любого другого среди географических методов) Ю.Г. Симонов предложил представлять в виде специальной поисковой геоморфологической карты.

На такой карте следует обозначать направление и объём сноса материала, выделять текто- и литоморфоструктуры, теригенно-питающие провинции, линияменты и массивы магматических пород (Симонов, 1977). В качестве дополнительной информации предлагается указывать (при наличии) сведения о наличии россыпей, уже установленных рудопроявлений, а также данные геохимического опробования. На составляемой карте важно отразить степень соответствия современного структурного плана территории структурному плану эпохи рудообразования. Как правило эта связь оказывается достаточно высока. Отдельно стоит показывать инверсионные структуры.

Наиболее успешными в использовании, по мнению Ю.Г. Симонова, являются карты среднего и крупного масштабов (Симонов, Лукашов, 1975). Карты средних масштабов (1:100000, 1:200000) применимы для предварительной оценки территории. На таких картах отображаются крупные морфоструктуры, акцентируются формы и комплексы рельефа, непосредственно связанные с оруденением. Для отдельных руд имеют значение морфология внедолинного рельефа (силикатные никелевые, бокситы, марганцевые), погребённого рельефа (уран, ванадий, медь), древних береговых линий (фосфориты, бокситы, железные и марганцевые руды). Для эндогенных месторождений важное значение имеют структуры дорудного этапа.

Крупномасштабные геоморфологические карты (1:10000, 1:25000) предназначены для детальных поисков рудных месторождений; они составляются, как правило, на уже выявленных рудных полях (Симонов, Лукашов, 1975; Симонов, 1977). Важное значение имеет пластика рельефа вершинных поверхностей, привершинных склонов и седловин. Особое внимание

обращается на подвижность рыхлого (склонового) чехла: отображаются его мощности, темпы смещения, делли, лавинные и камнепадные желоба, а также долинные формы малых порядков.

Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005). Автор благодарит сотрудников библиотек ИГ РАН и ИГЕМ РАН за помощь в поиске публикаций Ю. Г. Симонова.

Лихачёва Э.А., Лукашов А.А., Симонов Ю.Г. Некоторые особенности процессов морфолитогенеза на рудных полях гидротермальных месторождений // Вопросы геоморфологии. – М.: Московский филиал ГО СССР. 1975. С. 33 – 35.

Лукашов А.А., Симонов Ю.Г. Геоморфологический анализ при изучении эндогенных рудных полей Восточного Забайкалья // Вестник Московского университета. №4. 1971. С. 35 – 41.

Симонов Ю.Г. Две основные геоморфологические задачи при поисках эндогенного оруденения // Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения. – Чита: Издательство Забайкальского филиала ГО СССР. 1968. С. 3 – 8.

Симонов Ю.Г. О совпадении основных морфоструктурных и металлогенических провинций в Забайкалье // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. вып. III. 1967. С. 30 – 33.

Симонов Ю.Г. Особенности геоморфологического картографирования при поисках месторождений эндогенного оруденения // Геоморфологическое картирование. М.: «Высшая школа». 1977. С. 329 – 334.

Симонов Ю.Г. Принципы поисковой геоморфологии // Вопросы географии. сб. 92. Поисковая геоморфология. 1973. С. 8 – 17.

Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Издательство Московского университета. 1972. 252 с.

Симонов Ю.Г., Лукашов А.А. Применение геоморфологических методов при изучении структур рудных полей в условиях Забайкалья // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. вып. II. 1966. С. 154 – 159.

Симонов Ю.Г., Лукашов А.А. Содержание специальных геоморфологических карт разных масштабов для поисков рудных месторождений // Проблемы геоморфологического картографирования. Тезисы докладов Всесоюзного совещания по разномасштабному геоморфологическому картированию (XI Пленум Геоморфологической комиссии АН СССР). Л.: ВСЕГЕИ. 1975. С. 57 – 60.

Формы нахождения золота и серебра в зоне гипергенеза эпиптермальных месторождений адуляр-кварцевого типа Камчатки

Буханова Д. С.¹, Жегунов П. С.¹, Швейгерт П. Е.¹

¹ИВУС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, *dasha-snejinka@yandex.ru*

Особенности образования гипергенных руд и зон обогащения эпиптермальных золото-серебряных месторождений активно изучаются и обсуждаются с конца XIX века (например, Liversidge, 1897; Emmons, 1900; Жемчужный, 1922). Гипергенные минералы серебра (акантит, самородное серебро и галогениды серебра) и высокопробное золото отмечались в качестве главных рудных минералов маломощных зонах окисления некоторых эпиптермальных месторождений (например, Тонопа, Невада, Burgess, 1911; Националь, Невада, Lindgren, 1915). Однако в целом существенного перераспределения и гипергенного обогащения золота и серебра в большинстве эпиптермальных золото-серебряных месторождений не наблюдается (например, Sillitoe, Lorson, 1994).

Подвижность золота и серебра в гипергенной среде контролируется несколькими факторами, включающими минералогию руд и вмещающих пород, климатические, геоморфологические условия, особенности гидрологии и состава подземных вод (Emmons, 1900; Saunders, 1993). Различные комбинации этих факторов приводят к вариациям форм переноса золота и серебра, механизмов осаждения золота и серебра, а также к объединению или разделению золота и серебра в зоне гипергенеза (Webster and Mann, 1984; Gray et al., 1992).

Выветривание эпиптермальных золото-серебряных месторождений на поверхности или вблизи нее приводит к превращению гипогенных (первичных) минералов во вторичные (гипергенные) фазы. Например, сульфидные минералы меди могут быть преобразованы в минералы с более высоким состоянием «сульфидейшн» (например, халькопирит в халькозин), в оксидные минералы (например, куприт и тенорит), в карбонатные минералы (азурит и малахит). Выветривание сульфидных минералов железа приводит к образованию фаз серной кислоты, оксидов и оксигидроксидов железа. Образовавшаяся кислота может частично или полностью нейтрализоваться карбонатом и другими минералами.

Хлоридные анионы также эффективно осаждают серебро при поверхностных температурах в широком диапазоне окислительно-восстановительных и pH-условий, что объясняется чрезвычайно низкой растворимостью минералов галогенидов серебра (Gammons and Yu, 1997). Следовательно, в умеренно засоленных гипергенных условиях и независимо от pH флюида сульфиды серебра, сульфосоли и самородное серебро могут подвергаться прямому замещению галогенидами серебра (John et al., 2018). Чрезвычайно низкая растворимость галогенидов серебра в гипергенных условиях является основной причиной эффективного отложения серебра над уровнем грунтовых вод, хотя осаждение самородного серебра также может происходить при отложении серебра из нисходящих растворов (Sillitoe, 2019).

Физическое разрушение руды и вмещающих пород (ослабленных в результате выветривания) приводит к массовому переносу обломочного материала различных размеров, который отлагается в почвах и речных отложениях. Выветривание и разрушение первичных и вторичных минералов высвобождают элементы, в том числе благородных металлов, которые затем переносятся водой в поверхностные или подземные воды. Скорость, с которой происходят эти процессы, связана с климатом и рельефом местности месторождения (John et al., 2018).

В силу климатических и топографических особенностей, эпиптермальные системы Камчатки не характеризуются образованием мощных зон окисления. Однако в приповерхностных горизонтах, а также по разломам и трещинам, по которым циркулируют подземные воды, возможно образование смешанных зон, содержащих как гипогенные рудные, так и гипергенные минералы. В таких условиях можно наблюдать не только устойчивые

минеральные формы окисленных и первичных руд, но и широко распространены развивающиеся реакционные зоны с нестабильными минеральными парагенезисами.

В работе представлен обзор основных форм нахождения золота и серебра в зоне гипергенеза эпитеpмальных месторождений и рудопроявлений LS-типа Камчатки по результатам собственных наблюдений авторов и с использованием данных из литературных источников (табл. 1). Изучение минерального состава жильных зон месторождений и рудопроявлений проведено в ИВиС ДВО РАН с применением оптической аппаратуры и сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega-3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm².

Таблица 1. Формы нахождения рудных минералов в зоне гипергенеза эпитеpмальных Au-Ag месторождений и рудопроявлений Камчатки.

Месторождение и/или рудопоявление	Минералы Au-Ag		Ассоциирующие рудные минералы	
	гипогенные	гипергенные	гипогенные	гипергенные
Агинское ¹	Au (от 520-620 ‰ до 860-950 ‰), Hes, Ptз, Clv, Knn	Act, Au (MG), Bb, Bez, Bog	Ccp, Py, Sph, Alt	Gth, Cc, Bn, Mlc
Бараньевское ³ (золото-пирит-кварцевая ассоциация)	Au (LG), Ptз, Hes, Fbg	Act, Uyt, Ln, Au (HG)	Py, Gal, Ccp	Gth
Бараньевское ^{3,4} (золото-сульфосольно-кварцевая ассоциация)	Au (HG), Hes	Au (LG, до 4.9 масс.% Cu), Cag	Ccp, Emp, Py, Maw, Ttr, Aik, Wtc, Ttd, Zhg, Sta, Te, Mih, Rkd, Kaw	Cov, Gee, Bn, Cu
Асачинское (жильная зона Главная) ²	Nau, Fbg, Agu, Hes, Pyg, Au (от 225 до 881 ‰)	Au, Cag, Act, Ag	Py, Apy, Mrc, Pyh, Sph, Ccp, Gal, Plb, Ttr, Tnt, Bin, Ttd, As, Cin	Gth, Jrs
Асачинское (жильная зона №25)	Au (от 636 до 884 ‰), Hes, Ptз, Agu	Act, Uyt, Ag, Au (от 537 до 713 ‰)	Py, Ccp, Sph, Gal, Alt, Apy	Gth, Bn
Оганчинское	Au (от 667-725 ‰ до 797-820 ‰), Ptз, Hes, Fbg	Act, Ag	Py, Gal, Sph, Ccp, Ttr, Tnt, Ttr-Hg, Mrc, Clr, Apy, Cin, Wur	Jrs, Ght, Mlc, Cer, Ang, Smt
Рудопоявление Каньон	Hes, Au, Ptз	Act, Au, Cag, Ln, Uyt, Nau, Ag	Py, Ccp, Gal, Sph, Ttr, Gnк, Clr, Alt	Gth, Cov, Cc, Ang, Jrs, Mlc, Azu, Cer, Wul, Pbg, S
Рудопоявление Эвепента	Au (от 734 ‰ до 990 ‰), Hes, Ptз, Nau, Knn	Uyt, Pvk, Act, Cag, Au (MG), Au (HG, 940-990 ‰), Ag	Py, Ccp, Sph, Apy, Mol, Alt, Gal	Gth, Cov, Wul, Jrs, Pjrs, Mko

Использованные литературные источники: ¹Andreeva et al., 2013; ²Borovikov et al., 2009; ³Tolstykh et al., 2021; ⁴Якич и др., 2022.

Условные обозначения: агвиларит – Agu, азурит – Azu, айкинит – Aik, алтаит – Alt, англезит – Ang, арсенопирит – Apy, безсмертновит – Bez, билибинскит – Bb, богдановит – Bog, борнит – Bn, висмутин – Bin, виттихенит – Wtc, вульфенит – Wul, вюртцит – Wur, галенит – Gal, гессит – Hes, гринокит – Gnк, джирит – Gee, кавачулит – Kaw, калаверит – Clv, киноварь – Cin, ковеллин – Cov, колорадоит – Clr, креннерит – Knn, ленаит – Ln, малахит – Mlc, марказит – Mrc, мелковит – Mko, михараит – Mih, молибденит – Mol, моусонит – Maw, науманнит – Nau, оксиды и гидрооксиды железа – Gth, петровскаит – Pvk, петцит – Ptз, пираргирит – Pyg, пирит – Py, пирротин – Pyh, плюмбогуммит – Pbg, плюмбоэрозит – Pjrs, полибазит – Plb, рикардит – Rkd, самородная медь – Cu, самородная сера – S, самородное золото – Au (HG – высокопробное; LG – низкопробное; MG – горчичное), самородное серебро – Ag, самородный мышьяк – As, самородный теллур – Te, смитсонит – Smt, станноидит – Sta, сфалерит – Sph, теннантит – Tnt, тетрадимит – Ttd, тетраэдрит – Ttr, фрейбергит – Fbg, халькозин – Cc, халькопирит – Ccp, хлораргерит – Cag, церуссит – Cer, чжанхенит – Zhg, шватцит – Ttr-Hg, эмплектит – Emp, ютенбогаардтит – Uyt, ярозит – Jrs.

Жильные тела эпitherмальных месторождений и рудопоявлений LS-типа Камчатки преимущественно сложены кварцем, адуляром, реже карбонатом и халцедоном, зачастую брекчиевой текстуры с обломками вмещающих пород. Рудная минерализация распределена относительно равномерно и в целом составляет до 1-3 % от общей жильной массы. Среди наиболее распространенных гипогенных минералов золота и серебра выделяются (табл. 1): самородное золото (как низкопробное, так и высокопробное), гессит (Ag_2Te), петцит (Ag_3AuTe_2), реже встречаются – фрейбергит ($\text{Ag}_6[\text{Cu}_4\text{Fe}_2]\text{Sb}_4\text{S}_{13-x}$), науманнит (Ag_2Se), агвиларит (Ag_4SeS), калаверит (AuTe_2), пираргирит (Ag_3SbS_3), креннерит (Au_3AgTe_8). Из гипергенных Au-Ag минералов наиболее широко распространены: самородное золото, акантит (Ag_2S), хлораргирит (AgCl); реже встречаются самородное серебро, ютенбогаардит (Ag_3AuS_2), ленаит (AgFeS_2). В редких и уникальных случаях среди гипергенных Au-Ag минералов выделяются: науманнит (Ag_2Se), петровскаит (AgAuS), безсмертновит ($\text{Au}_4\text{Cu}[\text{Te}, \text{Pb}]$), билибинскит ($\text{Au}_3\text{Cu}_2\text{PbTe}_2$), богдановит ($[\text{Au}, \text{Te}, \text{Pb}]_3[\text{Cu}, \text{Fe}]$). Следует отметить, что в «смешанной зоне», представленной как гипергенными, так и гипогенными минералами, зачастую сложно определить к какому из этих типов относится самородное золото. Зачастую доказательством его генетической связи с гипергенными минералами служит присутствие в ассоциациях с другими гипергенными минералами, например, такими как оксиды и гидрооксиды железа, глинистые минералы. Также, не смотря на то, что для зоны гипергенеза характерно увеличение пробности самородного золота за счет электрохимических процессов его очищения от элементов-примесей, в зонах окисления эпitherмальных месторождений Камчатки можно наблюдать широкий диапазон вариаций его состава. Здесь отмечаются различные вариации состава самородного золота – от характерного высокопробного до горчичного и низкопробного. Предполагается, что низкопробное и горчичное золото в зоне гипергенеза могло формироваться за счет разложения петцита или других Au-Ag-содержащих первичных минералов.

Жемчужный С.Ф. Физико-химическое исследование золотых самородков в связи с вопросом об их генезисе // Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1922, т. II, вып. 1.

Якич Т.Ю., Буханова Д.С., Синкина Е.А. и др. Особенности вещественного состава и условия формирования медной минеральной ассоциации Бараньевского эпitherмального месторождения (Центральная Камчатка) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333(12). С. 74-87.

Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V.M., Takahashi R., Ono S. Au–Ag–Te Mineralization of the Low-Sulfidation Epithermal Aginskoe Deposit, Central Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2013. V. 63. №. 4. P. 337-349.

Borovikov A.A., Lapukhov A.S., Borisenko A.S., Seryotkin Y.V. The Asachinskoe epithermal Au-Ag deposit in southern Kamchatka: physicochemical conditions of formation // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. №. 8. P. 693-702.

Burgess J.A. The halogen salts of silver and associated minerals at Tonopah, Nevada // Economic Geology. 1911. V. 6. №. 1. P. 13-21.

Emmons SF. The secondary enrichment of ore deposits // American Institute of Mining Engineers Trans. 1900. V. 30. P. 177-217.

Gammons C.H., Yu Y., Williams-Jones A.E. The disproportionation of gold (I) chloride complexes at 25 to 200 C // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. №. 10. P. 1971-1983.

Gray D.J., Butt C.R.M., Lawrance L.M. The geochemistry of gold in lateritic terrains // Handbook of Exploration Geochemistry. Elsevier Science BV. 1992. V. 4. P. 461-482.

John D.A., Vikre P.G., du Bray E.A., Blakely R.J., Fey D.L., Rockwell B.W., et al. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits // US Geological Survey, 2018. Report № 2010-5070-Q.

Lindgren W. Geology and mineral deposits of the National mining district, Nevada. // US Government Printing Office. 1915. Report № 601.

Liversidge A. CV.–The crystalline structure of gold and platinum nuggets // J. Chem. Soc. Trans. 1897. V. 71. P. 1125-1131.

Saunders J.A. Supergene oxidation of bonanza Au-Ag veins at the Sleeper Deposit, Nevada, USA: implications for hydrogeochemical exploration in the Great Basin // Journal of Geochemical Exploration. 1993. V. 47. №. 1-3. P. 359-375.

Sillitoe R. H. Supergene oxidation of epithermal gold-silver mineralization in the Deseado massif, Patagonia, Argentina: response to subduction of the Chile Ridge // *Mineralium Deposita*. 2019. V. 54. №. 3. P. 381-394.

Sillitoe R.H., Lorson R.C. Epithermal gold-silver-mercury deposits at Paradise Peak, Nevada; ore controls, porphyry gold association, detachment faulting, and supergene oxidation // *Economic Geology*. 1994. V. 89. №. 6. P. 1228-1248.

Tolstykh N., Bukhanova D., Shapovalova M., Borovikov A., Podlipsky M. The Gold Mineralization of the Baranyevskoe Au-Ag Epithermal Deposit in Central Kamchatka // *Minerals*. 2021. V 11(11). P. 1225.

Webster J.G., Mann A.W. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver // *Journal of geochemical exploration*. 1984. V. 22. №. 1-3. P. 21-42.

Особенности строения гидратированных представителей группы лабунцовита относящихся к твердому раствору цепинит-Na– «цепинит-Ва» – цепинит-К по данным рентгеноструктурного анализа и КР-спектроскопии

Вайтиева Ю. А.¹, Чуканов Н. В.², Вигасина М. Ф.³, Варламов Д. А.⁴, Волков С. Н.¹, Расцветаева Р. К.⁵, Аксенов С. М.^{1,5,6}

¹Лаборатория арктической минералогии и материаловедения ФИЦ КНЦ РАН, г. Анапиты

²ФИЦ Проблем физической химии и медицинской химии РАН, г. Черноголовка

³МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

⁴Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

⁵ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, г. Москва

⁶Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, г. Анапиты, aks.crys@gmail.com

Минералы группы лабунцовита (МГЛ) представляют собой микропористые титано- и ниобосиликаты, которые обладают рядом важных свойств (в первую очередь сорбционных и ионообменных) и рассматриваются в качестве перспективных материалов (Aksenov et al., 2018; Чуканов и др. 2004). Различные схемы изоморфных замещений в ключевых позициях, широкие вариации химического состава, а также различные особенности упорядочения катионов по структурным позициям является одной из причин большого разнообразия минеральных видов в группе лабунцовита, которая, в настоящее время, объединяет 26 самостоятельных минеральных видов. Первоначально считалось, что МГЛ достаточно редки, но к настоящему времени их находки описаны в 14 щелочных массивах, а также в формации Грин-Ривер (Вайоминг, США), что свидетельствует об их широкой распространенности. Иногда они образуют крупные скопления и могут выступать в качестве основных концентраторов Ti, Nb, Ва и Zn в гидротермалитах, связанных с нефелиновыми сиенитами (Хибинский и Ловозерский массивы на Кольском полуострове), и карбонатитах (Ковдорский массив на Кольском полуострове, массив Вуориярви в Северной Карелии) (Чуканов и др. 2003).

Основу кристаллической структуры МГЛ составляет гетерополиэдрический каркас, образованный цепочками из вершино-связанных MO_6 -октаэдров, которые объединяются кремнекислородными четырехчленными (Si_4O_{12})-кольцами. Крупные полости и каналы структуры заполнены внекаркасными катионами (располагающимися в *A*-, *B*-, *C*-, и *D*-позициях), а также молекулами воды. В зависимости от степени искажения октаэдрических цепочек, МГЛ разделяются на ромбические (пр. гр. *Pbam*, $a \sim 7.4$, $b \sim 14.2$, $c \sim 7.1$ Å) и моноклинные (пр. гр. *C2/m*, *I2/m* или *Cm*, $a \sim 14.3$, $b \sim 13.8$, $c \sim 7.75$ или 15.7 Å, $\beta \sim 117^\circ$). Общую формулу МГЛ можно записать в виде $|A_4B_4C_{(4-x)}[D(H_2O)_2]_x(H_2O)_8| \{M_8(O,OH)_8(Si_4O_{12})_4\}$, где $A = Na, Ca$; $B = K, Na, H_3O$; $C = K, Ca, Sr, H_3O, H_2O$; $D = Fe^{2+}, Mn^{2+}, Zn, Mg$; $M = Ti, Nb, Fe^{3+}$; $x = 0-2$; фигурными скобками выделен состав гетерополиэдрического каркаса, а прямыми – состав внекаркасных позиций (Расцветаева, Чуканов, 2022). Кроме того, благодаря наличию широких каналов МГЛ характеризуются ионообменными свойствами и могут претерпевать выщелачивание внекаркасных катионов (преимущественно натрий) с их замещением на $(H_3O)^+$ и H_2O в результате вторичных гидротермальных процессов. При этом, возникающий дефицит положительного заряда компенсируется за счет внедрения катионов оксония $(H_3O)^+$, а также других, более сложных, гидратных комплексов протона с общей формулой $(H_{2n+1}O_n)^+$.

Методами рентгеноструктурного анализа и КР-спектроскопии были изучены два образца подгруппы вуориярвита –промежуточных членов твердого раствора цепинит-Na–«цепинит-Ва»–цепинит-К, характеризующиеся высокой степенью гидратации и низким содержанием внекаркасных катионов (Вайтиева и др., в печати).

Составы изученных образцов очень неоднородные, что в целом характерно для МГЛ. Пределы формульных содержаний компонентов, рассчитанные на восемь атомов кремния,

следующие: $H_xNa_{1.4-2.4}K_{0.4-1.2}Ba_{0-0.2}Sr_{0-0.2}Ca_{0.1-0.2}Fe_{0-0.1}Ti_{2.1-2.4}Nb_{1.6-1.9}(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4 \cdot nH_2O$ (образец 1) и $H_xNa_{0.7-1.5}K_{1.5-1.8}Ba_{0.5-0.9}Sr_{0.2-0.3}Ca_{0.1-0.2}Mn_{0.1-0.3}Ti_{3.2-3.8}Nb_{0.2-0.8}(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4 \cdot nH_2O$ (образец 2).

Рентгеноструктурные исследования выполнены с использованием монокристаллического дифрактометра Rigaku XtaLAB Synergy-S (MoK α -излучение). Параметры моноклинных ячеек: $a = 14.5086(6)$, $b = 14.2174(6)$, $c = 7.8712(3)$ Å, $\beta = 117.119(4)^\circ$, $V = 1444.09(11)$ Å³ (образец 1) и $a = 14.2582(4)$, $b = 13.7541(6)$, $c = 7.7770(2)$ Å, $\beta = 116.893(4)^\circ$, $V = 1360.20(9)$ Å³ (образец 2).

Из-за сложного химического состава распределение катионов проводилось на основе кристаллохимических критериев с учетом рассеивающей способности каждой позиции. Кристаллические структуры уточнены до итоговых значений $R_1 = 4.37$ %, $wR_2 = 6.59$ % с использованием 3526 $I > 3\sigma(I)$ (образец 1) и $R_1 = 4.48$ %, $wR_2 = 5.88$ % с использованием 5804 $I > 3\sigma(I)$ (образец 2).

Кристаллические структуры изученных образцов 1 и 2 в целом аналогичны ранее опубликованным моноклинным структурам МГЛ (рис. 1), а основные особенности отражены в уточненных кристаллохимических формулах ($Z = 2$):

$|^A[Na_{0.84}K_{0.6}[(H_2O)_4]_{5.2}]^BK_{0.2}Ba_{0.25}^D[Ca_{0.35}Na_{0.15}Fe_{0.025}(H_2O)]\{^{M1}(Ti_{1.2}Nb_{0.8})^{M2}(Ti_{1.1}Nb_{0.9})(O,OH)_4(Si_4O_{12})_2\}$ для образца 1 и

$|^A[Na_{1.6}(H_2O, H_3O)_{0.4}]^BK_2^C(Ba_{0.51}Sr_{0.21})^D[Mn_{0.3}Ca_{0.2}(H_2O)](H_2O)_4\{^{M1}(Ti_{1.94}Nb_{0.06})^{M2}(Ti_{1.88}Nb_{0.12})(O,OH)_4(Si_4O_{12})_2\}$ для образца 2, где фигурными скобками показан состав позиций гетерополиэдрического каркаса, а прямыми – состав внекаркасных позиций.

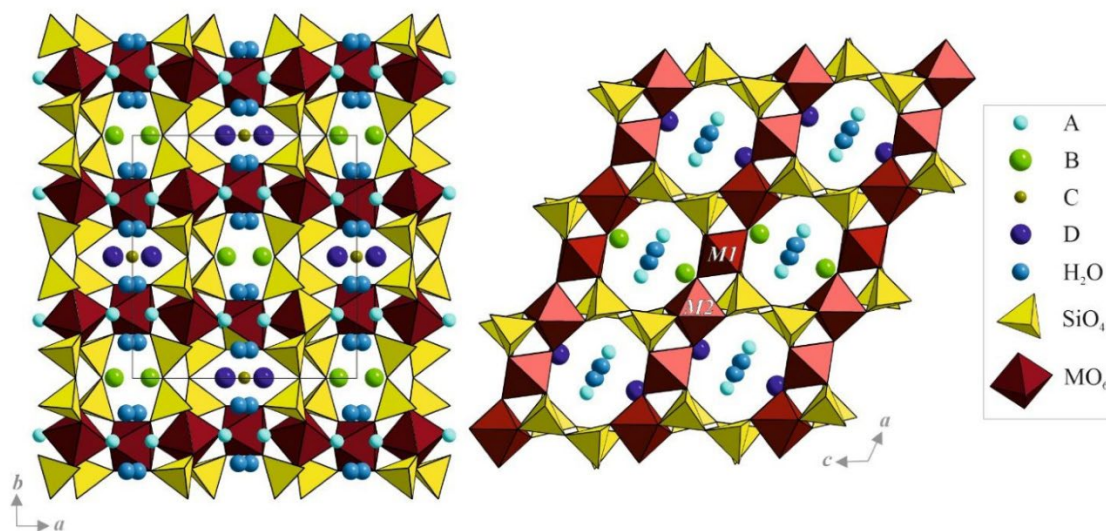


Рисунок 1. Общий вид кристаллических структур моноклинных представителей минералов группы лабунцовита.

В кристаллических структурах изученных образцов 1 и 2 октаэдрические M1- и M2-позиции заняты атомами титана и ниобия. При этом, в образце 1 соотношение Ti:Nb близко к 1:1 (при незначительном преобладании титана), а в образце 2 титан существенно преобладает в обеих позициях, а ниобий является примесным компонентом. Натрий преобладает в A-позиции (0.84 и 1.6 атомов на формулу, соответственно), а его недостаток компенсируется оксонием и/или молекулами воды. B-позиция в образце 1 практически вакантна и содержит лишь небольшую примесь калия (0.2 атома), в то время как в образце 2 она полностью заселена калием. Помимо состава M1- и M2-позиций изученные образцы 1 и 2 также существенно отличаются друг от друга составом C- и D-позиций. В частности, в кристаллической структуре образца 1 кальций (0.35 атома на формулу) преобладает над натрием (0.15 атома) и железом (0.025 атома) в октаэдрической D-позиции [апикальные вершины представляют собой молекулы воды, располагающиеся в C-позиции вместе с атомами бария (0.25 атома)]. В кристаллической структуре образца 2 в октаэдрической D-позиции преобладает марганец (0.3 атома) и кальций

(0.2 атома), а *C*-позицию заселяют молекулы воды, координирующие *D*-катионы, а также барий (0.51 атома) и стронций (0.21 атома). Согласно современной номенклатуре минералов группы лабунцовита для минералов подгруппы вуориярвита (Расцветаева, Чуканов, 2022) видообразование связано с преобладающим катионом во внекаркасных позициях при одновременном преобладании вакансии в *D*-позиции. С учетом данных рентгеноструктурного анализа и химического состава изученных образцов (и неоднородности кристаллов) образцы 1 и 2 можно считать промежуточными членами твердого раствора цепинит-*Na*–«цепинит-*Ва*»–цепинит-*К*. Последний также характерен для гидротермалитов, связанных с щелочными пегматитами Хибино-Ловозерского комплекса.

Как было отмечено ранее, отличительной особенностью минералов подгруппы вуориярвита можно считать высокую степень их гидратации, что выражается в присутствии катионов оксония, что, в частности, подтверждается данными КР-спектроскопии для изученных образцов 1 и 2. В связи с этим интересным представляется упорядоченное распределение молекул воды по внекаркасным позициям в образце 1, где существенный дефицит натрия и калия создает предпосылки к образованию электронейтральных водных ассоциатов $[H_2O]_4$, которые характерны для цеолитов и цеолитоподобных материалов (Hu et al., 2018). В кристаллической структуре образца 1 данный ассоциат располагается в широких каналах в *A*-позиции, где статистически преобладает над натрием и калием (рис. 2а). Расстояния между атомами кислорода, располагающимися в вершинах $[H_2O]_4$ -тетраэдра, варьируют от 2.40 до 2.83 Å (рис. 2б), что хорошо согласуется с распределением полос в КР-спектре. Несмотря на невозможность локализации атомов водорода (из-за сильного позиционного разупорядочения водных ассоциатов) можно предположить, что молекулы воды в $[H_2O]_4$ -тетраэдре связаны сильными водородными связями (Brown, 1995), а выполненный ранее расчет энергии взаимодействия между соседними молекулами воды в $[H_2O]_4$ -тетраэдре составил 6.5 ккал/моль. С кислородами каркаса молекулы воды $[H_2O]_4$ -тетраэдра также образуют прочные водородные связи с расстояниями *D*⋯*A* в пределах 2.62–2.83 Å (рис. 2в). Кроме того, сравнительно короткое расстояние (2.756 Å) между молекулой воды $[H_2O]_4$ -тетраэдра и мостиковой (O,OH)-вершиной между соседними MO_6 -октаэдрами свидетельствует в пользу частичного протонирования водного ассоциата с образованием сложного гидратного комплекса протона, что характерно для микропористых цирконо- и титаносиликатов.

Таким образом, методом рентгеноструктурного анализа и КР-спектроскопии были изучены кристаллические структуры двух образцов, принадлежащих твердому раствору цепинит-*Na*–«цепинит-*Ва*»–цепинит-*К*. Высокая степень их гидратации выражается в присутствии гидратных комплексов протона, а также тетраэдрических $[H_2O]_4$ -ассоциатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 20-77-10065.

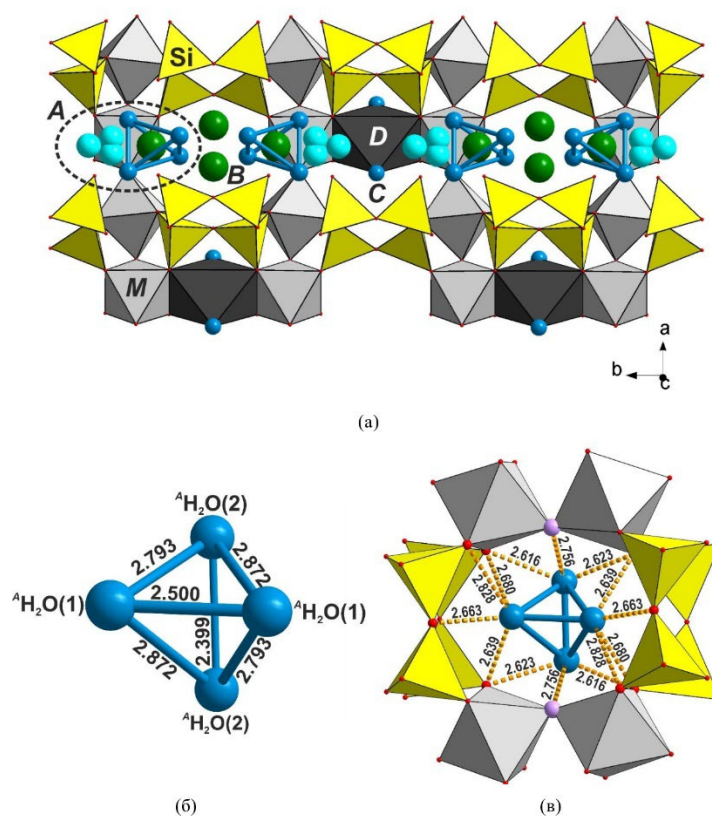


Рисунок 2. Нейтральные тетраэдрические водные $[\text{H}_2\text{O}]_4$ -ассоциаты в каналах кристаллической структуры образца 1, которые преобладают в А-позиции кристаллической структуры над натрием (голубые шары) и калием (зеленые шары) (а). Расстояния между молекулами воды в $[\text{H}_2\text{O}]_4$ -тетраэдре (б) и система водородных связей в каналах кристаллической структуры образца 1 (в); розовый шар – мостиковая (О,ОН)-вершина между соседними MO_6 -октаэдрами.

Вайтиева Ю.А., Чуканов Н.В., Вигасина М.Ф., Варламов Д.А., Волков С.Н., Расцветаева Р.К., Аксенов С.М. Структурные особенности гидратированных представителей группы лабунцовита: уточнение кристаллических структур промежуточных членов твердого раствора цепинит- Na –«цепинит- Ba »–цепинит- K лабунцовиты // Журнал структурной химии. (в печати)

Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В. Кристаллохимия минералов группы лабунцовита // Кристаллография. 2022. Т. 67. № 4. С. 507–531.

Чуканов Н.В., Пеков И.В., Задов А.Е., Вологин А.В., Субботин В.В., Сорохтина Н.В., Расцветаева Р.К., Кривовичев С.В. Минералы группы лабунцовита (кристаллохимия, систематика, свойства и генезис). М.: Наука, 2003. 320 с.

Чуканов Н.В., Пеков И.В., Расцветаева Р.К. Кристаллохимия, свойства и синтез микропористых силикатов, содержащих переходные элементы // Успехи химии. 2004. Т. 73. С. 227–246.

Aksenov S.M., Bykova E.A., Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Makarova I.P., Hanfland M., Dubrovinsky L. Microporous crystal structure of labuntsovite-Fe and high-pressure behavior up to 23 GPa // Acta Crystallographica B. 2018. V. 74. P. 1–11.

Brown I.D. Anion-anion repulsion, coordination number, and the asymmetry of hydrogen bonds // Canadian Journal of Physics. 1995. V. 73. P. 676–682.

Hu M., Hanson J.C., Wang X. Structure and thermal stability of $(\text{H}_2\text{O})_4$ tetrahedron and $(\text{H}_2\text{O})_6$ hexagon adsorbed on NaY zeolite studied by synchrotron-based time-resolved X-ray diffraction // Industrial & Engineering Chemistry Research. 2018. V. 57. P. 4988–4995.

Взаимосвязь сейсмической активности и подземных вод

Видякина Е. С.¹, Каримова О. А.¹

¹МГРИ, г. Москва, vjjik13@mail.ru

Взаимосвязь сейсмической активности и подземных вод – это важный аспект изучения геологических процессов на Земле. Сейсмическая активность, которая проявляется в виде землетрясений, связана с разломами и движением тектонических плит в земной коре. Подземные воды, в свою очередь, играют важную роль в гидрогеологическом цикле и являются одним из компонентов гидросферы.

Одна из основных причин сейсмической активности – это движение тектонических плит. Под воздействием горизонтальной силы, образованной эффектом сопротивления внутри Земли, плиты начинают перемещаться. Когда плиты соприкасаются, возникает натяжение, которое со временем достигает предела прочности и приводит к землетрясению. Однако, для возникновения землетрясения требуется не только натяжение на поверхности, но и наличие влаги в зоне разлома.

Подземные воды могут оказывать влияние на сейсмическую активность. Как показывают исследования, наличие большого количества подземных вод вблизи разломов может повышать вероятность возникновения землетрясений. Это связано с тем, что вода увеличивает давление внутри разломов, делая их более подвижными. Под воздействием натяжения и давления, разломы могут легче разрушаться и вызывать землетрясения.

С другой стороны, сейсмическая активность также может иметь влияние на подземные воды. Землетрясения могут приводить к изменению гидрологических условий в природных источниках и водоносных горизонтах. В результате землетрясений могут возникать трещины и ползучесть, которые могут изменять потоки подземных вод и направление их движения. Это может приводить к изменению качества воды, а также вызывать возникновение новых источников вод.

Изменение водного режима воздействует на сейсмичность двояко. Повышение уровня поверхностных подземных вод приводит к увеличению веса водной толщи и гравитационной нагрузки на земную кору. Это же повышение уровня может повлечь за собой возрастание давления порово-трещинных вод. При изучении механизма возбужденных землетрясений, связанных с деятельностью человека, было установлено, что изменение гравитационной нагрузки не оказывает определяющего влияния на сейсмичность. Более существенна роль давления порово-трещинных вод. Как же оно изменяется?

Гидрогеологи добились больших успехов в изучении режима подземных вод — изменения во времени их уровней, напоров, дебита, температуры. Основные закономерности режима грунтовых вод, залегающих на небольшой глубине, во многих районах страны хорошо изучены.

Изучение взаимосвязи сейсмической активности и подземных вод является сложной задачей. Исследователи проводят множество геолого-гидрологических наблюдений, чтобы выявить связь между этими процессами. Данные, полученные из таких наблюдений, позволяют предсказывать и прогнозировать возможные зону землетрясений и изменения в подземных водах.

Гидрогеологические последствия сильных землетрясений известны очень давно. Имеются, например, сведения, что во время разрушительного землетрясения в Древней Греции в 426 г. до н. э. иссякли на три дня горячие источники на острове Эвбея.

Наряду с остаточными явлениями в грунтах изменения режима подземных вод фигурируют в шкале интенсивности землетрясений как один из ее показателей.

В нашей стране принята сейсмическая шкала MSK-64, разработанная под руководством С. В. Медведева. В этой шкале гидрогеологические эффекты землетрясений, так же как и другие природные явления, учитываются с 5 баллов. Эффекты эти различны в зависимости от силы землетрясений в баллах:

5 — в некоторых случаях изменение дебита источников;

6 — изменение дебита источников и уровня воды в колодцах;

7 — наряду с изменением уровня воды в колодцах и дебита источников в немногих случаях образование новых или исчезновение существующих источников;

8 — иногда пересохшие колодцы наполняются водой или существующие иссякают, во многих случаях — изменение дебита источников и уровня воды в колодцах.

Для землетрясений 9—12 баллов гидрогеологические эффекты в шкале не рассматриваются. Предусмотренные сейсмической шкалой гидрогеологические эффекты пока еще далеки от количественных оценок. Между тем совершенствование шкалы землетрясений идет по пути более широкого привлечения количественных показателей. Вероятно, в дальнейшем, по мере накопления фактических данных, такие показатели будут установлены и для реакции подземных вод на землетрясения различной силы. Подготовка землетрясения, которая сопровождается изменением напряженно-деформированного состояния горных пород, должна вызывать реакцию флюидов — вод и газов, заполняющих поры и трещины в породах. Эта реакция проявляется в виде гидрогеодинамических или гидрогеохимических эффектов. К первым относятся изменения уровня, давления или дебита подземных вод, ко вторым — изменения состава подземных вод и газов.

В группу флюидных предвестников следует включить также температурные аномалии перед землетрясениями, так как наиболее интенсивный перенос тепла в земной коре связан с движением флюидов. Кроме того, глубинные температуры обычно определяют посредством, геотермических измерений в скважинах, заполненных жидкостью.

Флюидные предвестники землетрясений чаще всего определяют посредством наблюдений за подземными водами и растворенными в них газами. В отдельных случаях используются также наблюдения за газами, содержащимися в почвенном воздухе. Подземные воды реагируют на изменения внешних условий (давления и температуры водовмещающих пород, атмосферного давления и др.).

В итоге, взаимосвязь сейсмической активности и подземных вод является сложным и важным аспектом изучения геологических процессов. Понимание этой взаимосвязи позволяет сохранять и защищать важные водные ресурсы и предупреждать возможные угрозы землетрясений для населения, инфраструктуры и окружающей среды.

Авангардов, В.В., Безрукова, В.Б. Сейсмическая активность и гидрохимический режим подземных вод // Геология и геофизика. 2010. - № 51(8). С. 1119-1124.

Губашев, А.Д. Взаимосвязь сейсмической активности и гидрохимического состава подземных вод // Геология и геофизика. 2015. - № 56(6). С. 879-889.

Термометрические исследования Калужской области

Видякина Е. С.¹, Каримова О. А.¹

¹МГРИ, г. Москва, vjjik13@mail.ru

Калужская область – один из регионов Центральной России, расположенный юго-западнее Москвы. Климатические особенности данного региона оказывают важное влияние на аграрный сектор, экологическое состояние и туристический потенциал области. Различные методы исследований проводятся для изучения климатических условий, одним из которых является термометрическое исследование.

Термометрические исследования осуществляются для определения температурных параметров природных и искусственных объектов в данном регионе. Они позволяют получить информацию о тепловом режиме грунта, водных тел, атмосферного воздуха и других объектов, что в свою очередь позволяет более точно определить их состояние и поведение в различные временные периоды, помогают изучить тепловые характеристики грунта. Данная информация играет важную роль при ведении агротехники и землеустройства: выявление наиболее подходящие областей для выращивания определенных видов культур; для прогноза различных природных явлений, таких как вероятная глубина промерзания почвы или ее пересыхание.

Термометрические исследования проводятся также для изучения поверхностных и подземных вод. Так, например, анализ изменения температуры подземных вод позволяет ученым оценить возможность разгрузки глубинных подземных вод в вышележающие водоносные горизонты, исследовать режим криогенного теплопотока в зоне развития многолетнемерзлых пород, а также определить районы с повышенной льдообразующей активностью для поверхностных водотоков. Периодическое наблюдение и анализ температуры позволяет отслеживать изменения гидрологического режима региона, и, как следствие, прогнозировать возможные экологические последствия.

В Калужской области выделяют 4 основных водоносных горизонта (рис.1) нижнего карбона, которые преимущественно используются для водоснабжения загородных домов: заволжский, упинский, окско-гарусский и протвинский. В зависимости от их распространения и степени использования для целей водоснабжения выделяются 4 гидрогеологических района.

Первый гидрогеологический район - район преимущественного использования заволжского и частично упинского водоносных горизонтов и занимает самую южную часть области. Его южная граница уходит за пределы области. Северная граница проходит почти в широтном направлении южнее г.Людиново, огибает с севера г.Жиздру и прослеживается на север-северо-восток по долинам рек Жиздры и Вытебети до г.Козельска. В структурном отношении 1-й гидрогеологический район приурочен к наиболее высокому положению отложений заволжского горизонта нижнего карбона. По долине р.Вытебети, где появляются отложения упинского горизонта, прослеживается их совместная эксплуатация.

Второй гидрогеологический район - район преимущественного использования упинского водоносного горизонта, частично заволжского водоносного горизонта и яснополянского водоносного комплекса. Площадь его сориентирована в широтном направлении севернее 1-го гидрогеологического района. Во 2-й гидрогеологический район включена территория по долине р.Оки от г.Перемышль до г.Калуги и далее на север по долине р.Угры.

Почти повсеместно во 2-м гидрогеологическом районе развит яснополянский водоносный комплекс, воды которого раньше практически не использовались для водоснабжения. В последнее время, в связи с усовершенствованием способа отбора воды из мелко- и тонкозернистых песков, которыми представлены водовмещающие породы, эксплуатация яснополянского водоносного комплекса (чаще входящего в его состав нижнетульского водоносного горизонта) приобретает все большее значение.



Рисунок 1. Области распространения 4 гидрогеологических районов

Проведенные разведочные работы показали, что нижнетульские пески обладают большими запасами пресных подземных вод, что делает их перспективными для нужд автономного водоснабжения объектов.

Мощности водовмещающих песков изменяются от 7 до 45 м. Пески характеризуются хорошими фильтрационными свойствами: водопроницаемость составляет 220-280 м²/сутки, коэффициент фильтрации 1,3-7,2 м/сутки; пьезопроводность - $9,6 \times 10^5$ - $1,3 \times 10^6$ м²/сутки.

Нижнетульский водоносный горизонт, обычно, напорный, с величиной напора на кровлю от 13 до 70 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,6-1,6 л/с. Воды этого горизонта пресные, гидрокарбонатно-кальциево-магниевые, с минерализацией 0,2-0,4 г/л. Однако в воде часто отмечается повышенное содержание железа 0,4-5,7 мг/л и иногда повышено содержание марганца (0,06-0,71 мг/л).

Третий гидрогеологический район – это район основного использования окско-тарусского водоносного горизонта, в меньшей степени упинского и заволжского горизонтов и яснополянского водоносного комплекса.

Этот район занимает самую большую площадь. Он включает в себя всю северо-западную и центральную часть области, а также водораздельное пространство правобережья р.Оки.

В 3-м гидрогеологическом районе имеются немногочисленные артезианские скважины, эксплуатирующие протвинский водоносный горизонт.

Четвертый гидрогеологический район - занимает самую северную и северо-восточную часть территории области, где основную роль в водоснабжении из артезианских скважин играют протвинский и окско-тарусский водоносные горизонты. На этой площади в виде отдельных останцов появляются отложения каширского водоносного горизонта. Одиночными артезианскими скважинами эксплуатируются упинский водоносный горизонт и яснополянский водоносный комплекс.

Температура подземных вод изменяется в широких пределах. Как правило, она увеличивается с глубиной. Температура неглубоко залегающих подземных вод обычно изменяется в пределах 5–12 °С и обуславливается местными климатическими и гидрогеологическими условиями.

Источникам теплового загрязнения почв в пределах городских территорий служат: подземные газоходы промышленных предприятий металлургического производства (140-160°C); теплотрассы(50-150°C); сборные коллекторы; коммуникационные туннели(35-40 °C), открытое складирование (депонирование) твердых бытовых отходов. Влияние этих источников может проявляться в нарушении естественного (фонового) температурного поля подземных вод, что вероятно повлияет на активизацию химических процессов в системе «вода-горные породы» и изменении их химического состава.

Таким образом, тепловое загрязнение является причиной создания тепловых островов, искусственной инверсии температур над источником, что приводит к развитию микроциркуляций атмосферы, изменению микроклимата и усложнению механизма переноса загрязнений.

Термометрические исследования в Калужской области играют наиболее важную роль в решении широкого спектра задач, начиная от аграрного сектора и заканчивая экологическими вопросами. Благодаря им ученым удается получить достоверные данные о климатических изменениях и состоянии природных ресурсов, что позволяет принимать эффективные меры по их сохранению и контролю. Таким образом, термометрические исследования играют важную роль в устойчивом развитии региона и природопользовании.

Катков В.И., Баженов Д.Ф., Шинкарева Л.В. Геотермическое исследование Калужской области // Труды Калужского государственного университета. 2005. Т. 1, № 2. - С. 52-56.

Козлов С.Н., Мазуров А.И. Термометрический анализ подземных вод в предгорьях Калужской области // Проблемы геологии и освоения недр: сборник научных трудов, посвященных 80-летию Калужского государственного университета. Калуга. 2016. С. 117-121.

Текстурно-структурные особенности бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго, как показатель их генезиса (Западная Африка).

Внучков Д.А.¹, Макарова М.А.¹, Шипилова Е.С.¹, Боева Н.М.¹, Мельников Ф.П.¹, Слукин А.Д.¹.

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, dim89060471812@mail.ru

В процессе формирования латеритных бокситов в провинции Фута Джаллон-Мандинго, благодаря сложному многостадийному генезису, сформировались отличительные по внешним признакам, цвету, текстуре, структуре, литолого-генетические типы бокситов. Предлагаемая нами генетическая типизация бокситов, основанная на текстурно-структурных особенностях пород, фактически является основой для геолого-промышленной классификации месторождений региона. Анализ показывает, что месторождения, в пределах которых преобладают залежи осадочно-латеритных и химически-преобразованных бокситов, отличаются не только большими мощностями рудных тел и значительно более высоким содержанием общего глинозёма в рудах, но и повышенными содержаниями моногидратных форм. Это определяет и различные экономические показатели эксплуатации и технологий металлургического передела бокситов. При изучении бокситов расшифровка структуры также позволяет установить характеристики исходного материала, способ его разрушения, переноса, накопления и дальнейшего преобразования. Текстура бокситов также свидетельствует об условиях накопления исходного или собственно бокситового материала и дальнейшего его преобразования (Пастухова, 1985).

Литолого-генетические типы бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго были выделены по совокупности геологических признаков, минерального и химического состава, полученных в результате бурения и разведки, которые велись с 1998 года. В данном исследовании ставились две задачи: во-первых, возможность уже на стадии поисковых работ при ведении полевой документации определить принадлежность бокситов к различным литолого-генетическим типам и, во-вторых, определить соответствие генетических классов в целом их геолого-экономической перспективе.

За основу была взята генетическая типизация бокситов, предложенная В. И. Мамедовым (Мамедов и др., 2020). В ней по генетическому признаку было выделено 3 типа бокситов: классические латеритные, сформировавшиеся по коренным породам, осадочно-латеритные, образование которых произошло по осадочным рыхлым породам серии Сангареди и инфильтрационно-метасоматические бокситы и сопутствующие породы, образовавшиеся под отложениями серии Сангареди благодаря повышенному по интенсивности перераспределению вещества в профиле выветривания (рис. 1). Эта типизация была расширена и дополнена, в ней удалось обобщить все разновидности бокситов, встречающиеся в провинции Фута Джаллон-Мандинго.

Среди латеритных бокситов провинции ФДМ выявлены их залежи, образовавшиеся *in situ* в результате замещения различных пород: 1) существенно глинистых терригенно-осадочных аргиллит-алевролитовых толщ от верхнепротерозойского до девонского возраста и 2) мезозойских магматических пород трапповой формации: долеритов, конга-диабазов и габбро-долеритов.

Среди бокситов *in situ* по алевро-аргиллитам обнаружены псевдоморфные и обломочные бокситы, как правило, брекчиевидной текстуры. В большом числе месторождений наряду с блоками и горизонтами псевдоморфных бокситов и латеритов в бокситовых залежах всегда присутствуют бокситы и латериты с обломочными текстурами. Под микроскопом отчетливо прослеживается полосчатая пелитовая текстура с редкими участками кавернозной текстуры. Структура пород изменяется от пелитовой до алевролитовой. Местами сохраняется реликтовая алевролитовая структура, унаследованная от исходных алевролитов. Размер и морфология зерен свидетельствуют о литологическом составе замещенных исходных коренных пород.

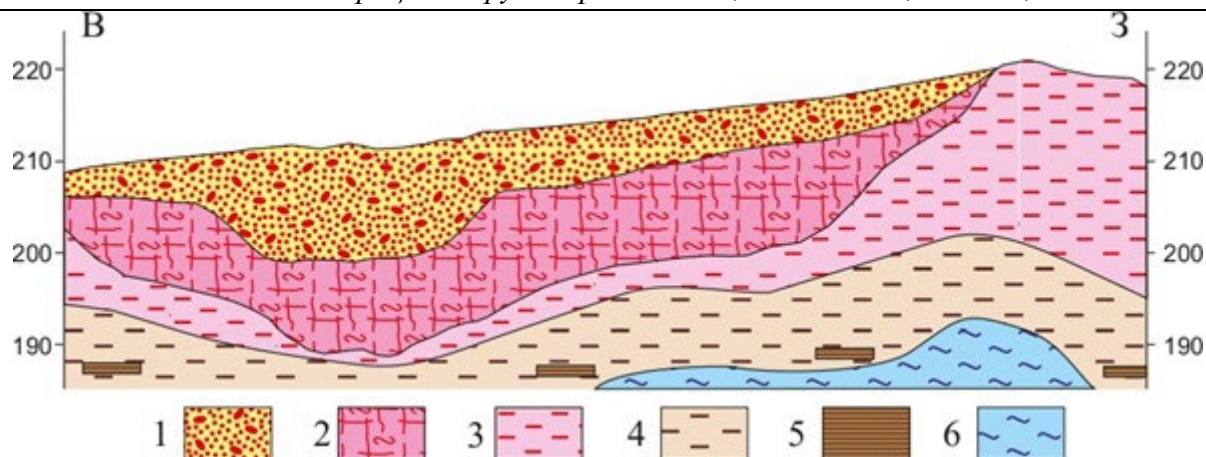


Рисунок 1. Схематическое расположение генетических типов бокситов в бокситонном профиле коры выветривания: 1 - осадочно-латеритные, 2 - инфильтрационно-метасоматические, 3 – латеритные (in situ), 4 – железистые латериты, 5 – ферриплантиты, 6 – материнские породы.

Бокситы, образовавшиеся по долеритам, отличаются массивной текстурой со скорлуповатой отдельностью, мелкокрапчатой равномерной окраской и пористостью. Цвет бокситов меняется в зависимости от положения в разрезе и содержания железа, от бурого и лилового до желтовато-серого у высокоглиноземистых разновидностей. Иногда встречаются участки с офитовой структурой - беспорядочно расположенными зернами гиббсита, гетита и кварца в общей однородной массе, образованной за счет гелефикации долеритовых пород.

Существуют залежи бокситов, образованных в результате привноса алюминия из верхней части разреза, из подвергшихся латеритизации осадочно-латеритных бокситов. Химически измененные бокситы обладают оолитовой, афанитовой и фарфоровидной, а также сохранившая текстурные признаки исходной породы текстура. Размер оолитов в химически преобразованном боксите по алевро-аргиллитам варьируется от 0,4 до 0,1 мм. Изометричная цементирующая масса состоит в основном из микро-, тонкокристаллического гиббсита. Оолиты сложены гетитом и гематитом. Среди основной массы гиббсита также рассеяны тончайшие зерна гетита, который придает породе палево-желтый цвет. В микро-, тонкокристаллической гиббситовой массе встречаются сгустки, колломорфные выделения афанитовой полупрозрачной белой массы, имеющей показатель преломления выше, чем у гиббсита. Она сложена микрокристаллическим бемитом. Размер сгусткоподобных гелеморфных выделений обычно не превышает нескольких миллиметров. Ферри- и гематогель развиваются по гетит-гиббситовому субстрату, замещая его.

В соответствии с различными фациями осадков в провинции выделяются конгломерат-бокситы, гравелит-бокситы и песчанниковидные осадочно-латеритные бокситы. Они были образованы в результате переотложения обломочного материала с формированием континентальных образований водноосадочных и суходольных фаций, которые подвергались повторному латеритному выветриванию. Данные отложения были выделенные в серию Сангареди, сформировали обширные аллювиально-озерные равнины. Бокситы данного типа сложены галькой, как правило, размером от 2 до 7 см. Цементирующая часть породы представлена песчанниковидными бокситами с включениями гравийных зёрен, сцементированных гелеморфным глинозёмистым веществом и микрокристаллическим гиббситом. В составе обломков преобладают светлые серые, кремовые и неясно пятнистые афанитовые, микрокристаллические высокоглинозёмистые бокситы, а также оолитовые бокситы.

- Для латеритных бокситов *in situ* установлены следующие характерные особенности: Псевдоморфные текстуры и структуры, унаследованные от материнских пород. Присутствие пород обломочного, брекчиевидного строения, образовавшихся за счёт процессов усадки), смены температурного режима, влияния корневой системы, трещин тектонического или гравитационного происхождения, внутрикоровых явлений суффозионно-карстового типа и т.п., которые активизируются на фоне интенсивного химического выветривания. При этом обломки

псевдоморфных бокситов образовались на месте и не были существенно перемещены. Это подтверждается угловатыми, не окатанными формами обломков.

- Для химически преобразованных латеритных бокситов *in situ* установлены следующие характерные особенности: Псевдоморфные текстуры и структуры, унаследованные от материнских пород. Развитие по трещинам и пустотам большое количество гелеморфной белой полупрозрачной массы с колломорфной текстурой и афанитовой структурой, сложенной алюмогелем. Латеритизация подстилающих пород проходила совместно с вышележащими обелёнными осадками серии Сангареди. Привнос алюминия происходил, из верхней части разреза, из подвергшихся латеритизации осадочно-латеритных бокситов.

- Для осадочно-латеритных бокситов установлены следующие характерные особенности: Окатанные валунно-галечные отложения в основании толщи, через песчано-гравийные, песчано-глинистыми в верхней части бокситы по отложениям серии Сангареди. Латеритизация перемещенных осадков.

Предлагаемая генетическая типизация бокситов, основанная на текстурно-структурных особенностях пород, фактически является основой для геолого-промышленной классификации месторождений региона. Анализ показывает, что месторождения, в пределах которых преобладают залежи осадочно-латеритных и химически-преобразованных бокситов, отличаются не только большими мощностями рудных тел и значительно более высоким содержанием общего глинозёма в рудах, но и повышенными содержаниями моногидратных форм. Это определяет и различные экономические показатели эксплуатации и технологий металлургического передела бокситов.

Уже на стадии поисково-оценочных и разведочных работ применение предлагаемой типизации позволит прогнозировать промышленную ценность бокситовых залежей и месторождений в целом.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза” № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

Пастухова М.В. Текстуры, структуры и вещественный состав руд платформенных месторождений бокситов СССР. М.: Недра. 1985. С. 216.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Слукин А.Д., Шипилова Е.С., Бортников Н.С. Главные процессы и стадии формирования уникального месторождения бокситов Сангареди (Западная Африка) // ДАН. 2020. Т.492. № 1. С.5-11.

Сравнение состава хромшпинели хромитов расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов: Бушвельда, Йоко-Довыренского массива и Сопчеозерского месторождения

Вурмс Д. М.¹, Кислов Е. В.^{2,3}

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, vurms@list.ru

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

³Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

Считается, что промышленные месторождения хромитовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов. «Раннемагматические» хромититы образуют шпиреы вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, считающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов. «Позднемагматические» хромититы - линзы и жилы с резкими контактами, связываются с остаточными рудоносными расплавами, богатыми летучими компонентами. Выделяются также элювиальные и делювиальные россыпи.

На наш взгляд, трудно представить, как формирование массивных хромитов за счет кристаллизационно-гравитационной дифференциации, которая, если происходит, может дать не более 5 % хромшпинели, так и хромитовый расплав. Офиолитовые гипербазиты по определению не кристаллизовались из магмы. Зачастую к немагматическим относят и ядра концентрически-зональных массивов. Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромитов, исходя из магматических парадигм.

В связи с этим было решение изучить и сравнить хромититы расслоенных массивов: Бушвельда, Йоко-Довыренского массива и Сопчеозерского месторождения

Бушвельдский комплекс - крупнейший расслоенный интрузив (Kinnaird, 2005; Naldrett, 2004), с которым связаны величайшие мировые запасы ЭПГ, Au, Cr, Ti, V. Его площадь составляет 65000 км², суммарная мощность достигает 15 км, а объем - 600000 км³. При быстром времени формирования в 1-1,5 млн лет возраст 2054,4 ± 1,3 млн лет (Scoates and Freidman, 2008; Zeh et al., 2015).

Слои хромитита объединены в три стратиграфические группы - в каждой несколько слоев, пронумерованных снизу вверх. Нижняя группа (LG) состоит из 7 слоев, самый мощный из которых - слой LG6, также известный как пласт Стилпорт (Schürmann et al., 1998). Средняя группа включает 4 слоя хромитита, хотя каждый может расщепляться. Группа MG включает также 4 слоя. Верхняя группа обычно представлена слоями UG1 и UG2, хотя в восточной части также выделяются слои UG-3 и UG-3a. Мощность слоев хромитита колеблется от нескольких дециметров до 2 метров.

Йоко-Довыренский массив – расслоенный, линзовидное тело 26×3.5 км, залегающее субсогласно карбонатно-терригенных (преимущественно черносланцевых) толщ Сыннырского рифта в 80 км севернее озера Байкал. Входит в состав Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса возрастом ~728 млн. лет (Арискин и др., 2013). Особенность плутона - большое число ксенолитов вмещающих пород, превращенных в магнезиальные, известково-магнезиальные скарны и роговики. Большинство их залегает в верхней части дунитового горизонта, формируя слой, субсогласный со структурой массива (Кислов, 1998).

Хромититы - чаще всего шпировидные сегрегации хромшпинели до 0.5-1 м в длину и 10-20 см в ширину, состоящие из 40-60% идиоморфной хромшпинели. Реже отмечаются жилки массивных хромитов до 2 см мощностью. Породообразующие минералы отличаются по составу от минералов других пород массива. Выявлено большое количество флюидсодержащих первичных минералов, минералов метасоматического парагенезиса. Сделан вывод, что хромититы представляют собой высокохромистые эндоскарны магматического этапа (Кислов и др., 2020; Kislov, Khydyakova, 2020).

Сопчеозерское месторождение хромовых руд залегает в ультраосновных породах в ЮВ части Мончеплутона, в пределах выходов дунитов (Дунитовый блок). Размеры поля дунитов 1.5×2.0 км, вертикальная мощность до 700 м. Дуниты ограничены с СЗ, СВ и ЮВ пироксенитами мончеплутона, а с ЮЗ рассланцованными габбро Мончетундры. ЮЗ и ЮВ контакты срезаны тектоническими нарушениями. ЮЗ контакт комплекса относится к зоне сочленения Мончеплутона с Мончетундровским массивом, а ЮВ контакт комплекса с пироксенитами проходит по тектонической зоне СВ простираения, отмеченной на местности депрессией Сопчинских озер. Последняя, по некоторым данным, является сбросом, по которому опущена широтная ветвь Мончеплутона относительно меридиональной на 300 м (Смолькин и др., 2004).

Хромитовая залежь представляет собой линзовидно-пластовое тело, длиной до 1100 м и шириной от 160 м до 260–280 м. Мощность слоев хромита варьирует от долей сантиметра до первых дециметров. Концентрация в слоях не выдержана, обычно нарастание концентрации хромита от кровли к подошве слоев. По данным опробования мощности макропластов с узким диапазоном вариации в микрослоях составляют от долей метра до 3–5 м. Содержание Cr₂O₃ по рудному телу составляет около 23 %.

Сравнение показывает, основная часть хромитов рифа Меренского имеет повышенную магнезиальность Mg/FeO+MgO от 0,35 до 0,43, при этом имеет самую низкую хромистость Cr₂O₃/Cr₂O₃+Fe₂O₃+Al₂O₃ от 0,50 до 0,60.

UG2 также имеет повышенную магнезиальность 0,30-0,45, хромистость 0,60-0,66. Преобладающая хромистость UG1 0,64-0,74, в свою очередь магнезиальность пониженная 0,24-0,30. Хромиты MG3 имеют хромистость от 0,62 до 0,66, магнезиальность имеет больший диапазон от 0,15 до 0,40. Для хромитов LG-6 характерен узкий диапазон вариаций: хромистость 0,62-0,64 при высокой магнезиальности 0,44-0,48.

При достаточно узких диапазонах колебаний отмечаются значительные отклонения трех анализов хромитов UG1: #Cr 0,76-0,77 и #Mg 0,13-0,17, а также двух анализов MG3: #Cr 0,42, 0,54, #Mg 0,42, 0,5

Основная часть хромшпинели хромититов Йоко-Довыренского массива характеризуется магнезиальностью MgO/FeO+MgO 0,6-0,8, ниже только у явно позднего хроммагнетита, Южно-Сопчеозерского магнезиальность 0,3-0,7. Хромистость Cr₂O₃/Cr₂O₃+Fe₂O₃+Al₂O₃ хромшпинели хромититов Йоко-Довыренского - 0,1-0,5, Южно-Сопчеозерского 0,65-0,9 (рис.1).

На дискриминационной диаграмме (рис.2) все анализы хромититов Бушвельдского комплекса попали в поле расслоенных интрузивов. Отклонились лишь два анализа хромитов UG1 из-за повышенного содержания Cr и два анализа хромитов MG3 из-за повышенного содержания Al. При этом горизонты UG1 и MG3 не относятся к крайне верхним или нижним горизонтам хромитита.

Анализ хромшпинели хромититов Йоко-Довыренского интрузива не попали в поле расслоенных массивов, что можно объяснить их метасоматическим, скарновым происхождением (Кислов и др., 2020; Kislov, Khudyakova, 2020).

Южно-Сопчеозерского попали в расслоенный массив затронув офиолиты, что показывает разнообразие хромшпинелидов.

При сравнении хромититов расслоенных массивов схожих между собой вещественно, геохронологически имеются различия и разнообразие хромшпинели.

Йоко-Довыренский массив - шпинель (Mg_{0,6-0,8}Fe_{0,2-0,4})(Al_{0,2-1,2}Cr_{0,02-0,9}Fe_{0,1-0,4})O₄, не попали в поле расслоенных массивов. Бушвельдский комплекс – хромит (Fe_{0,55-0,6}Mg_{0,35-0,4})(Cr_{1,1-1,2}Al_{0,5-0,55}Fe_{0,15-0,2})O₄, все анализы попали в поле расслоенных интрузивов. Сопчеозерское – магнезиохромит (Fe_{0,3-0,5}Mg_{0,2-0,6})(Cr_{1,2-1,8}Al_{0,2-0,5}Fe_{0,01-0,2})O₄, попали в поле расслоенных массивов, затронув офиолиты.

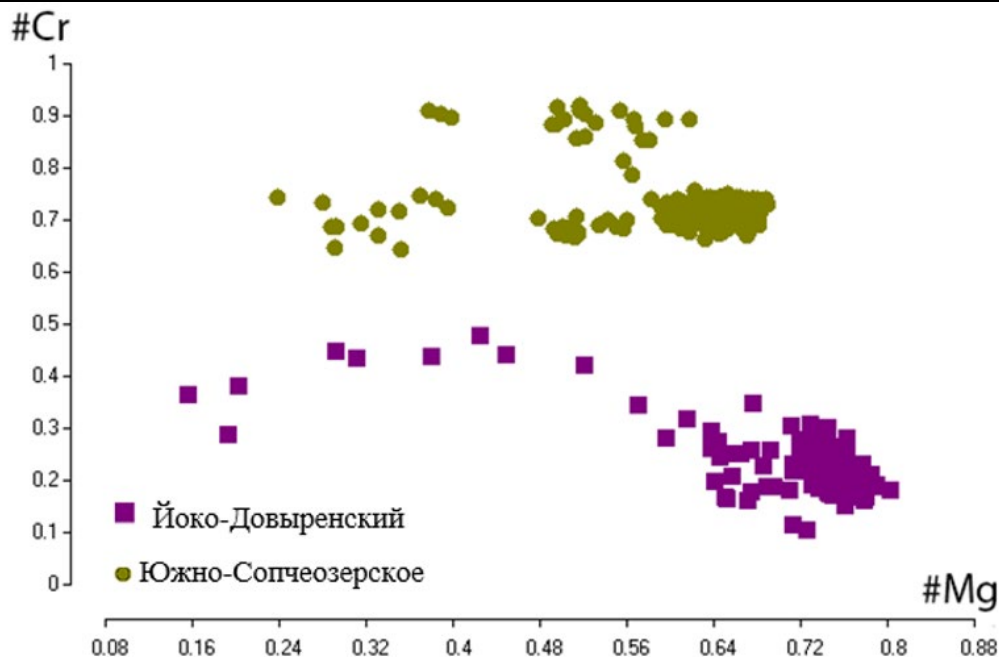


Рисунок 1. Отношение #Cr к #Mg хромшпинелей (расчёт из формульных коэффициентов) Йоко-Довыренского, Южно-Сопчеозерского.

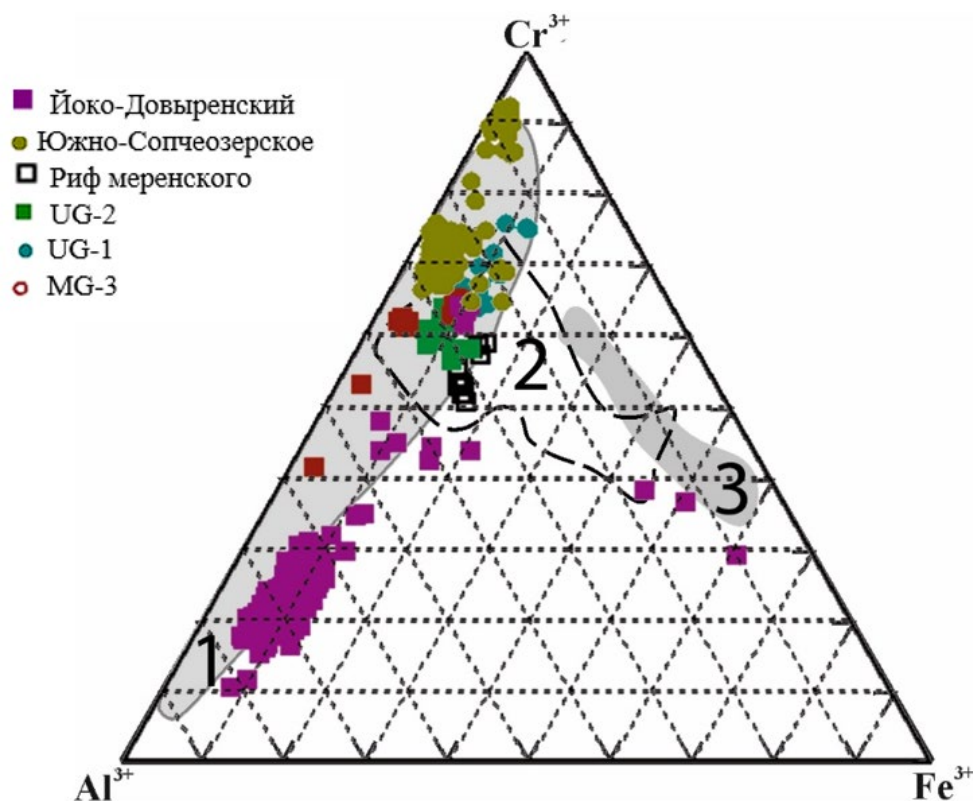


Рисунок 2. Дискриминационная Диаграмма Cr₂O₃ – Fe₂O₃ - Al₂O₃. Нанесены составы хромитов Меренского рифа, UG-1, UG-2, MG-3, LG-6, Йоко-Довыренского, Южно-Сопчеозерского. Поля по (Barnes, Roeder, 2001)

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955-972.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН. 1998. 265 с.

Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Вантеев В.В. Йоко-Довыренский массив, Северное Прибайкалье: хромититы метасоматического происхождения // *Металлогения древних и современных океанов – 2020. Критические металлы в рудообразующих системах*. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН. 2020. С. 53-56.

Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А. Нерадовский Ю.Н. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, изотопия, оруденение, глубинное строение. Ч. 1–2. Ред. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. Апатиты. Изд-во: КНИЦ РАН. 2004.

Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. N 12. P. 2279-2302.

Kislov E.V., Khudyakova L.I. Yoko–Dovyren Layered Massif: Composition, Mineralization, Overburden and Dump Rock Utilization // *Minerals*. 2020. V. 10. 682.

Kinnaird J.A. The Bushveld Large Igneous Province. Review Paper. The University of the Witwatersrand, Johannesburg. 2005. 39 p.

Naldrett A.J. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. Springer Verlaag, 2004. 728 p.

Schürmann L.W., Grabe P.-J., Steenkamp C.J. Chromium // *The mineral resources of South Africa: Handbook 16*. Council for Geoscience. Cape Town: CTP Book Printers. 1998. P. 90-105.

Scoates J.S., and Friedman R.M. Precise age of the platiniferous Merensky Reef, Bushveld Complex, South Africa, by the U-Pb zircon chemical abrasion ID-TIMS technique. *Economic Geology*. 2008. 103. 465-471.

Zeh A., Ovtcharova M., Wilson A.H., Schaltegger U. The Bushveld Complex was emplaced and cooled in less than one million years – results of zirconology, and geotectonic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 418. P. 103-114.

Плагиоклазовый ликвидусный композитометр общий для водосодержащих и безводных систем.

Гнучев Я. Ю.¹, Бычков Д. А.¹, Коптев-Дворников Е. В.¹

¹МГУ им. М. В. Ломоносова, Геологический факультет, г. Москва, gnuchevyakov@mail.ru

Аннотация

На основании литературных источников сформирована выборка водонасыщенных экспериментов с известным и не известным содержанием воды в расплаве, а также водосодержащих и безводных экспериментов, воспроизводящих равновесие плагиоклаз-расплав, содержащая результаты 841 закалочных опытов, характеризующих силикатные системы в широком диапазоне интенсивных параметров. Для водонасыщенных экспериментов с не указанным содержанием воды ее содержанием было рассчитано на основании предложенного нами ранее уравнения (Гнучев, 2023).

В результате оптимизации получен плагиоклазовый композитометр, (система уравнений) воспроизводящий содержание главных миналов с точностью не хуже, чем ± 2.3 мол. % на 95% уровне доверия как в сухих, так и в водосодержащих системах;

Композитометр верифицирован путем сравнения рассчитанных и экспериментальных температур ликвидуса плагиоклаза. Ширина доверительного интервала оценки температуры с вероятностью 95% не превышает значения ± 4.5 °С. Средние отклонения расчётных концентраций миналов от экспериментальных в мол. % не превышают 0.224, что свидетельствует о несмещённости.

На данный момент в нашей научной группе разработан комплекс композитометров, позволяющий предсказывать кристаллизацию сосуществующих с расплавом оливина, плагиоклаза, авгита, ортопироксена и рудных минералов (сульфиды, хромшпинелиды, магнетит и ильменит), однако эти уравнения были получены путем обработки результатов безводных экспериментов, в то время как подавляющее большинство природных магм и лав в большей или меньшей мере являются водосодержащими.

Наличие летучих компонентов в расплаве приводит к значительному, но не одинаковому снижению температуры кристаллизации минералов, в результате чего последовательность кристаллизации водосодержащих расплавов может существенно отличаться от порядка кристаллизации безводных систем и влиять на выделение из магмы рудных минералов.

Анализ литературы показал, что наиболее яркое снижение температуры отмечается у главного пороодообразующего минерала – плагиоклаза, поэтому целью исследования стала разработка плагиоклазового ликвидусного композитометра общего для безводных и водосодержащих систем.

Для выполнения поставленной цели необходимо было решить несколько задач:

- 1) собрать выборку экспериментальных данных, характеризующую составы расплавов (безводных, водосодержащих и водонасыщенных) и плагиоклаза, температуру, давление и летучесть кислорода в течение опытов;
- 2) оптимизировать коэффициенты при переменных в системе уравнений композитометра для расчета содержаний миналов в плагиоклазах путем минимизации разницы между экспериментальными и расчетными содержаниями миналов;
- 3) верифицировать плагиоклазовый композитометр путем расчёта температур ликвидуса из выборки и сравнения их с экспериментальными данными.

Формирование выборки экспериментальных данных

Основным источником данных для формирования выборки послужила база данных ИНФОРЭКС (Ariskin, 1996). Из базы данных «ИНФОРЭКС» были выбраны только те эксперименты, в которых были представлены измеренные состав расплава, температура, давление и контролировалась летучесть кислорода (необходимы для расчета активности по

модели Nielsen и Dungan (Nielsen, 1983)), а для водосодержащих систем отсутствовали иные летучие компоненты, кроме воды.

Опираясь на предложенный Д.А. Бычковым протокол предварительного анализа качества экспериментальных данных (Бычков, 2022), была сформирована выборка повышенной надежности, характеризующая равновесие плагиоклаза с расплавом. После выполнения всех процедур отбора в выборке оказался 841 эксперимент.

Для водонасыщенных экспериментов с неизвестным содержанием воды, содержание воды было получено по новой версии уравнения для расчета, насыщенного содержания воды (Гнучев, 2023). Благодаря этому выборка водонасыщенных экспериментов была расширена с 35 до 202. Впервые такой подход к расширению выборки применили А.А. Арискин и Р.Р. Альмеев (Альмеев, 1996).

Многогранник 841 экспериментальных составов расплавов в координатах концентраций оксидов для окончательной выборки характеризуется следующими величинами (мас. %): SiO₂ от 40.0 до 78.2, TiO₂ от 0 до 7.76, Al₂O₃ от 9.97 до 22.9, FeO* от 0 до 20.9 (FeO* – все железо, пересчитанное на FeO), MgO от 0.1 до 13.0, CaO от 0.2 до 19.2, Na₂O от 0 до 7.6, K₂O от 0 до 7.88, P₂O₅ от 0 до 3.1, H₂O от 0 до 22.95. В конечной выборке представлен диапазон составов расплавов от базальта до риолита.

Диапазон интенсивных параметров выборки характеризуется температурой 750 – 1350°C, давлением от 1 бара до 20.0 кбар, фугитивностью кислорода $\lg f_{O_2}$ от -13.5 до -5.6.

Разработка плагиоклазового композитометра общего для безводных и водосодержащих систем.

После подготовки представительной экспериментальной выборки необходимо было подобрать коэффициенты, оптимальным образом воспроизводящие экспериментальные составы. Это было сделано путем использования надстройки “Поиск решения” в программе Excel. Расчёт проводился методом “Поиск решения нелинейных задач методом ОПГ”.

Приведенное на рисунке 1 сопоставление экспериментальных и рассчитанных содержаний миналов в плагиоклазе (анортит, альбит, ортоклаз), показывает их хорошее соответствие, о чем свидетельствует близость угловых коэффициентов к единице, а свободных членов – к нулю в уравнениях регрессии, близкие к единице значения коэффициентов детерминации и весьма малая ширина доверительных коридоров. Для альбита максимальная ширина доверительного коридора на 95% уровне доверия не превышает ±2.3 мол. %. Для анортита максимальная ширина доверительного коридора составляет ±1.1 мол. %, а для ортоклаза не превышает ±0.15 мол. %. Характер гистограмм остатков на рисунке 1 демонстрирует близость распределений к нормальному. Рассчитанные средние отклонения расчётных концентраций от экспериментальных в мол. % составляют 0.053, 0.224 и 0.011, стандартные отклонения равны соответственно 5.43, 7.05 и 0.37.

Верификация композитометра

В качестве верификации полученного плагиоклазового композитометра проверялось воспроизведение экспериментальных температур ликвидуса минералов в разработанной Д.А. Бычковым программе Composit. При заданных составе, давлении и летучести кислорода, итерационным методом находится такая температура, при которой сумма мольных долей миналов равна 1. Именно эта температура принимается за температуру ликвидуса соответствующего минерала. Таким образом расчетная температура ликвидуса получена не путем оптимизации экспериментальных данных, а в результате совместного решения системы уравнений композитометра и уравнения баланса масс.

Таким образом, из рисунка 2 видно, что водные и безводные, 1 атмосферные и высокобарные эксперименты образуют единое облако точек, что говорит о достигнутой цели поставленной в этой работе, а именно получении композитометра для моделирования равновесия плагиоклаза с расплавом общего для безводных и водосодержащих систем.

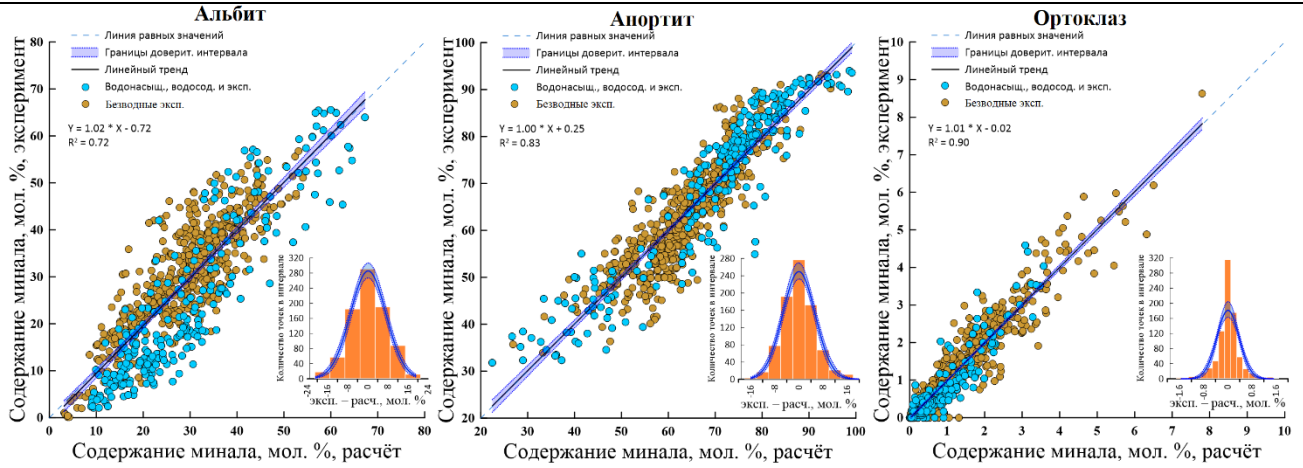


Рисунок 1. Сравнение результатов расчета содержаний Альбита, Анортита и Ортоклаза с экспериментальными данными в силикатных расплавах (для сухих, водосодержащих и водонасыщенных экспериментов).

Черная линия – линейный тренд, синяя пунктирная линия – линия равных значений. Синяя полупрозрачная область – доверительная область на 95% уровне доверия, 841 эксперимент в выборке.

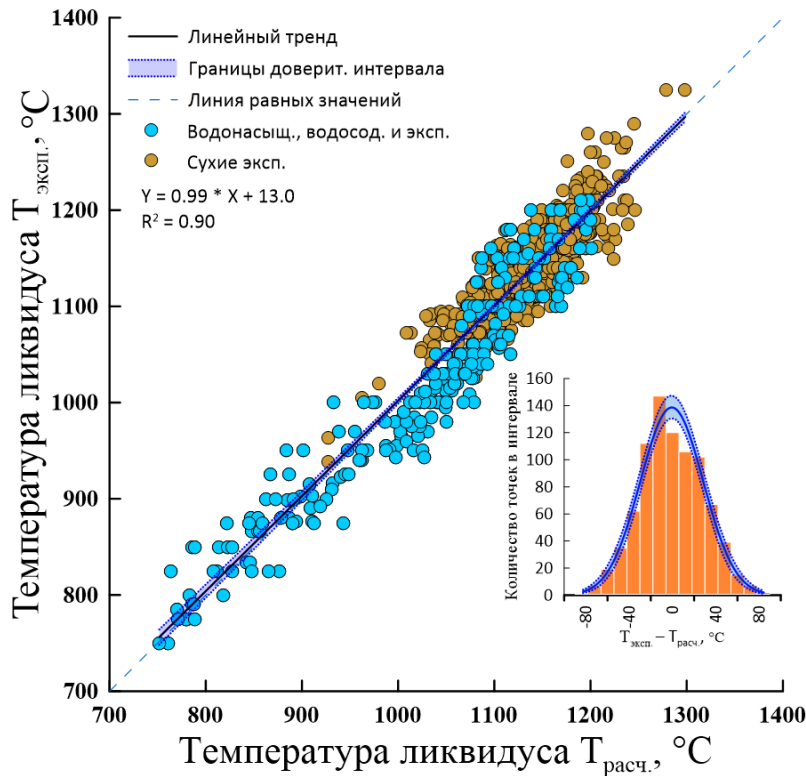


Рисунок 2. График соответствия расчетных и экспериментальных значений температуры ликвидуса (для сухих, водосодержащих и водонасыщенных экспериментов).

Синяя полупрозрачная область – доверительная область на 95% уровне доверия, 841 эксперимент в выборке.

Заключение

Поскольку первоначальная плагиоклазовая выборка была недостаточна охарактеризована в области водонасыщенных экспериментов, то использовался подход, описанный в работе (Гнучев, 2023). Таким образом выборка была расширена в области водонасыщенных экспериментов (с 35 до 202 экспериментов), а итоговая выборка включающая сухие, водосодержащие и водонасыщенные эксперименты составила 841 эксперимент из 78 работ.

На ее основе была произведена оптимизация коэффициентов системы уравнений композитометра и дальнейшая его верификация путем сравнения результатов расчёта температуры ликвидуса с экспериментальными данными.

Полученный плагиоклазовый композитометр способен рассчитывать с высокой точностью температуру кристаллизации и состав плагиоклаза как для безводных, так и для водосодержащих систем, о чем говорит качество воспроизведения как содержаний главных минералов, так и температур ликвидуса (доверительная область $\pm 4,5$ °C).

Количественная характеристика влияния воды на температуру ликвидуса плагиоклаза и его состав является задачей дальнейшего исследования.

Альмеев Р. Р., Арискин А. А. ЭВМ–моделирование расплавно–минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе. *Геохимия*. 1996. (7). С. 624–636.

Бычков Д. А., Коптев-Дворников Е. В. Проблема равновесности закалочных экспериментов в системах расплав–твёрдые фазы и подходы к её решению. *Труды ВЕСЭМГ-2022. ГЕОХИ М*, 2022. С. 88–91.

Гнучев Я. Ю., Бычков Д. А., Коптев-Дворников Е. В. Новая версия уравнения для расчета насыщенных содержаний воды в силикатных расплавах // *Geohimiâ*. 2023. Т. 68. №. 9. С. 926-937.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм М.: Наука, 1988. 216 с.

Ariskin A. A., Barmina G. S., Meshalkin S. S., Nikolaev G. S., Almeev R.R. INFOREX–3.0: A database on experimental studies of phase equilibria in igneous rocks and synthetic systems: II. Data description and petrological applications. *Comput. Geosci*. 1996. 22. (10). P. 1073–1082.

Housh, T. B., Luhr, J. F. (1991). Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist*. 76(3-4). P. 477-492.

Lange R. A., Frey H. M., Hector J. A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*. 2009. 94(4). P. 494-506.

Nielsen R. L., Dungan M. A. Low-pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1983. 84. P. 310-326.

Waters, L. E., Lange, R. A. An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American mineralogist*. 2015. 100(10). P. 2172-2184.

Нижне-Олломинское месторождение апокарбонатного нефрита, Средне-Витимская горная страна

Гончарук И. С.¹, Кислов Е. В.², Вантеев В. В.²

¹БГУ, г. Улан-Удэ, goncarukirina993@gmail.com

²ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ

Нижне-Олломинское месторождение нефрита расположено на правом берегу реки Нижняя Оломи (левый приток реки Голюбе) в Муйском районе Республики Бурятия.

Район месторождения сложен в основном интрузивными породами. Гранитоиды витимканского комплекса представлены двумя фазами. Наиболее распространена первая фаза – граниты, гранодиориты, сиениты. Вторая фаза развита в меньшей степени и представлена лейкократовыми и биотитовыми мелкозернистыми гранитами. Контакты гранитоидов с доломитовыми мраморами резкие, без видимых изменений. В зонах разрывных нарушений граниты катаклазированы и окварцованы. Граниты розовато-серые, желтоватые, красноватые. Текстура массивная, порфириовидная, в зонах тектонических нарушений становится неяснонейсовитой. Граниты средне-крупнозернистой структуры. Выделяются лейкократовые, биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые разновидности. Метасоматические изменения гранитов представлены незначительной эпидотизацией. Гранодиориты имеют незначительное распространение. Они темно-серого цвета, структура среднезернистая, текстура массивная. Метасоматические изменения проявлены в эпидотизации, хлоритизации.

Осадочно-метаморфические породы восточно-горбылокской свиты (PR₁?vg) представлены небольшими скиалитами доломитовых мраморов, в меньшей степени биотитовых сланцев, метаэффузивов, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении. Для кристаллических сланцев характерна гранитизация, интенсивность которой увеличивается по мере приближения к гранитоидам. Мраморы белого цвета, средне-, крупнозернистой структуры, массивной текстуры, сложенные кальцитом на 40-50 % и доломитом - 40-60 %. Метасоматические изменения выражаются в развитии игольчатого и волокнистого тремолита, диопсида, кварца, находящихся в различных количественных соотношениях. В большинстве случаев метасоматические изменения развиты локально в связи с процессами скарнирования на контакте с гранитами. Метапесчаники представляют собой серые, желтоватые и зеленовато-серые массивные породы средне-крупнозернистого сложения. Метапесчаники в различной степени гранитизированы.

Метасоматические образования выражены, в основном, в появлении нефритонесных зон на контакте контрастных по химическому составу пород - доломитовых мраморов и алюмосиликатных пород. Метасоматические изменения наиболее сильно проявились в карбонатных породах, что привело к образованию кальцит-тремолитовых скарнов и нефрита. На месторождении разрабатываются три залежи нефрита.

Залежь № 1. Протяженность залежи составляет 19,7 м при средней горизонтальной мощности 0,76 м. Она залегает на контакте доломитовых мраморов с метапесчаниками на небольшом удалении от среднезернистых биотитовых гранитов. Метасоматическая зональность залежи № 1: среднезернистый биотитовый гранит - метапесчаник – доломитовый мрамор - эпидот-амфиболовый скарн – кальцит-тремолитовый скарн с нефритом – доломитовый мрамор. Кальцит-тремолитовые скарны - белые плотные, иногда сланцеватые, фарфоровидного облика породы. Они сложены мелкокристаллическим тонколучистым кальцитом и тонковолокнистым тремолитом в тесном срастании. Количественные соотношения кальцита и тремолита колеблются в широких пределах, вплоть до образования мономинеральных агрегатов. Мономинеральные обособления нефрита в скарне имеют прожилковую, линзовидную, желвакообразную форму. Распределение нефрита крайне неравномерное. Размеры обособлений нефрита колеблются от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. Нефрит имеет преимущественно серовато-

зеленые тона окраски, в подчиненном количестве отмечаются прожилки и линзы светло-серого нефрита. Он часто имеет сланцеватую структуру. В нефрите отмечаются прожилки кальцит-тремолитового скарна, зерна доломита и кальцита, что заметно снижает качество и вязкость камня, он становится более хрупким. В зоне контакта кальцит-тремолитовых скарнов с метапесчаниками отмечаются зеленовато-серые пятнисто-полосчатые эпидот-тремолитовые апогранитные скарны. Иногда в основной массе породы отмечаются удлиненно призматические зерна тремолита и их скопления. В приконтактной зоне мраморы приобретают более плотный и мелкозернистый облик, в них отмечается развитие призматического тремолита, они постепенно переходят в кальцит-тремолитовые скарны.

Залежь № 2 находится в 90 м от залежи № 1 по азимуту 46°. Длина залежи 18,7 м, средняя горизонтальная мощность 1,1 м. Залежь № 2 залегает на контакте доломитовых мраморов со среднезернистыми гранитами и представлена телом кальцит-тремолитовых скарнов, содержащим линзы, желваки и мелкие прожилки нефрита. Метасоматическая зональность: среднезернистый биотитовый гранит – эпидот-амфиболовый апогранитный скарн – кальцит-тремолитовый скарн с нефритом – доломитовый мрамор. На контакте залежи с гранитами отмечаются зеленовато-серые мелкозернистые пятнисто-полосчатые эпидот-тремолитовые апогранитные скарны мощностью до 1,0 м. Контакт скарнов с гранитами постепенный, в зоне контакта граниты эпидотизированы. Доломитовые мрамора характеризуются белой, серовато-белой окраской, среднезернистым сложением, слабовыраженной полосчатой текстурой. В зоне контакта с кальцит-тремолитовыми скарнами мрамора становятся более плотными и постепенно переходят в скарны. Нефрит этой залежи от светло-зеленого (салатного) до зеленого цвета, в меньшей мере светло-серых оттенков. Камень преимущественно сланцеватой, реже массивной текстуры. Основным недостатком - трещиноватость.

Залежь № 3 находится в 380 м от залежи № 2 по азимуту 80° на крутом склоне левого борта руч. Чистого. Залежь расположена в биотитовых гранитах на небольшом удалении от их контакта с доломитовыми мраморами. В коренном залегании залежь была вскрыта в 2014 г. под крупноглыбовыми свалами вмещающих пород. Длина залежи составляет 12,5 м, средняя горизонтальная мощность 1,61 м. Залежь № 3 приурочена к зоне разрывных нарушений. Лежачий контакт залежи с вмещающими породами тектонический, с многочисленными зеркалами скольжения и интенсивно оталькован. Метасоматическая зональность по залежи имеет следующий вид: мелкозернистый гранит - скарнированный гранит - эпидот-амфиболовый скарн - кальцит-тремолитовый скарн с нефритом - эпидотизированный биотитовый гранит. Граниты висячем контакте залежи имеют зеленовато-серую окраску, мелкозернистую, иногда неясно кристаллическую структуру. Эпидот-тремолитовые скарны развиваются по алюмосиликатным породам. Внешне это мелкозернистая зеленоваго-серая порода пятнисто-полосчатой текстуры. Основная масса породы сложена эпидот-клиноцизитовым агрегатом. Тремолит представлен отдельными призматически удлиненными зернами и их скоплениями среди основной массы породы. Кальцит-тремолитовые скарны с нефритом представляют собой белые массивные, форфоровидного облика породы, сложенные мелкокристаллическим кальцитом и тонковолокнистым тремолитом, которые находятся в тесном срастании. Мономинеральный нефрит в зонах скарнирования имеет прожилковую, линзовидную и желвакообразную форму с размерами от нескольких сантиметров до 1,0 м. Распределение нефрита в кальцит-тремолитовых скарнах неравномерное. Нефрит залежи № 3 преимущественно зеленовато-серых тонов, иногда с желтоватым оттенком. В нефрите иногда отмечаются маломощные прожилки кальцит-тремолитовых скарнов и белые хлопья тонколучистого тремолита. В зоне контакта с гранитоидами и по трещинам нефрит оталькован. На отдельных участках нефрит слабо рассланцован.

Таким образом, известковые кальцит-тремолитовые скарны, продуктивные на нефрит, приурочены к тектонизированным частям тел доломитовых мраморов на контакте с алюмосиликатными породами, ксенолитам доломитовых мраморов в граните. Полная метасоматическая зональность на месторождении: доломитовый мрамор – нефритсодержащий кальцит-тремолитовый скарн – эпидот-тремолитовый скарн – эпидотизированный гранит –

биотитовый гранит. Формы тел кальцит-тремолитовых скарнов относительно простые: линзы и жилкообразные обособления в тектонической зоне. Часть тел кальцит-тремолитовых скарнов содержит линзы и отдельные блоки нефрита. Нефрит трех залежей различается по особенностям локализации и окраске - преимущественно светло-зеленой (салатной) до зеленой, серовато-зеленой, светло-серой. Твердость нефрита 6-6,5 по шкале Мооса. Блеск матовый, излом раковистый или занозистый. В нефрите отмечаются прожилки кальцит-тремолитового скарна, зерна доломита и кальцита, что заметно снижает его качество. Другие дефекты: желтовато-зеленые, коричневатозеленые оттенки, трещиноватость, пленки кальцита, гидроксидов железа и марганца по трещинам. Нефрит Нижне-Олломинского месторождения соответствует требованиям по качеству и возможности применения в качестве камнесамоцветного сырья для мелких и средних резных изделий, реже вставок в ювелирные украшения. Получены данные о минеральном и химическом составе нефрита и контактовых пород, свидетельствующие об особенностях его происхождения.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

Геологическое строение и последовательность рудообразования на золоторудном месторождении Южные Ашалы (Восточный Казахстан)

Греку Е. Д.¹, Калинин Ю. А.¹, Сердюков А. Н.²

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, e.greku@alumni.nsu.ru

²ООО «GEOKZ», г. Усть-Каменогорск, Казахстан

Золоторудные месторождения Восточного Казахстана преимущественно относятся к «орогенному» и «intrusion related» типам, реже на месторождениях встречаются совмещенные типы. Для понимания формационно-генетической принадлежности месторождения к одному из типов необходимо четкое понимание геологического, геолого-структурного строения месторождения, детальное изучение гидротермально-метасоматических преобразований и рудной минерализации, исследование изотопно-геохронологических данных магматических пород и рудной минерализации, представление о минералогической и геохимической зональности, а также необходимы данные по стабильным изотопам и флюидному режиму.

Целью настоящей работы является обобщение геологической информации по месторождению Южные Ашалы, изучение минерально-вещественного состава, последовательности и возраста рудообразования.

Месторождение Южные Ашалы (рис. 1) расположено в юго-восточной части Акжал-Даубай-Балажалского рудного района, приуроченного к юго-восточной части Западно-Калбинского золоторудного пояса. Границы рудного района проходят по глубинным разломам северо-западного простирания: Горностаевско-Аркалыкско-Боконскому на юго-западе и Чарскому на северо-востоке. В центральной части проходит Сарджальский (Южно-Акжальский) глубинный разлом субширотного простирания. Вышеперечисленные разломы считаются рудоконтролирующими, однако их роль в рудообразовании оценивается неоднозначно (Калинин и др., 2021).

Рудовмещающими являются углеродсодержащие терригенно-осадочные породы буконьской (C_2bk) и вулканогенно-осадочные породы даубайской (C_2db) свит, перекрываемые туфами и туфобрекчиями майтюбинской свиты (C_2mt). Все породы претерпели слабый региональный метаморфизм на уровне зеленосланцевой фации. Вмещающие породы прорываются дайками и малыми интрузиями альбитофиринов, диоритовых порфиринов, сиенит-порфиринов (Беспаяев и др., 1997), гранодиорит-порфиринов и гранит-порфиринов раннепермского возраста.

Гипогенные руды месторождения относятся к двум формационным типам: вкрапленному золото-сульфидному и золото-кварцевому. В рудах первого типа установлена тонковкрапленная, гнездово-прожилковая и стратиформная золотосодержащая сульфидная минерализация, реже тонковкрапленное самородное золото в углеродистых алевролитах, песчаниках и кремнистых сланцах. В рудах второго типа установлена вкрапленная и прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация в кварцевых, карбонат-кварцевых жилах и окварцованных брекчированных породах, с содержанием сульфидов не более 1-3%. Золото отмечается в самородном состоянии размером до 0,3 мм в диаметре, с редкими включениями жильных минералов. Околорудные изменения пород включают в себя окварцевание, серицитизацию, карбонатизацию, альбитизацию и реже хлоритизацию.

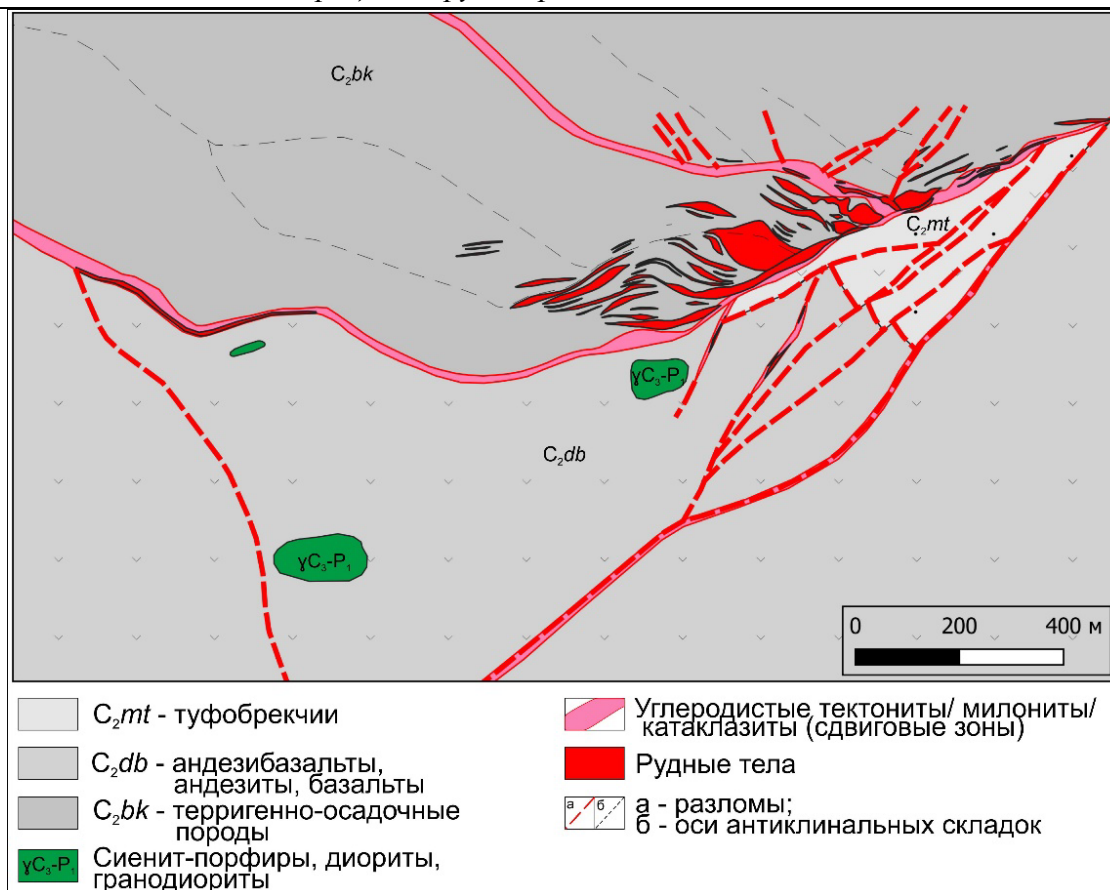


Рисунок 1. Геологическая схема месторождения Южные Ашалы.

В результате изучения минералогии гипогенных руд месторождения Ю. Ашалы нами выделяется два этапа рудообразования: крапленый золото-сульфидный (раннерудный) и золото-малосульфидно-кварцевый (позднерудный). Последний включает в себя две стадии: 1) сульфидную; 2) полиметаллическую. Вышеописанные этапы и стадии выделяются на основании пересечений в карьере, канавах, керне скважин, коренных выходах и аншлифах.

В углеродсодержащих терригенных породах присутствуют дорудные (сингенетичные) фрамбоиды пирита (P_у-1), скопления которых часто повторяют очертания слоистости.

На основном рудном этапе кристаллизуются золотоносный арсенопирит (A_{ру}-1), пирит (P_у-2) и пирротин (P_{ру}-1). Они приурочены к тем же породам, что и фрамбоидальный пирит. Часто в виде включений в минералах золото-сульфидного этапа отмечается P_у-1.

На позднем рудном этапе сульфидной стадии в карбонат-кварцевых жилах образуются пирит (P_у-3), арсенопирит (A_{ру}-2), самородное Au, рутил, Ni-Co-Fe сульфоарсениды и пирротин (P_{ру}-2). На полиметаллической стадии в кварц-карбонатных прожилках кристаллизуются халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото и блеклые руды. Обе стадии золото-малосульфидно-кварцевого этапа пересекают руды золото-сульфидного этапа.

В пределах Ашалинского рудного поля нами определены два возрастных уровня формирования рудной минерализации (Калинин и др., 2021; Греку, 2023), соответствующие двум стадиям золото-малосульфидно-кварцевого этапа. Первый уровень – $300,4 \pm 3,4$ млн. лет совпадает с возрастом магматической активности $305,4 \pm 4,2$ млн. лет (Калинин и др., 2021) и соответствует сульфидной стадии. Второй уровень $279,8 \pm 4,3$ и $279,6 \pm 1,9$ млн. лет мы соотносим с формированием полисульфидной ассоциации. В целом, оба этих уровня хорошо коррелируются с рудным возрастным интервалом ($273,6 \pm 2,6$ – $287,9 \pm 2,8$ млн лет), проявленным на ряде золото-сульфидных месторождений Западно-Калбинского золотоносного пояса (Ковалев и др., 2012). Также эта минерализация близка по времени формирования с характерной для района габбро-гранитоидной интрузией возрастом 280 ± 1 – 290 ± 5 млн. лет

(Калинин и др., 2022), относимой рядом исследователей к аргимбайскому интрузивному комплексу (Хромых, 2022).

Беспаяев Х. А., Глоба В. А., Абишев В. М., Гуляева Н. Я. Месторождения золота Казахстана // Справочник под ред. Абдуллина А.А., Беспаяева Х.А., Воцалевского Э.С., Даукеева С.Ж., Мирошниченко Л.А. Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов Республики Казахстан. 1997. 232 с.

Греку Е. Д. Золоторудное месторождение Аномальное (Восточный Казахстан): геологическое строение и возрастные рубежи формирования // Металлогения древних и современных океанов-2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике. Научное издание. Миасс: Имин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. 2023. С. 150-153.

Калинин Ю. А., Ковалев К. Р., Сердюков А. Н., Гладков А. С., Сухоруков В. П., Наумов Е. А., Травин А. В., Семенова Д. В., Серебряков Е. В., Греку Е. Д. Возрастные рубежи и металлогеническое прогнозирование золоторудных месторождений Акжал-Боко-Ашалинской рудной зоны (Алтайская аккреционно-коллизийная система) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. Т. 12. № 2. С. 392-408.

Калинин Ю. А., Сердюков А. Н., Наумов Е. А., Соловьев С. Г., Ковалев К. Р., Семенова Д. В., Юдин Д. С., Гладков А. С., Хусаинова А. Ш., Греку Е. Д. Месторождение золота Балажал Западно-Калбинского золотоносного пояса: геологическое строение, минералого-геохимические особенности и изотопно-геохронологические характеристики // *Петрология и рудоносность магматических формаций: материалы науч. конф., посв. памяти чл.- корр. АН СССР и РАН Г. В. Полякова и проф. А. Г. Владимирова*. 25–29 апреля 2022. Новосибирск: ИПЦ НГУ. 2022. С. 90-93.

Ковалев К. Р., Калинин Ю. А., Польшов В. И. и др. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах восточного Казахстана // *Геология рудных месторождений*. 2012. Т. 54. № 4. С. 305–328

Хромых С. В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан) // *Геология и геофизика*. 2022. т. 63. № 3. С. 330–355.

Разработка автоматизированной экспертной системы для прогнозирования гидротермальных (полиметаллических) месторождений на основе нейросетевых технологий (на примере юго-восточного Забайкалья)

Гришков Г. А.¹, Нафигин И. О.¹, Устинов С. А.¹, Петров В. А.¹, Минаев В. А.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, gorgulini@yandex.ru

В последние годы число задач, для решения которых применяются нейронные сети, постоянно увеличивается. В основе нейросетевых технологий лежат не стандартные алгоритмические условия, как в большинстве программного обеспечения, а вероятностная модель, использующая регрессионный или классификационный подход для прогнозирования результата (Гришков и др., 2021).

Нейронные сети применяются во многих областях науки, таких как медицина, фармакология, геология и т.д. Одними из первых методы нейронных сетей нашли применение в следующих областях геологических исследований: дистанционное зондирование (Lary et al., 2016), геоморфология (Valentine, Kalnins, 2016), гидрогеофизика (Shen, 2018), сейсмология (Kong et al., 2019), геодинамика (Wang et al., 2018), геохимия (Zuo et al., 2019). А также нейронные сети успешно применяются в области разведки полезных ископаемых (Gonbadi et al., 2015; Zhao et al., 2016; Zuo et al., 2018).

Наряду с перечисленными работами, текущее исследование направлено на развитие методов применения нейросетевых технологий на разных стадиях геологоразведочных работ.

Актуальность работы определяется тем, что ускоренное развитие экономического потенциала страны, в том числе в горнодобывающей промышленности, происходит на фоне истощения легко отрабатываемых и вскрываемых ресурсов. В связи с этим существует необходимость в получении новых данных и выявлении закономерностей локализации месторождений стратегического сырья с применением современных технологий. В связи с интенсивным развитием технологий искусственного интеллекта, становится возможным разработка новых подходов к прогнозу твердых полезных ископаемых на основе анализа и моделирования многочисленных критериев, косвенно или фактически контролирующих рудные объекты.

И в связи с этим целью данной работы является - создание прогнозной схемы распределения гидротермальных месторождений в пределах территории Юго-Восточного Забайкалья с использованием нейросетевых технологий.

Исследуемая территория располагается в Юго-Восточной части Забайкальского края (Россия) и географически простирается с запада на восток между долинами рек Онон и Аргунь, а с севера на юг между долиной реки Газимур и государственными границами страны с Китаем и Монголией (рис. 1).

Территория Юго-Восточного Забайкалья имеет широкий металлогенический потенциал (Au, U, Mo, Pb-Zn, Sn, W, Ta, Nb, Li, флюорит) и является перспективной на обнаружение новых гидротермальных месторождений твердых полезных ископаемых.

Несмотря на относительно высокую опосредованность, ранее проведенные исследования указывают на то, что рассматриваемая территория имеет хорошие перспективы наращивания минерально-сырьевой базы по многим видам полезных ископаемых.

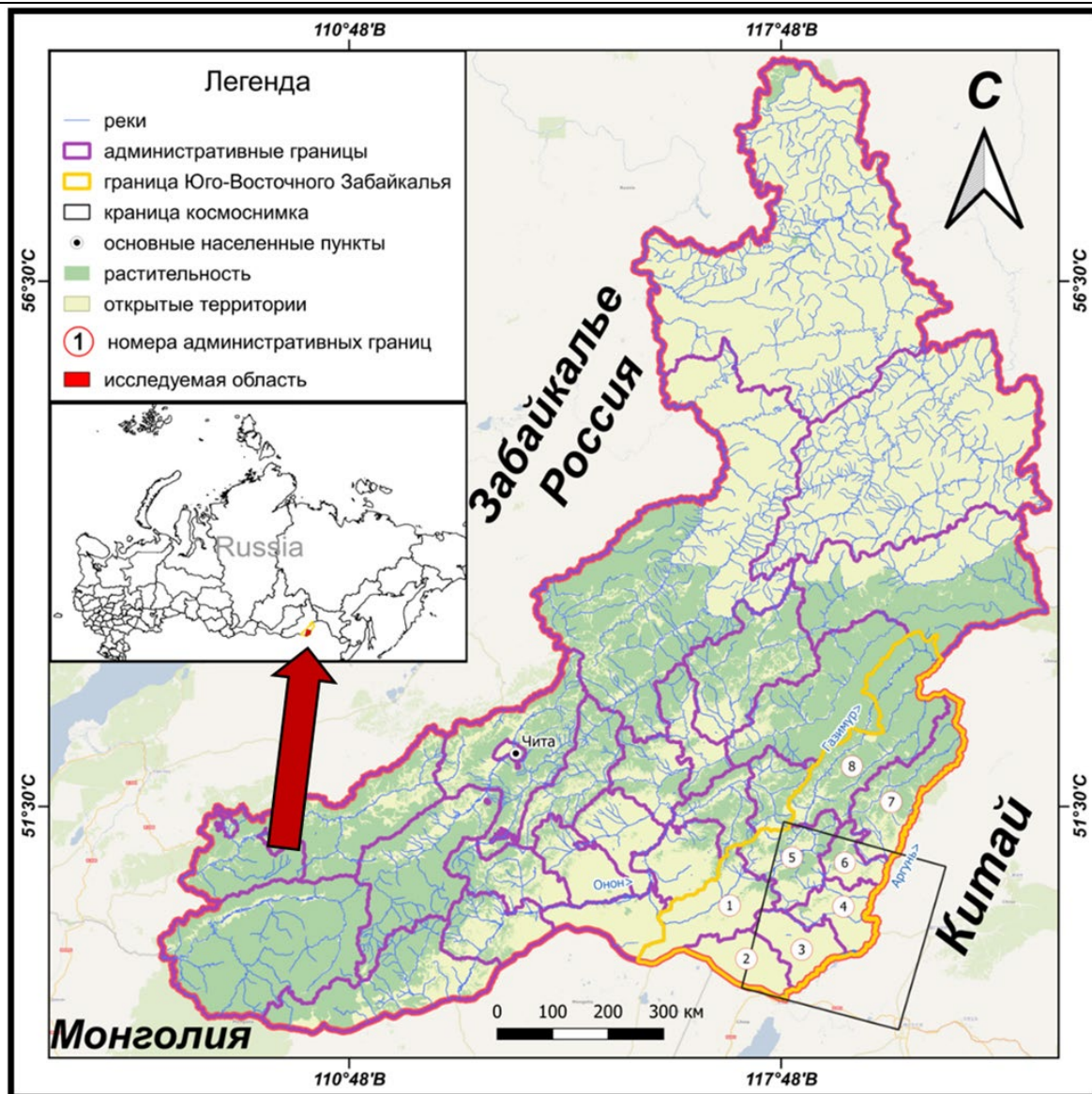


Рисунок 1. Область исследования.

Геологическое строение исследуемого района весьма сложное и характеризуется продолжительным развитием разновозрастных, разнообразных по составу и генезису образований, залегание которых осложнено складчатыми и разрывными нарушениями (Ищукова и др., 1998).

Основным фактором, определяющим размещение месторождений полезных ископаемых, в пределах исследуемой территории, является литолого-структурный, т.к. месторождения в основном приурочены к линейным зонам разрывных нарушений разного порядка и узлам пересечения долгоживущих глубинных зон разломов северо-восточного простирания с зонами разломов северо-западного, меридионального и широтного простираний (Ищукова и др., 1998).

Также, установлено, что рудовмещающими (рудоносными) являются венд-кембрийские карбонатно-терригенные и средне-верхнеюрские терригенно-вулканогенные отложения, объединяющиеся соответственно в карбонатно-терригенную и вулканогенно-кремнисто-терригенную формации (Кузнецов и др., 2018).

Нейронные сети представляют собой модели, имитирующие деятельность человеческого мозга и главной их особенностью, в отличие от обычных программ, является решение обратной задачи, то есть нейронная сеть подбирает функцию, значения которой максимально приближены к искомому результату в ходе её обучения (Гришков и др., 2021).

Разработанная нейронная сеть базируется на архитектуре нейронной сети AlexNet, которая широко используется мировым научным сообществом для решения задач в области поиска и разведки полезных ископаемых, а также петрографического анализа и анализа геохимических данных. AlexNet – сверточная нейронная сеть для решения задач классификации изображений, распознавания объектов и детектирования объектов на изображении (Li et al., 2019).

Для обучения нейронной сети, на основе собранной картографической геолого-геофизической информации, был выявлен и установлен ряд критериев фактически и косвенно контролирующих пространственное распределение гидротермальных рудных объектов полиметаллической специализации:

1. Литологические разности горных пород;
2. Разломная тектоника;
3. Зоны контактов интрузивных тел;
4. Поведение геофизических полей;
5. Рудные узлы;
6. Сегментированная цифровая модель рельефа;
7. Карта плотности линеаментов.

Ключевым элементом в ходе обучения нейронной сети является набор положительных и отрицательных примеров. В случае положительных - выступают области где располагаются известные полиметаллические рудные объекты, а в случае отрицательных – рудные объекты, пространственно декоррелированные относительно полиметаллических

Все данные были оцифрованы ручным способом и подготовлены в виде нормализованных растров.

При обучении размер тестовой выборки составлял 20% от всех входных данных, тренировочной 80%, соответственно. Количество эпох (полных обучений нейронной сети на одних и тех же данных) было подобрано равным 200, а размер батча (количество данных в обучении, проходящих за 1 цикл) – 32.

Результат работы нейронной сети представлен в виде матричного массива в виде одноканального растра, значения которого отражают степень достоверности работы нейронной сети (рис. 2). Области с интенсивной зеленой окраской могут рассматриваться как перспективные на обнаружение новых полиметаллических рудных объектов.

Нейронная сеть не предсказала участки с наличием некоторых известных объектов. Это обусловлено точностью работы нейронной сети, которая составляет 94%.

В основном перспективные участки локализируются в северо-западной, западной, южно-западной и центральной частях исследуемой территории.

Данная нейронная сеть является динамической и может работать с различными данными различного масштаба в зависимости от поставленной задачи.

Разработанная нейронная сеть является динамически развивающимся продуктом. Необходимо продолжить ее тестирование на различных данных, масштабах и территориях.

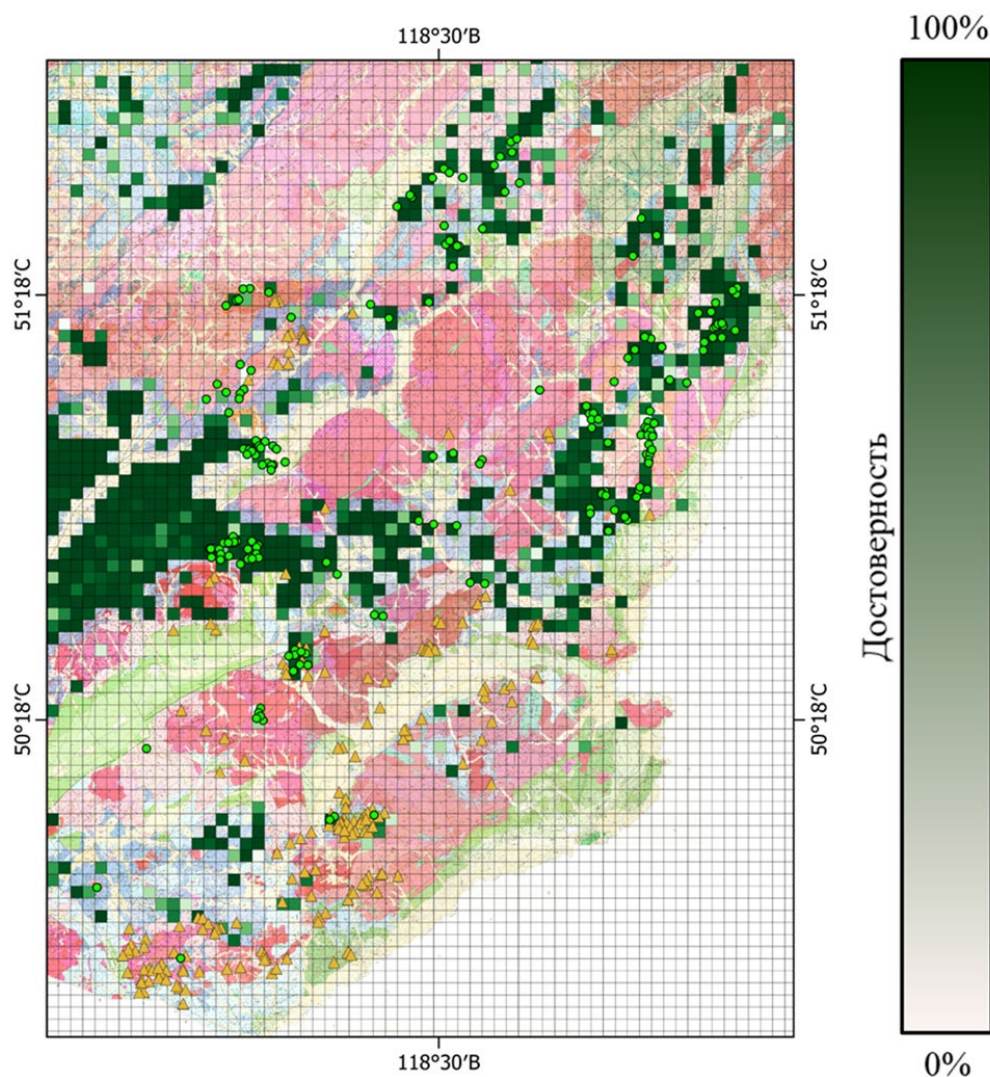


Рисунок 2. Результат работы нейронной сети, обученной на месторождениях и рудопроявлениях.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

Гришков Г.А., Устинов С.А., Нафигин И.О., Петров В.А. Нейронные сети и возможности их применения для анализа пространственных геологических данных // Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах. Том. 4. Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле: инновационные технологии геологической разведки горного и нефтегазового дела, бурение скважин, математическое моделирование и разведочная геофизика. М.: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. С. 33-36.

Ишукова Л.П., Авдеев Б.В., Губкин Г.Н., Игошин Ю.А., Макушин М.Ф., Попова А.И., Рогова В.П., Спириин Э.К., Филипченко Ю.А., Хоментовский Б.Н. Геология Урулюнгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля // Геоинформмарк, Москва. 1998 г. 382 с.

Кузнецов В.В., Брель А.И., Богославец Н.Н., Елшина С.Л., Кузнецова Т.П., Серавина Т.В. Металлогения Приагрусонской структурно-формационной зоны // Отечественная геология. 2018. № 2. С. 32-43.

Gonbadi A. B., Tabatabaei S. H., Carranza E. J. M. Supervised geochemical anomaly detection by pattern recognition // Journal of Geochemical Exploration. 2015. V. 157. P. 81–91.

Kong Q., Trugman D. T., Ross Z. E., Bianco M. J., Meade B. J., Gerstoft P. Machine learning in seismology: Turning data into insights // Seismological Research Letters. 2019. V. 90. № 1. P. 3–14.

Lary D. J., Alavi A. H., Gandomi A. H., Walker A. L. Machine learning in geosciences and remote sensing // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. № 1. P. 3–10. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.003>.

Li, S., Chen, J., & Xiang, J. Applications of deep convolutional neural networks in prospecting prediction based on two-dimensional geological big data. *Neural Computing and Applications*. 2019. doi:10.1007/s00521-019-04341-3

Shen C. A transdisciplinary review of deep learning research and its relevance for water resources scientists // *Water Resources Research*. 2018. V. 54. № 11. P. 8558–8593.

Valentine A. P., Kalnins L. M. An introduction to learning algorithms and potential applications in geomorphometry and earth surface dynamics // *Earth Surface Dynamics*. 2016. V. 4. P. 445–460.

Wang Z., Di H., Shafiq M. A., Alaudah Y., AlRegib G. Successful leveraging of image processing and machine learning in seismic structural interpretation: A review // *The Leading Edge*. 2018. V. 37. № 6. P. 451–461.

Zhao J., Chen S., Zuo R. Identifying geochemical anomalies associated with Au–Cu mineralization using multifractal and artificial neural network models in the Ningqiang district, Shaanxi, China // *Journal of Geochemical Exploration*. 2016. V. 164. P. 54–64.

Zuo R., Xiong Y., Wang J., Carranza E. J. M. Deep learning and its application in geochemical mapping // *Earth-Science Reviews*. 2019. V. 192. P. 1–14.

Zuo R.G., Xiong Y.H. Big data analytics of identifying geochemical anomalies supported by machine learning methods // *Nat Resour Res*. 2018. V. 27(1). P. 5–13.

Экологические аспекты разработки карьеров строительных материалов Подмосковья

Громова Ю. М.¹

¹Государственный университет «Дубна», г. Дубна, ole.gromova123@gmail.com

Московская область представляет собой плотно населенный регион, которые претерпевает постоянные изменения, связанные с интенсивной урбанизацией. Трансформации, вызванные антропогенной деятельностью, протекают в различных природных средах. Одним из элементов подобной трансформации становится особый вид ландшафта, образующийся в результате открытой добычи полезных ископаемых – карьер.

На территории Подмосковья существует большое количество карьеров по добыче строительных материалов, в которых добывается песок, глина, известняк, щебень, гравий. В результате добычи полезных ископаемых значительно сокращается ресурс геологического пространства данного региона, в особенности, если карьеры расположены в городской черте. Карьеры не только снижают общий ресурс геологического пространства, но и являются объектами повышенной опасности, создавая угрозу для здоровья и жизни людей вследствие развития опасных склоновых процессов в их бортах. В карьерах часто протекают склоновые процессы различного генезиса. Борта карьеров Московского региона сложены песчано-глинистыми и карбонатными породами. В их пределах развиваются как обвально-осыпные, так и оползневые склоновые процессы.

На территории Подмосковья исследованы 4 карьера: Домодедовский (г. Домодедово), Борисова Гора (г. Дмитров), Коняшинский (д. Коняшино), Большой Дзержинский карьер (г. Дзержинский). В их пределах выявлены следующие гравитационные процессы:

- обвальные, связанные с породами осадочного происхождения силикатного или карбонатного состава (известняки, доломиты, песчаники);
- осыпные, формирующиеся на дисперсных несвязных осадочных обломочных породах минерального состава (пески);
- оползневые, развивающиеся на дисперсных рыхлых породах глинистого состава.

Еще одним видом вторичных изменений в карьерах являются проявления процессов физического, химического и биологического выветривания. Рассмотрим такие процессы подробнее в каждом из карьеров.

В бортах Домодедовского карьера, сложенных осадочными породами среднего карбона, развиваются обвалы из обломков известняков и доломитов разной размерности. Обвалы представляют собой отрыв и падение больших масс горных пород на крутых и обрывистых склонах вследствие ослабления сцепления пород (Гакаев, 2017).

У подножия склонов Домодедовского карьера из коллювия отобраны образцы криноидного известняка и кавернозного доломита. Причиной образования обвала могло послужить гравитационное обрушение пород, раздробленных на фрагменты трещинами первичного дигенетического происхождения или образованными в результате физического выветривания.

Физическое выветривание представляет собой процесс механического разрушения горных пород без изменения химического состава. Существует два типа физического выветривания – температурное и механическое. При температурном выветривании происходит неравномерный нагрев и охлаждение горных пород. Минеральные зерна при этом испытывают то расширение, то сжатие. В результате этого процесса наблюдается появление трещин. При механическом выветривании происходит разрушение горных пород в результате воздействия внешних агентов – замерзающей воды (морозное выветривание), корней растений, кристаллизации солей и др. (Кашутчик, 2016). Физическое выветривание в Домодедовском карьере представлено как температурным, так и механическим выветриванием. В результате

температурного выветривания в бортах карьера образовались трещины разгрузки, по которым и происходит разрушение пластов карбонатных пород и обрушение их под действием гравитации. Примером химического выветривания можно считать гипсовые высолы, образованные на черных юрских глинах. Гипсовые высолы являются результатом процесса вторичного минералообразования и представляют собой корки белого цвета на черных гидрослюдистых глинах поздней юры.

В пределах карьера Борисова Гора, вскрытом в отложениях водно-ледникового оза позднеплейстоценового возраста, отмечены как гравитационные процессы, так и процессы вторичного минералообразования. Борты карьера сложены терригенными породами, включая пески, песчаники, пудинговые конгломераты и суглинки. Такой состав отложений определяет типы склоновых процессов, происходящих в бортах этого карьера.

В карьере обвалы формируются из отложений, представленных песчаниками и конгломератами. Причиной развития процессов вероятнее всего служит дробление горных пород под влиянием физического выветривания и обрушения под действием силы тяжести. В бортах карьера наблюдаются также осыпные отложения, которые сформированы на песках или песках с прослоями галек.

В отличие от обвалов осыпание заключается в постепенном скатывании или скольжении обломков в процессе физического выветривания, которое постепенно проникает вглубь породы. Осыпь формируется на крутом склоне без участия водных потоков (Паффенгольц и др., 1973). Стоит отметить, что в карьере Борисова Гора обнаружены «живые» осыпи. Причинами образования осыпей служат значительная крутизна склона и осуществление работ по добыче строительного материала.

В изучаемом карьере наблюдаются также оползневые процессы, сформированные на суглинках московской морены. Оползень представляет собой геологическое тело, формирующееся путем отделения части горных пород, слагающих склоновый массив, и последующего его смещения. Оползни отличаются от других склоновых процессов тем, что в процессе смещения у оползневого тела сохраняется материальная связь со средой своего образования и возникает стенка отрыва – это видимая часть поверхности смещения (Петров, 2005). Индикатором медленного оползания склонов являются стволы деревьев с заметным искривлением в нижней части ствола. Наиболее благоприятные условия для развития оползневых процессов создаются там, где находятся водоупорные горизонты в нижних частях склонов.

Процессы химического выветривания в карьере Дмитрова Гора проявляются вторичным ожелезнением песчаников, входящих в состав склонов. Химическое выветривание – это процесс химического разрушения и изменения горных пород и минералов с формированием новых минералов и соединений под влиянием температуры и воды, в которой находятся различные элементы и химические соединения в растворенном состоянии (Альбах и др., 2015). В процессе движения ледника происходило перемещение обломков пород. В поверхностных условиях обломки претерпевали процессы выветривания, и железистые растворы по трещинам распространялись в нижележащие отложения, образуя железистые натёки и корки на поверхности пород, а также, совместно с растворенными карбонатами, формируя цемент в водно-ледниковых отложениях оза. Необычной характерной особенностью водно-ледниковых пород является наличие вторичного карбонатного цемента.

Борты Коняшинского карьера, в котором ведется добыча кирпичных глин, сложены красноцветными гидрослюдистыми глинами гжельского яруса каменноугольной системы. В карьере формируются оползни блокового и консистентного строения. В стенках карьера наблюдаются многочисленные трещины отрыва, по которым отдельные блоки сползают вниз по склону. Практически по всему периметру Коняшинского карьера отмечено активное оползание бортов. В карьере отобран образец красной глины, который на 95% состоит из гидрослюдистых минералов. В данном карьере наблюдается близкое залегание к поверхности грунтовых вод. Именно совокупность этих факторов влияет на образование оползневых процессов, которые формируются по периметру Коняшинского карьера.

В Большом Дзержинском карьере выявлены обвалы, представленные разобщенными глыбами кварцитовидного песчаника размером от 0,5 до 5 м. Обвал сформировался в нижней части оползня за счет разрушения пластовой конкреции большого размера.

В бортах карьера наблюдаются осыпи, образованные на песках. Из осыпи был отобран образец песка, особым свойством которого можно выделить следы ожелезнения. Также отобран образец ожелезненного песчаника. В данном случае мы наблюдаем процесс химического выветривания, который проявляется вторичным минералообразованием, как в карьере Борисова Гора. Однако, в Дзержинском карьере следы ожелезнения присутствуют более явно. Следы ожелезнения наблюдаются не только в осыпных отложениях, но и в трещинах склонов, сложенных слабосцементированными песчаниками (рис.1). В бортах карьера, сложенных нижнемеловыми песками, наблюдается процесс активного современного осыпания, а также присутствуют камнепады.

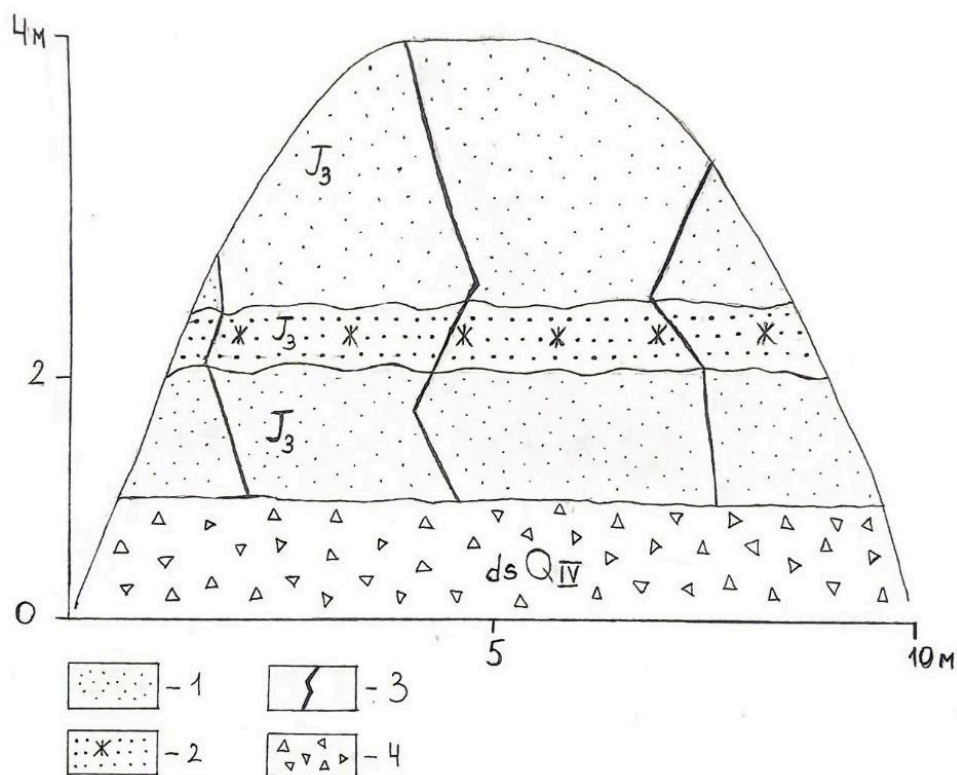


Рисунок 1. Следы ожелезнения в субвертикальных трещинах склона, сложенного аллювиальными песками и песчаниками верхней юры, в Дзержинском карьере: 1– аллювиальный песок верхней юры J₃; 2 – песчаник верхней юры J₃ со следами ожелезнения; 3 – субвертикальные трещины со следами ожелезнения; 4 – осыпные отложения.

В бортах Большого Дзержинского карьера формируются оползни двух типов: блоковый оползень – оползание пласта кварцитовидного песчаника; консистентный оползень – медленное сползание суглинков. В результате формирования консистентных оползней деревья имеют стволы с характерным искривлением в нижней части.

Исследование геоэкологической обстановки в карьерах Московского региона, позволяет сделать следующие выводы:

1. Вследствие интенсивной разработки карьеров, в особенности в городской черте, существенно снижается ресурс геологического пространства, и требуются мероприятия по рекультивации, которые требуют значительных временных и денежных затрат.

2. В пределах карьерных выемок широко развиты процессы физического выветривания и вторичного минералообразования, которые способствуют разрушению склонов карьеров и меняют облик пород, вскрытых в выработках, и общий природный геохимический фон.

3. Добыча горных пород на территории Подмосковья приводит к проявлению активных склоновых процессов, представляющих опасность для населения.

Альбах А. В., Гришин А. А. Выветривание горных пород // Сборник материалов Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Перспектив-2015». Красноярск, 2015. С. 7-9.

Гакаев Р. А. Обвалы и осыпи как одни из наиболее распространенных опасных процессов горных районов // Экология и безопасность жизнедеятельности. 2017. С. 27-30.

Геологический словарь / Гл. ред. К.Н. Паффенгольц; Ред. кол.: Т.Н. Алихова, Т.С. Берлин. Л.И. Боровиков и др. М.: Недра. Т.2. 1973. С 51.

Кашутчик К.Г. Процессы физического выветривания // Актуальные вопросы наук о земле в концепции устойчивого развития Беларуси и сопредельных государств: материалы научно-практической конференции студентов, магистрантов, аспирантов и молодых ученых. Гомель, 2016. С. 26-29.

Петров Н. Ф. Теоретические основы классификации оползней // Вестник Чувашского университета. 2005. № 3. С. 267-284.

Закономерности благороднометальной минерализации жильных тел кварцевых пород Осевой зоны хребта Большой Каратау, Южный Казахстан

Жданова В. С.^{1,2}, Козин А. К.², Алиев Э. Ш.³

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, valeriia.zh.rock@gmail.com

²Имин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс

³ТОО «Экспедиция ГЕО», г. Астана

Хребет Каратау относится к горной системе Срединного Тянь-Шаня, являясь фрагментом структур Урало-Монгольского палеозойского складчатого пояса. В центральной части хребта Большой Каратау, в пределах крутого и узкого северо-восточного склона, выходят на поверхность наиболее древние породы региона – метаморфизованные отложения верхнего рифея. Позднепротерозойские породы являются вмещающими для кварцево-жильных рудных тел, перспективных на промышленное золотосеребряное оруденение. Подобные жилы с рентабельными для добычи содержаниями золота и серебра отрабатываются в пределах Кумыстинского рудного поля на нескольких мелких месторождениях (Ваулин, 2016): Жолбарсты, Келенчиктау, Шован, Кумысты. Руды в основном сконцентрированы в кварцево-жильных телах сложной формы и связаны с сульфидной минерализацией, с зонами березитизации в приконтактовых частях.

Детальные геологосъемочные и поисковые работы на территориях в пределах распространения пород, вмещающих схожие кварцево-жильные рудные тела, представляют явный научно-производственный интерес. Выявление прогнозно-поисковых признаков благороднометального оруденения жильных тел позволит обнаружить зоны золотосеребряной минерализации и сделать заключение о перспективности территорий на юго-востоке от известного рудного поля – районов обнажения позднепротерозойских пород в предгорьях Большого Каратау.

Отложения верхнего рифея относятся к Осевой структурно-формационной зоне, непосредственно приуроченной к Главному Каратаускому разлому – фрагменту крупного Таласо-Ферганского разлома (сдвига). На равнинных территориях древние породы перекрыты отложениями кайнозоя. Осевая структурно-формационная зона простирается с северо-запада на юго-восток согласно с общим направлением структур хребта. Протерозойские породы смяты в сжатые линейные складки, крылья и сводовые части которых осложнены складками более высоких порядков (Геологическая карта СССР., 1966; Жемчужников, Ергалиев, 2010).

Метаморфизованные породы - гнейсы, сланцы, амфиболиты – бессазской свиты сменяются вверх по разрезу на вулканогенно-осадочные отложения кайнарской свиты, которые в свою очередь перекрыты карбонатной бакырлинской свитой – известняки, доломиты, известково-хлоритовые сланцы (Геологическая карта СССР., 1966; Геология и металлогения Каратау, 1986, 1987).

В ходе геологических маршрутов были описаны и опробованы вулканогенно-осадочные породы кайнарской свиты и карбонатные отложения бакырлинской свиты, а также интрузивные и субвулканические тела. Породы выходят в виде остроторчащих гривок, простираение выходов согласуется с общим направлением структур хребта. Размеры выходов и частота их встречаемости закономерно увеличивается при движении на юго-запад по мере приближения к хребту, при этом ширина выходов составляет от первых десятков сантиметров до непрерывной череды выходов в первые сотни метров. На основании результатов геологосъемочных работ можно сделать вывод, что рифейские породы на территории лицензионной площади образуют крупную антиклинальную структуру с эродированной сводовой частью, ядро структуры слагают вулканогенно-осадочные отложения кайнарской свиты. Во вмещающих породах рифейского возраста распространены разноориентированные жилы и прожилки кварцевого и кварц-

карбонатного состава, а также крупные протяженные жильные тела существенно кварцевого состава - кварцитов, сопровождаемые ореолами метасоматических изменений. В пределах участка полевых работ крупных интрузивных тел на поверхность не выходит. Обычны небольшие тела диоритовых порфириров, малые интрузивы, сложенные лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами, а также дайки габбродолеритов.

На площади работ, в пределах распространения отложений кайнарской свиты, произведено детальное литохимическое опробование по сети 100x40 м. Аналитические данные, полученные с помощью портативного ренгенофлуоресцентного анализатора Olympus Delta DP-6000 (ООО «ЛИМС Геологоразведка») для 4500 проб, были обработаны методами математической статистики для выявления аномальных значений предполагаемых элементов-спутников золота – Cu, As, S, Pb, Zn, Bi - и последующего графического изображения наиболее значимых участков.

Крупные жильные тела кварцевых пород были опробованы сколково-задириковым методом. Данный тип опробования производился на участках, оконтуренных в ходе геологосъемочных маршрутов, где наблюдалось интенсивно проявленное развитие по вмещающим породам гидротермально-метасоматических образований. Для 400 проб кварцевых пород проб выполнен многоканальный атомно-эмиссионный спектральный анализ Arc-AES (22 элемента). По результатам спектрального анализа и на основании геолого-структурных предпосылок 200 проб кварцитов перспективных жильных тел были далее переданы в лаборатории (ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей»; ЗАО «РАЦ МИА») на определение содержания благородных металлов (Au и Ag) пробирно-атомно-абсорбционным методом. Также содержание золота определялось в 7 штучных пробах из кварцевых и кварц-карбонатных маломощных жил с сульфидной вкрапленностью.

Карбонатные породы – это преимущественно светлые средне-мелкозернистые мраморизованные известняки, и темноцветные доломиты. Вулканогенно-осадочные породы большей частью превращены в тонкозернистые сланцы, преимущественно темные: серого и зеленого цветов. Степень рассланцевания пород варьирует существенно, иногда наблюдаются отчетливые небольшие складки. Помимо существенно рассланцованных пород, среди вулканогенно-осадочных образований выявлены: темно-серые нерассланцованные базальты с кварцевыми прожилками, эпидотом, вторичными минералами меди зеленого цвета и пленками оксигидроокислами; светлые зеленовато-желтые риолиты массивные с порфиристыми вкрапленниками темно-серого кварца; редкие серые порфиристые вулканиты среднего состава – дациты; конгломераты, состоящие из обломков кварца, вулканитом, тонкозернистых кремнистых пород. Интрузивные и субвулканические небольшие тела представлены рассланцованными габбродиоритами, диоритами и их порфиристыми разностями. Породы серых и зеленовато-серых цветов, обычно имеют субсогласное простираие относительно сланцеватости вмещающих пород, от которых отличаются наличием явной мелко- или среднезернистой структуры.

Стратифицированные отложения рифейского возраста, а также субвулканические тела метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Однако изменения проявлены неравномерно. Предполагается локальное воздействие метасоматических процессов, которое заключалось в появлении новообразованных минералов и прожилков. Минералы группы хлорита (по составам близкие к шамозиту и клинохлору), карбонатные минералы (обычно кальцит), цоизит и эпидот, актинолит, серицит, реже мусковит замещают первичные породообразующие минералы вулканогенно-осадочных пород и субвулканических телах, а также выполняют разноориентированные жилки и прожилки. Метасоматические процессы могли также сопровождать тектонические деформации: макроскопически во многих препаратах образцов пород наблюдаются деформации зерен минералов, вплоть до брекчирования породы. Деформации подвержены, как и первично магматические минералы, так и минералы некоторых прожилков.

Крупные линейные протяженные тела кварцево-жильных пород – кварцитов – образовались, предположительно на основе полевых наблюдений, вследствие метаморфогенно-метасоматических процессов, связанных с тектоническими деформациями. Жильные тела

кварцитов залегают в породах кайнарской свиты, в том числе вблизи границы с бақырлинскими известняками. Средняя мощность жил составляет от 1 до 5 м, протяженность выходов от 10 до 40 м, выходы могут быть многочисленными и образовывать поля. Простирание подобных тел обычно субсогласно сланцеватости вмещающих пород. Строение кварцитов неоднородное, широко распространено брекчирование, развитие пересекающихся прожилков и жил молочно-белого кварца. В пользу гидротермально-метасоматического происхождения пород кварцевого состава свидетельствуют наблюдаемое в ореолах жильных тел окварцевание и/или осветление вмещающих пород, зафиксированные единичные примеры проявления теневого структур исходных пород. Помимо кварца, среди минералов кварцитов можно встретить чешуйки светлых слюд, сульфиды – пирит, халькопирит, а также оксиды и оксигидроксиды железа. Оксигидроксиды образуют пятна, пленки, корки рыжего, бурого, красно-коричневого, бордового цветов. Содержание их варьирует в широких пределах. Кварциты имеют серые, серо-голубые, зеленовато-серые оттенки. При высоком содержании оксигидроксидов приобретают красно-коричневые цвета.

Характер распределения золота в пределах кварцево-жильных полей неоднородный. Значения содержаний золота выше предела обнаружения выявлены в 10 % проб и колеблются от 0,02 до 18 г/т. Пробы с содержаниями серебра выше предела обнаружения составляют 14 % от проанализированных, значения не превышают 4,5 г/т. Рассчитанный коэффициент корреляции Au и Ag в пробах низкий и составляет 0,25.

В породах рифейского возраста, интрузивных телах и кварцитах присутствуют разноориентированные небольшие жилы и прожилки кварцевого и кварц-карбонатного состава с подчиненной ролью калиевого полевого шпата. В качестве второстепенных жильных минералов отмечаются сидерит, скопления хлорита, минералы группы слюд, обычно светлых оттенков, а также сростки биотита и высокожелезистой роговой обманки, которые срastaются или замещаются минералом, близким по составу к алланиту, сульфиды – пирит, халькопирит, а также оксиды и оксигидроксиды железа, вторичные минералы меди зеленого цвета: малахит, хризоколла. Оксиды и оксигидроксиды железа часто образуют каемки и замещают пирит по периферии или агрегаты с малахитом. В виде реликтов в них присутствуют зерна халькопирита с небольшими включениями или каймами халькозина. В пирите встречаются немногочисленные тонкие включения галенита, редкие включения халькопирита, пентландита. Барит присутствует в виде тонких включений в пирите, агрегатах оксигидроксидов и в виде прожилков не более 0,01 мм в кварце.

Золото обнаружено в виде включений размером до 15 мкм в малахите и кварце. Самородное золото относится к низкопробному, содержание серебра может достигать 25 вес. %, примесь меди не превышает 5 вес.%. При этом включения золота в кварце имеют вытянутую форму, а включения в малахите обладают округлыми очертаниями. Содержания золота в 3 образцах кварц-карбонатных жил со средней и богатой сульфидной вкрапленностью из вмещающих сланцев составляют 0,02-0,08 г/т, в одном образце из жилы молочно-белого кварца с убогой сульфидной вкрапленностью составляет 1,16 г/т.

Обработка всего объема полученных данных спектральных анализов позволила сделать вывод об отсутствии явной корреляции высоких содержаний каких-либо элементов с проявлением золоторудной минерализации. Исключение составляет висмут: все аномально высокие значения содержаний этого металла в пробах кварцевых пород сопровождаются существенными концентрациями золота до 14-18 г/т. Что согласуется с данными о наличии в слабоокатанных золотилах из аллювиально-делювиальных отложений включений айкинита и эмплектита.

Однозначных явных элементов-спутников благороднометалльного оруденения во вторичных ореолах рассеяния по данным литохимического опробования не установлено: жильное тело кварцитов с наиболее высоким содержанием золота оказалось не выражено в геохимических полях аномалиями элементов из золоторудной геохимической ассоциации, характерной для золото-кварцевого оруденения.

Таким образом, по результатам пробирного анализа золотая минерализация выявлена в маломощных кварц-карбонатных жилах с сульфидной вкрапленностью, залегающих в сланцах кайнарской свиты. Существенное золотое оруденение обнаружено в редких жильных телах кварцитов мощностью 0,8-1,2 м. Макроскопически рудные и безрудные тела неразличимы. В некоторых случаях в качестве спутника золота зафиксированы повышенные содержания мышьяка или висмута.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800014-3.

Ваулин О.В. Южно-Казахстанская область. Золото. Справочник. Шымкент-Бишкек: РОКИЗОЛ, 2016. 53 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Тяньшаньская. Лист К-42-III / Объяснительная записка. Ред. Николаев Н.И. М.: Недра, 1966. 111 с.

Геология и металлогения Каратау. Том 1. Геология. Алма-Ата: Наука, 1986. 240 с.

Геология и металлогения Каратау. Том 2. Металлогения. Алма-Ата: Наука, 1987. 248 с.

Жемчужников В.Г., Ергалиев Г.Х. Геология осадочных бассейнов хребта Каратау (Южный Казахстан) // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. Т. 1. С. 4–23.

Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 579–583.

Новейшая геодинамика западной части Восточно-Европейской платформы для оценки устойчивости располагающихся на ней атомных станций

Иванов И. И.¹, Зайцев В. А.¹

¹МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва. iliahoskey95@mail.ru

Изучаемый район находится на территории Российской Федерации. С точки зрения географического положения изучаемый объект находится на листах N – 36, M – (36), N – 37, M – 37 (до 49°с. ш.).

Актуальность выбранной темы обусловлена возможным проявлением новейших движений на территории Смоленской, Курской, Нововоронежской атомных электростанций (далее СМАЭС, КАЭС, НовАЭС), влияющих на их работоспособность и безопасность. В связи с этим необходимо проводить цифровое геологическое моделирование данной территории с целью выявления новейших движений.

Целью данной работы является выявление геодинамической опасности западного района части Восточно-Европейской платформы, на которой находятся СМАЭС, КАЭС, НовАЭС.

Для достижения поставленной цели были решены следующие научные задачи:

1. Выполнен структурно-геоморфологический и морфометрический анализы исследуемой территории.
2. Построена 3D геодинамическая модель.
3. Проанализированы полученные в результате работы параметры и сделаны выводы о влиянии новейшей тектоники на территорию вокруг СМАЭС, КАЭС, НовАЭС.

С точки зрения геологии рассматриваемый район является типичным участком ВЕП (Восточно-Европейская платформа). В фундаменте залегают метаморфические породы архея и протерозоя. Разрез платформенных отложений в целом сложен различными осадочными породами рифея, венда и большей части всего фанерозоя, начиная с девона.

Если рассматривать исследуемую территорию с точки зрения тектоники, то она охватывает западные части крупнейших структур ВЕП – Московскую синеклизу и Воронежскую антеклизу.

В результате структурно-геоморфологического анализа (Панина, 2019) были выделены: 4 региональных, 36 локальных поднятий и 12 447 слабых зон при масштабе дешифрирования 1:1 000 000. Из модели блокового строения видно, что тип деформаций сводово-блоковый. Без построения геолого-геоморфологических профилей нельзя строго говорить об унаследованности новейших дислокаций от фундамента. Можно лишь сказать, что простирание различных разломов и грабенов совпадают с направлением вытянутости слабых зон.

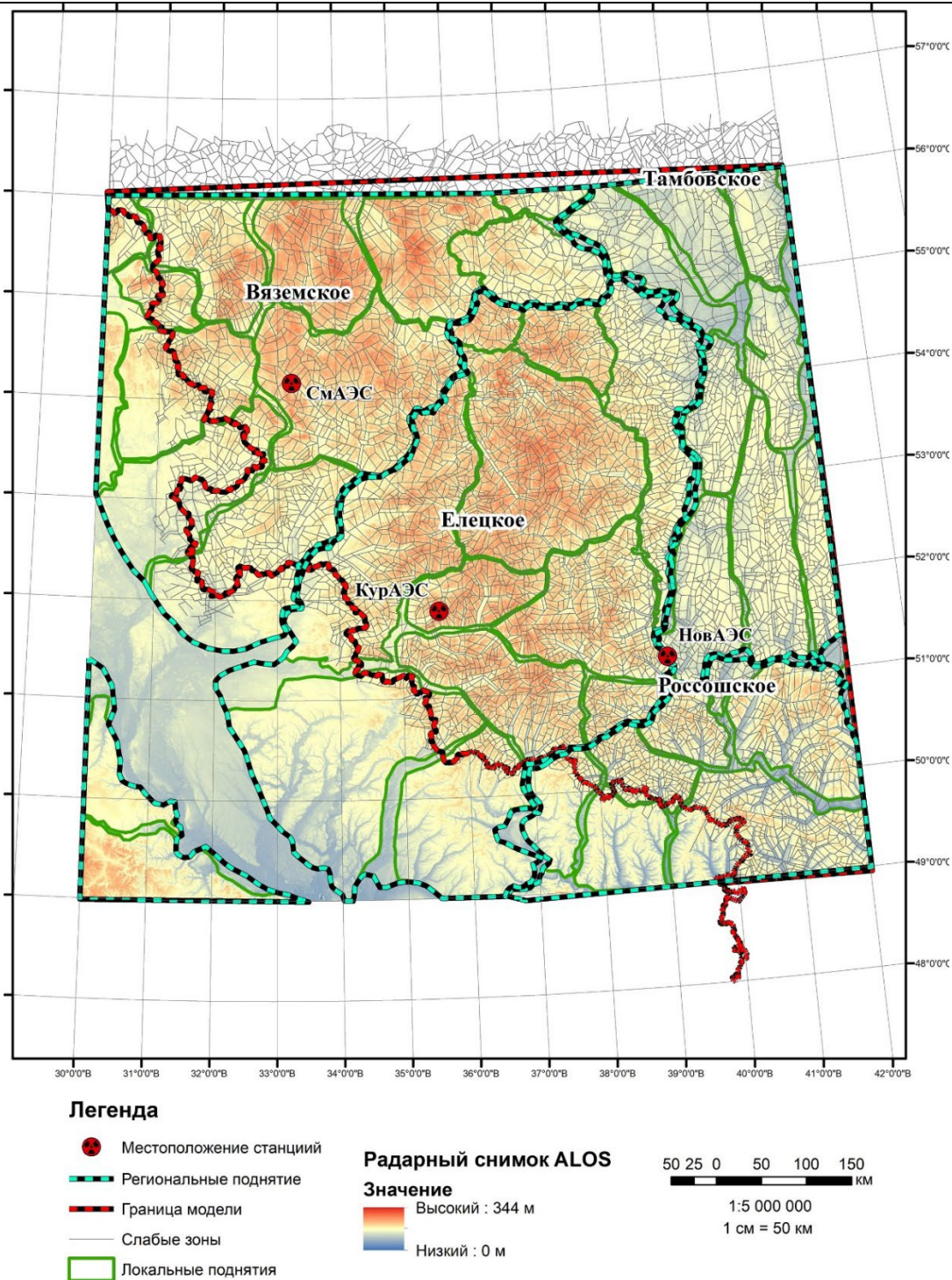


Рисунок 1. Структурно-геоморфологическая схема исследуемой территории.

В результате морфометрического анализа (Панина, 2019) была получена схема вертикального расчленения рельефа. На ней видно, что в наиболее активное поднятие вовлечены Елецкое и Россошское поднятия, на которых находятся КАЭС и НоваАЭС. Также наблюдается рост на Вяземском поднятии, где находится СМАЭС.

В программном пакете IgarRMS 2013 была построена трёхмерная геологическая модель исследуемой территории. Она состояла из поверхности фундамента и рельефа, а также 218 наиболее ярко-выраженных слабых зон. Модель была деформирована с осью сжатия 330° и осью растяжения 240° . В результате были получены следующие параметры: максимальное напряженное состояние, области трещинообразования и вероятность трещинообразования.

Рассматривая параметр напряженного состояния (рис. 2), было проведено сравнение очагов землетрясений (Сенцов, 2022) с максимальными значениями напряжения. Нами найдена взаимосвязь между максимальными значениями напряжений и максимальной магнитудой эпицентров землетрясений, что может подтвердить правильность выбранной ориентировки.

В итоге получилось, что ни одна станция не находится в области образования разломов и вероятность их появления маленькая. Все АЭС находятся в областях минимальных значений тектонических напряжений исследуемой территории.

В результате проведенной работы было установлено, что станции находятся в спокойной геодинамической обстановке.

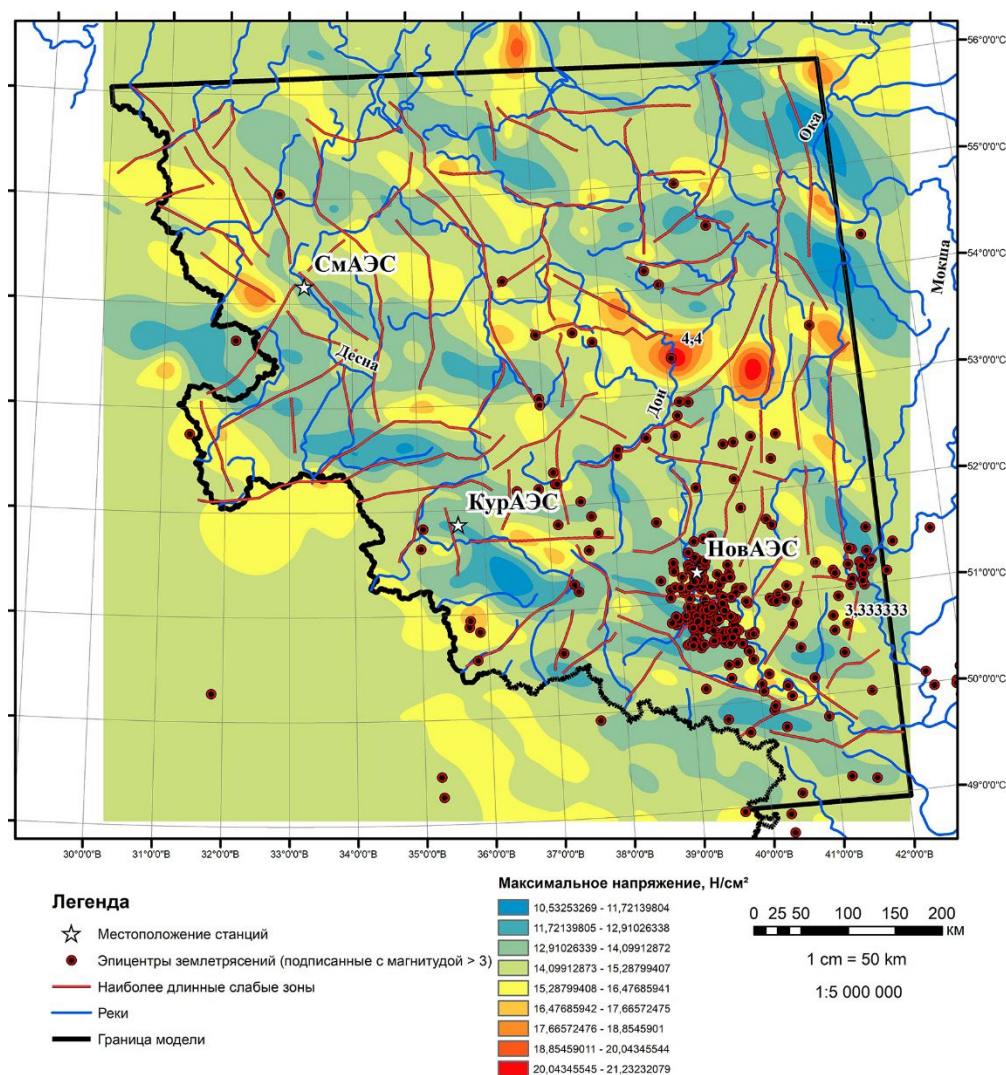


Рисунок 2. Карта параметра «максимальное напряжение».

Сенцов А. А. Сейсмоструктура опасных областей Восточно-Европейской платформы : дис. канд. геол.-мин. Наук; спец 25.00.03 ; защищена 25.03.2022 / А.А. Сенцов. Место защиты: Московский государственный университет им. М. В. Ломоносов. Работа выполнена : Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. Москва. 2022. 113с.

Панина Л. В. Новейшие структуры и рельеф земли. Москва: Издательство «Перо», 2019. 115 с. [Электронное издание]. URL: <https://geodisaster.ru/uploads/images/konferncea/ychebnik2.pdf> (дата обращения: 20.02.2022).

Современное состояние экологической безопасности горнодобывающих предприятий в области разработки месторождения ураносодержащей руды

Иванов К. О¹, Сорокина Ю. С.¹

¹ ФГКУ «Росгеолэкспертиза», г. Санкт-Петербург, Yulyasor0501@yandex.ru

В Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года, уран определен как основной вид стратегического минерального сырья, относящийся к группе дефицитных полезных ископаемых, потребление которых в основном обеспечивается вынужденным импортом и/или накопленными запасами. Прогнозом на добычу твердых полезных ископаемых к 2024 году добыча урана в России должна увеличиться более чем на 500 тыс. тонн (Михайлов и др., 2018). Кроме того, учитывая федеральный проект «Новая атомная энергетика», можно с уверенностью говорить об увеличении инвестиций в данную сферу и как следствие существенное ежегодное увеличение разработки соответствующих месторождений (Адамов и др., 2019).

Также развивают сферу мирного атома и зарубежные страны, преимущественно страны Азии и Африки, что подтверждается прогнозом «Перспективы развития мировой энергетики на 2021» от МЭА и прогнозом МАГАТЭ «Оценка в области энергетики, электро- и атомных станций на период до 2050 года».

Увеличение разработки урановых месторождений спровоцирует увеличение отходов недропользования (отвалы пустой породы, хвосты обогащения и т.д.). Увеличение отходов недропользования таких месторождений, то есть отходов радиоактивных, требует особого внимания со стороны в первую очередь предприятия, осуществляющего добычу (Чантурия и др., 2022).

Существует несколько способов добычи урана, каждый из которых имеет свои преимущества и недостатки. Влияние на окружающую среду также может различаться в зависимости от выбранного метода.

Наиболее распространенным методом является скважинное подземное выщелачивание (СПВ). Этот метод включает в себя использование химических растворов для извлечения урана из руды. Он считается наиболее экологически безопасным, так как руда остается в недрах, почвенный покров почти не нарушается, не образуются отвалы пустых пород, хвосты и т.д. После рекультивации эта территория пригодна для сельскохозяйственных нужд, а водоносный горизонт самостоятельно восстанавливается всего за несколько лет. Однако, как бы метод СПВ не показался безопасным, он все еще может привести к загрязнению подземных вод и выбросу химических веществ (Ахмедова и др., 2020).

При открытой добыче уран добывается путем выкапывания карьеров на поверхности земли. Этот метод может привести к разрушению ландшафта и загрязнению почвы химическими веществами, используемыми для извлечения урана. Кроме того, он может привести к выселению местных сообществ и нарушению экосистемы.

Подземная добыча включает в себя создание шахт и туннелей для добычи урана. Он менее разрушительный для окружающей среды, чем открытая добыча, но все еще может привести к загрязнению подземных вод и выбросу газов, содержащих радиоактивные вещества (Ахмедова и др., 2020).

В целом, каждый из этих методов имеет свои преимущества и недостатки в отношении влияния на окружающую среду. Важно выбирать наиболее безопасный и эффективный метод добычи урана и строго соблюдать меры безопасности для минимизации негативного влияния на окружающую среду.

Одной из главных проблем, связанных с добычей урана, является токсичность самого материала. Уран содержится в земле в виде радиоактивного вещества, которое имеет высокую

степень ядовитости для человека и животных. В результате добычи урана могут попадаться вредные химические вещества, такие как радон, которые являются канцерогенными и могут вызывать различные заболевания. Кроме того, добыча урана требует использования большого количества воды, что может привести к дефициту питьевой воды в регионах, где происходит добыча.

Другим важным фактором, который следует учитывать при добыче урана, это его влияние на флору и фауну. Одним из главных рисков, которые возникают при работе с ураном, являются возможные загрязнения водных ресурсов и почвы. Вместе с тем, разработка месторождений урановой руды приводит к выбросам большого количества токсичных и радиоактивных веществ в атмосферу, которые загрязняют воздушный бассейн. Вследствие чего могут возникнуть серьезные проблемы для экосистемы.

Несмотря на вышеперечисленные экологические проблемы, добыча урана продолжается, так как он используется для производства ядерной энергии и имеет свою ценность для экономического развития многих стран мира. Однако необходимо проводить более тщательный анализ всех рисков и возможных последствий этой деятельности перед началом работ. Важно разрабатывать новые технологии и методики, которые позволяют минимизировать вредное воздействие на окружающую среду и обеспечить безопасность жителей близлежащих районов. Так, можно достичь баланса между экономическим ростом и сохранением окружающей среды (Барбашев, 2018).

Несмотря на то, что некоторые способы добычи ураносодержащей руды более безопасные, чем другие, руководству предприятий необходимо обеспечить высокий уровень экологической безопасности на всех этапах работы с этим материалом согласно требованиями законодательства (Филонов и др., 2016).

Экологическая безопасность предприятий по добыче и переработке урана была и остается одной из самых важных проблем в современном мире. Обращаясь к ст. 1 Федерального закона «Об охране окружающей среды» от 10.01.2002 N 7-ФЗ, понятие экологической безопасности можно определить, как состояние, при котором производственные процессы и деятельность компании не наносят вреда окружающей среде. (ФЗ Об охране окружающей среды, 2002). Она достигается путем соблюдения законодательства о защите окружающей среды, использования современных технологий и методов управления отходами с целью минимизации вредного воздействия на природу. Экологическая безопасность также включает в себя улучшение качества жизни людей, работающих на предприятии, а также социальную ответственность перед обществом. В связи с этим, существует целый комплекс мер, направленных на обеспечение экологической безопасности предприятий по добыче и переработке урановых руд (Хохряков и др., 2020).

Во-первых, все процессы должны быть строго контролируруемыми и соответствовать требованиям международных стандартов. Это включает в себя проведение мониторинговой деятельности, анализа качества воды и грунта, а также соблюдение правил хранения отходов и их последующего удаления.

Во-вторых, важно проводить обучение персонала, чтобы они были осведомлены о методах защиты от воздействия радиации и знали правильное поведение в случае чрезвычайных ситуаций. Также следует учитывать особенности каждой конкретной территории, где расположены предприятия, и определять наилучшие способы предохранения окружающей среды от загрязнений.

Несмотря на то, что правительство стран мира, в частности Российская Федерация, разработало ряд норм и стандартов, которые должны быть соблюдены всеми компаниями, занимающимися добычей урана, некоторые предприятия пренебрегают вопросами экологии, нарушая природоохранное законодательство. Вследствие чего, соблюдение предприятиями по добыче и переработке урана природоохранного законодательства стало важной задачей в современном мире.

Одним из основных требований к предприятиям по добыче урана является обеспечение безопасности работников и населения вокруг месторождения. Это включает в себя проведение

регулярных медицинских осмотров сотрудников, установку систем контроля уровня радиации и защиты от воздействия радиационных материалов. Кроме того, необходимы меры предупреждения возможных несчастных случаев и катастроф, таких как взрывы или разлив токсичных веществ.

Другой важной областью, которая также подпадает под действие природоохранного законодательства, являются методы добычи урана. Предприятия должны следовать определенным правилам и процедурам, чтобы минимизировать воздействие на окружающую среду. Например, они могут использовать более экологичные способы добычи, такие как скважинное подземное выщелачивание, о котором упоминалось ранее, вместо шахтного, что позволяет сохранить больше земель и водных ресурсов.

Кроме того, предприятия должны соблюдать правила охраны почвенно-водных объектов, таких как реки, озера и болота. Они должны проводить мониторинг качества воды и грунтовых вод, чтобы своевременно реагировать на возможное загрязнение.

Для обеспечения эффективной экологической безопасности горнодобывающие компании проводят экологический аудит – процесс оценки и анализа воздействия деятельности компании на окружающую среду. Он позволяет определить, какие последствия имеют производственные операции для природы и людей в регионе. Эти результаты могут быть использованы для принятия решений по улучшению условий жизни населения и сохранению природных ресурсов.

В ходе экологического аудита проводится комплексный анализ всех факторов, которые могут повлиять на окружающую среду: уровень загрязнения водных источников, землепользование, использование химических веществ, выброс газа и т. д. Кроме того, учитывается социальная составляющая вопроса, то есть как работа горнодобывающего предприятия влияет на население региона.

Одна из главных задач экологических аудитов - предоставление информации об экологической ситуации в регионе. Результаты исследования используются для разработки программ защиты окружающей среды, создания планов действий по уменьшению отрицательного воздействия горнодобывающих предприятий на природу и общество.

Кроме того, экологические аудиты помогают горнодобывающим предприятиям улучшать свою работу и развивать более экологически чистые технологии. Это способствует росту конкурентоспособности компании и увеличивает ее доходы (Куликова, 2014).

Таким образом, экологический аудит горнодобывающих компаний имеет важное значение для сохранения природной среды и улучшения качества жизни населения. Он позволяет правильно оценить риск возникновения экологических катастроф и принять меры по их предотвращению. Благодаря проведенным экологическим аудитам, горнодобывающие предприятия становятся более ответственными перед обществом и окружающей средой.

В заключение следует отметить, что соблюдение предприятиями по добыче урана природоохранного законодательства имеет критическое значение для сохранения жизни и здоровья людей, а также для сохранения чистоты и красоты природы. Компании должны активно работать над тем, чтобы выполнять эти требования, чтобы гарантировать безопасность и благополучие всех заинтересованных сторон.

Адамов Е.О., Лопаткин А.В., Муравьев Е.В. и др. Национальная стратегия развития ядерной энергетики: два подхода к новой технологической платформе ядерной энергетики // Известия Российской академии наук. Энергетика. 2019. № 1. С. 3-14;

Ахмедова Н.М., Тошназаров А.Х., Мухаммадиев А.Р. Экологические последствия добычи урана методом подземного выщелачивания и оценка влияния радионуклидов на окружающую среду // Евразийский союз ученых. 2020. № 11-7(80). С. 7-12;

Барбашев, С.В. Повышение эффективности управления экологической безопасностью промышленных предприятий // Экология и промышленность. 2018. № 3-4(56-57). С. 19-24;

Куликова Е.Ю. Сущность, виды и цели экологического аудита в горном деле // ГИАБ. 2014. №5.

Михайлов Б.К., Макаревич С.Л. К вопросу общественного обсуждения проекта "стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года" // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2018. № 5(162). С. 5-8;

Федеральный закон «Об охране окружающей среды» от 10.01.2002 N 7-ФЗ;

Филонов А.В., Романенко В.О. Экологические проблемы предприятий горнорудной промышленности // Успехи современного естествознания. 2016. № 3. С. 210-213;

Хохряков А.В., Ларионова И.В., Москвина О.А., Цейтлин Е.М. Системный подход к обеспечению экологической безопасности в горной промышленности // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2020. № 3-1. С. 501-517;

Чантурия В.А., Маслобоев В.А., Суворова О.В. и др. Обоснование технологий переработки и снижения экологической опасности отходов горных предприятий: основные результаты и перспективы научного сотрудничества // Труды Кольского научного центра РАН. Серия: Естественные и гуманитарные науки. 2022. Т. 1, № 2. С. 9-19.

Основные типы рудной минерализации Иочиминского потенциального рудного узла (Енисейский кряж) и их отражение в геохимических полях

Иордан Д. А.¹, Макаров В. А.¹

¹ ФГАОУ ВО СФУ, г. Красноярск, daria.io@yandex.ru

Иочиминский потенциальный рудный узел, совпадающий с одноименной поисковой площадью расположен на территории северо-восточного склона Енисейского кряжа, в 25 км от пгт. Северо-Енисейский и месторождения рудного золота Советское. Целью исследования является анализ рудного потенциала восточного склона Енисейского кряжа на основе изучения рудной минерализации и ее отражения в геохимических полях. В 2004-2006 гг. на Иочиминской площади, выполнялись геохимические поиски золота по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50 000, а на участках детализации в масштабе 1:25000. По результатам данных работ впервые за последние 40 лет для площади получена новая информация, указывающая на наличие золотого и полиметаллического оруденения. Обнаруженные объекты в последствии объединены в Иочиминский потенциальный рудный узел.

Потенциальный узел, локализован на стыке структур Енашиминского поднятия, Кордо-Лебяжинского синклинория и Олончиминский синклинали, в 20 км от крупного рудоконтролирующего Ишимбинского разлома. В геологическом строении узла принимают участие осадочные метаморфизованные карбонатно-терригенные образования среднерифейского возраста (удерейская и погорюйская свиты), неметаморфизованные венд-кембрийские (суворовская и немчанская свиты) и кембрийские отложения (лебяжинская и оленчиминская свиты), а также современные аллювиальные отложения, в пределах которых предшественниками разведаны россыпные месторождения золота р. Кото и р. Иочимо (рис. 1). В пределах узла, наиболее масштабно и контрастно проявились аномалии мышьяка и золота. Главная особенность распределения мышьяка – наличие поясовой аномалии средней контрастности (от 30 до 960 г/т), размером 20x2-5 км. Рисунок аномального поля мышьяка определяется северо-западным простиранием геологических структур Енисейского кряжа. Пространственно аномалия приурочена к отложениям средней пачки удерейской свиты. С юго-западным расширенным до 5 км окончанием аномалии сопряжена наиболее контрастная аномалия золота с параметрами 5,8x3,5 км и интенсивностью более 100 мг/т (в 11 пробах содержание золота превысили 1 г/т). Последняя представлена серией линейных, контрастных ореолов золота, вытянутых в северо-западном направлении. При заверке ореолов 6 линиями шурфов и канав, здесь было выявлено рудопроявление Иочиминское. Остальные аномалии имеют весьма локальный характер.

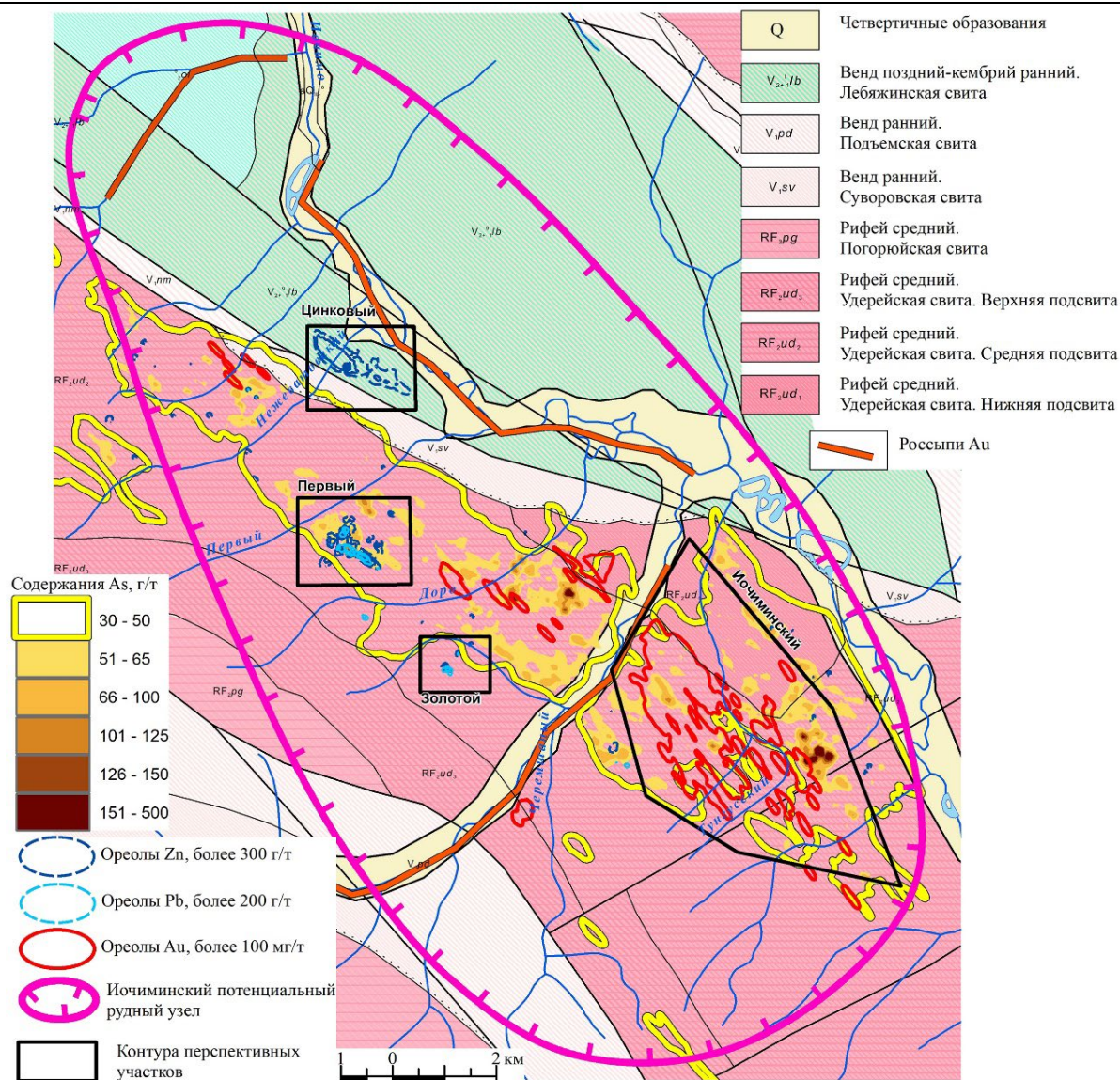


Рисунок 1. Геологическая карта Иочиминского потенциального рудного узла.

Золотоносная минерализация рудопроявления Иочиминское тяготеет к зонам рассланцевания, дробления и тонкого кварцевого прожилкования в светло-серых серицит-кварцевых сланцах средней пачки удерейской свиты. Сланцы сильно окварцованы и содержат тонкую густую (местами до 15-20 %) вкрапленность пирита. Суммарная вскрытая мощность зоны рассланцевания составляет 30 м. Содержание золота в зоне колеблется от 0,2 до 0,7 г/т. Внутри этих интервалов, мощностью от 0,2 до 0,4 м, где отмечается наличие тонких кварц-лимонитовых прожилков, содержание золота составило 1,1; 4,8; 5,6 г/т. По результатам химических анализов и их петрохимических пересчетов метасоматиты участка относятся к хлорит-карбонатной фации березитовой формации. Рудная минерализация в метасоматически измененных золотоносных породах представлена преимущественно гетитом, содержание которого колеблется от 2 % до 15 %. В кварцевых образованиях также был обнаружен пирит – до 3 %, халькопирит – до 1% и малахит до 1 %. Вмещающие породы представлены в основном серыми, в разной степени филлитизированными, неясно полосчатыми глинистыми сланцами, в меньшей мере – кварцитовидными песчаниками. Прогнозные ресурсы участка по геохимическим данным оцениваются в 58 т золота.

Аномальное поле цинка, также характеризуется наличием протяженных линейных аномалий северо-западного простирания, большая часть из них не совпадает с аномалиями мышьяка. В северной части площади аномальные зоны цинка пространственно приурочены к контакту красноцветов тасеевской серии с карбонатными породами нижнего кембрия, где после

детализационных геохимических работ контрастно проявился ореол с концентрацией цинка более 0,04%, параметрами 1200×100-200 м – участок Цинковый. Интенсивность цинкового ореола в эпицентре достигает 0,2%. Слабее проявились аномалии свинца. При заверке единичными шурфами выявлена рудная минерализация сфалерита. По результатам пробирных анализов проб значимых содержаний золота не выявлено. В большинстве проб из конгломератов и песчаников содержание золота составило 0,2 г/т.

Геохимические ореолы свинца совпадают с ореолами цинка, и представляют серии разрозненных аномалий. Самые высокие содержания свинца выявлены на участках Золотой и Первый. Аномалия с концентрациями свинца выше 200 г/т, имеет размеры 800×100 м. В ее пределах при проходке единичных шурфов и канав, было локализовано проявление полиметаллических руд Ручья Первого. Помимо свинца в ореоле отмечаются повышенные концентрации цинка, мышьяка и серебра. Вскрытие аномалии тремя линиями шурфов, показало, что рудная минерализация представлена в основном галенитом, реже сфалеритом и иногда довольно многочисленными пентагондодекаэдрическими метакристаллами пирита, интенсивно трещиноватым и обычно в значительной степени замещенным гетитом. Минерализованные зоны представляют собой брекчированные сланцы, желтовато-бурого оттенка. Обломки сцементированы кварц-карбонатными прожилками. Рудная минерализация как правило наложена на деформированный субстрат и представлена цементом между обломками кварца сланцев и карбонатными агрегатами. Минерализация галенита вкрапленная, гнездово- и прожилково-вкрапленная, и проявлена в локальной зоне мощностью около 2 м. Содержание свинца в бороздовых пробах окварцованных сланцев достигает 33,8 %. Содержание золота в пробах из канав и шурфов не превысило 0,2 г/т по данным пробирного анализа. Ресурсы полиметаллов по категории P2 оцениваются в 115 тыс.т свинца и 5,6 тыс.т цинка.

Проявление Золотое располагается на юго-западной границе площади в левом борту р. Кото. Аномальная зона представлена небольшим 100×200 м интенсивным комплексным ореолом свинца и цинка. Концентрация свинца в единичной точке достигает 0,2%. Пространственно ореол совпадает с выявленной по региональным данным А.А.Ладынина (1991) аномалией золота. Заверка геохимической аномалии шурфами и канавой показала, что пространственно ореол свинца и цинка тяготеет к тектонической зоне северо-западного простирания, проявленной смятием, окварцеванием и лимонитизацией зеленовато-серых тонкоплитчатых сланцев. Результаты заверочных горных работ показали отсутствие значимых содержаний золота в минерализованной зоне участка Золотого. Сульфидная минерализация сохранена слабо, отмечаются редкие реликтовые вкрапленники пирита и галенита. По геологической позиции и характеру метасоматических изменений выявленная зона является аналогом минерализованной зоны участка руч. Первого.

Геохимические аномалии меди представляют собой цепочки мелких разрозненных аномалий параметрами 300-1 000×150-300 м по изолинии 0,01 %, вытягивающихся параллельно западной границы ранее упомянутой аномалии мышьяка вдоль отложений удерейской свиты. Максимальное содержание в пробе достигает 0,03 % меди. Аномалии заверочными работами подвергнуты не были.

Аномальные поля кальция интенсивностью от 0,4 до более 1,4% трассируют породы кремнисто-терригенно-карбонатного состава и представлены пестроокрашенными доломитами. Интересную позицию также занимают марганец, являясь в целом породным элементом, входящим в состав карбонатной составляющей филлитов удерейской свиты, железо, за счет частых включения вкрапленности пирита в сланцах. Хром также развит в пределах удерейской свиты, также вероятно породного характера, так как содержания близки к фоновым значениям и не превышают 0,01%. Бор, концентрируется в пределах Иочиминского рудопроявления, а также трассирует тектонические нарушения.

В результате изучения условий размещения геохимических аномалий можно отметить, что с аномалией золота пространственно коррелирует мышьяк, образующий повышенные концентрации в рыхлых отложениях, а ореолы свинца, цинка и меди, напротив, занимают отчетливую периферийную позицию по отношению к аномалиям золота. Для

полиметаллического оруденения элементами индикаторами являются свинец, цинк, а также серебро. Породными элементами индикаторами являются кальций, марганец, хром и железо, а элементом приразломной зоны – бор (Войкевич, 1977). В результате заверочных горных работ, рудная природа аномалий однозначно подтверждена, за счет выявленных рудопроявлений золота и полиметаллов. Так, по результатам проведенного исследования очевидны высокие перспективы Иочиминского потенциального узла на обнаружение золоторудных объектов и стратиформных полиметаллических залежей.

Войкевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных В. Г., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. Изд. 2-е, перераб. и доп. // М: Недра. 1977. 184 с.

Изоморфизм в минералах группы эвдиалита Ловозерского массива

Каримов М. Р.¹

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, malik2karimov0@gmail.com

Минералы группы эвдиалита – сложные цирконосиликаты с общей формулой $N(1-5)_{15}M(1)_6M(2)_3M(3)M(4)Z_3[T_{24}O_{72}]O'_4X_2$ (Расцветаева и др., 2012), широко распространенные в щелочных породах. Есть распространенные представители с достаточно типичными составами, но есть и те, для которых характерны необычные изоморфные замещения. Наиболее изорфоемкими являются позиции M(1) (шестерное кольцо из октаэдров) и M(2) (плоский квадрат, образуемый параллельными ребрами октаэдров соседних шестичленных колец). Был изучен изоморфизм в минералах группы эвдиалита Ловозерского щелочного массива из трех проявлений – рудников Умбозеро, Карнасурт и горы Флора.

В результате исследований в отдельных образцах были выявлены следующие основные особенности химического состава: пониженное содержание натрия в позиции N(1)-N(5), упорядоченность и разупорядоченность кальция в позиции M(1) и повышенное в большинстве образцов содержание циркония в позиции M(2).

В ряде образцов из рудника Карнасурт и горы Флора количество кальция в позиции M(1) близко традиционной стехиометрии, как в эвдиалите, кентбруксите и других минералах группы и составляет 4.66-4.68 атомов на формулу. Оставшуюся часть необходимо дополнить железом, марганцем и редкоземельными элементами, поскольку позиция M(1) формирует гетерогенный каркас структуры и не должна быть вакансионной. Однако в большинстве образцов количество кальция составляет лишь половину позиции (около 3 из 6 атомов на формулу), что вызывает вхождение в эту позицию железа, марганца и редкоземельных элементов по аналогии с литературными данными. В этих образцах предполагается упорядочение и расщепление позиции на две подпозиции как в раслаките $[Ca_3Fe_3]$ и сергеваните $[Ca_3Mn_3]$ (Rastsvetaeva, Chukanov, 2021). По характеру заполнения кальциевого кольца все образцы с рудника Умбозеро и один из образцов с рудника Карнасурт возможно являются членами изоморфного твердого раствора раслакит-сергеванит.

Позиция M(2) в классическом случае находится в центре плоского квадрата. Однако при различных изоморфных замещениях эта позиция может быть сдвинута из центра квадрата, и тогда ее координация дополняется до квадратной пирамиды или октаэдра гидроксильными группами или молекулами воды. Основными элементами в ней обычно являются железо и марганец, однако их количество в образцах недостаточно, чтобы заполнить и позицию M(1), и позицию M(2). При этом в большинстве образцов было обнаружено повышенное содержание циркония, превышавшее необходимое в формуле три атома на формулу, входящие в позицию Z (октаэдры), из-за чего по аналогии с ранее изученными фазами (Расцветаева и др., 2012) избыточный цирконий, достигающий одного атома на формулу, был помещен в позицию M(2). Для полного заполнения позиций по аналогии с литературными данными был помещен натрий. По заполнению позиции устанавливаются минеральные фазы, в которых позиция M(2) имеет состав $[Na_2Fe]$ (сергеванит, сэлсуртит), $[Na,Zr]_3$ (раслакит); в одном из образцов из рудника Карнасурт с повышенным содержанием марганца и пониженным содержанием циркония предполагается заполнение этой позиции $[Na_2Mn]$, в связи с чем предполагается, что это потенциально новая фаза, по составу отвечающая марганцевому аналогу сэлсуртита.

Таким образом, по характеру заполнения позиций M(1) и M(2) можно отметить, что низкое содержание кальция в позиции M(1) способствует входу в нее марганца и железа, что делает возможным вхождение в позицию M(2) таких необычных для нее элементов как натрий и цирконий.

Позиция M(3), которая соответствует кремнекислородному тетраэдру, центрирующему девятимерное кольцо из кремнекислородных тетраэдров, полностью заполнена кремнием. В свою очередь позиция M(4) частично заполнена ниобием (0.21-0.49 атомов на формулу), который

формирует центрирующий девятёрное кольцо октаэдр, однако центральная полость большей часть колец, в которых предполагается центрирование полиэдром, соответствующим позиции М(4), остается вакантной.

Позиции крупных катионов N(1-5) в большинстве изученных автором образцов заселены преимущественно натрием (11.00-13.93 атомов на формулу). Однако в одном из образцов с горы Флора содержание натрия сильно меньше и составляет лишь 3.94-4.41 атомов на формулу. Ранее были изучены фазы, в которых дефицит натрия компенсируется молекулами воды или ионами оксония, что было подтверждено данными ИК-спектроскопии. В научной литературе описывались фазы с сильным дефицитом натрия и высоким содержанием оксония, например аквацит, икранит, а также еще не утвержденный минерал, отобранный на горе Кедыкпервахк в Довозерском щелочном массиве, из статьи (Rastsvetaeva et al., 2020).

После проведения исследований и интерпретации результатов можно сделать некоторые выводы о характере изоморфизма в изученных нами образцах.

Среди исследованных образцов нами были выявлены фазы с высоким содержанием циркония. Его избыточное количество достигает одного атома на формулу и входит в позицию М(2). Помимо циркония в позицию М(2) может входить натрий, который может занимать до 2/3 позиции. Можно сказать, что в изученных образцах заполнение М(1) и М(2) связано друг с другом. Пониженное содержание кальция в позиции М(1) приводит к заселению этой позиции марганцем и железом, что может вызывать упорядочение этих элементов по двум подпозициям. Недостаток марганца и железа в позиции М(2) может вызывать вхождение в данную позицию таких нехарактерных для нее элементов как натрий и цирконий.

Позиции М(3) и М(4), достраивающие девятёрные кольца до платформы, в изученных образцах в значительной степени заняты кремнием, количество ниобия в данных образцах незначительно и не превышает 0.5 из 2 атомов на формулу.

В одном из образцов с горы Флора выявлен значительный дефицит натрия. Предполагается, что в позиции натрия входят ионы оксония.

Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В., Аксенов С. М. Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис // Нижний Новгород: Изд-во Нижегородского государственного университета им. Н. И. Лобачевского. 2012. 229 с.

Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V. Crystal Structure of the First Representative of the Eudialyte Group with Primitive Unit Cell // Crystallography reports. 2021, Vol. 66. №6. P. 884-893.

Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V., Pekov I. V., Schäfer C., Van K. V. New Data on the Isomorphism in Eudialyte-Group Minerals. Crystal Chemistry of Eudialyte-Group Members with Na Incorporated into the Framework as a Marker of Hyperalpaic Conditions // Minerals. 2020. P. 1-16.

Щелочная минеральная ассоциация пород дайкового пояса Цаган-Уул (Северная Монголия)

Карпова М. И.¹, Никифоров А. В.¹, Козловский А. М.¹, Мороз У. А.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, mi.karpova@mail.ru

Щелочные магматические породы, которые могут быть недосыщены кремнеземом (нефелин-нормативные) или пересыщены им (кварц-нормативные) часто имеют сходный минеральный состав, отличаясь лишь наличием/отсутствием индикаторных минералов. Кроме того, они часто имеют в своем составе необычные индикаторные минералы. При этом весьма нечасто отмечаются магматические породы, содержания нормативных компонентов в которых невелико и противоречит модальному минеральному составу. Одним из таких объектов является дайковый пояс Цаган-Уул в Хубсугульском аймаке Северной Монголии. Первое и пока единственное описание в научной литературе пород «пантелеритового» дайкового пояса в районе сомона Цаган-Уул приводится в работах (Щербаков и др., 2019; 2020; 2021). Пояс располагается на правом берегу р. Дэлгэр-Мурэн в 90 км к западу от г. Мурэн и хорошо дешифрируется на космоснимках. Он имеет СВ простирание, прослеживается на протяжении 40 км при ширине около 10 км. Породы, слагающие пояс, представлены тремя типами – базальтами нормального ряда, щелочными пантеллеритовыми трахитами (терминология цитируемых работ) и пантеллеритами. Столь необычная и редкая в природе ассоциация пород естественно вызывает живой интерес и требует дальнейшего изучения как вещественных, так и возрастных характеристик. Однако больше никаких публикаций по этому объекту нами не найдено. В полевые сезоны 2022-2023 гг. было проведено изучение дайкового пояса и установлен ряд геологических особенностей, которые ранее не описывались. Также по результатам лабораторных исследований выявлены новые факты о так называемых «щелочных пантеллеритовых трахитах», о которых и пойдет речь далее.

Порода имеет мелко-среднезернистую, панидиоморфную структуру и массивную текстуру. Матрицу породы составляют равномерные сростки таблитчатых кристаллов альбита и калиевого полевого шпата (объединяются нами под названием щелочных полевых шпатов, далее ЩПШ) (55%) и кристаллы зонального щелочного амфибола (30%). В небольших количествах присутствуют энigmatит (3%), нептунит (2%), относительно крупные редкие кристаллы анальцима (5%), эгирина (5%). В аксессуарных количествах присутствуют фторапатит, монацит-(Ce), катаплеит и ильменит.

ЩПШ представляет собой преобладающий калиевый полевой шпат (КПШ) с червеобразными пертитовыми вростками альбита в соотношении 30/70% (рис. 1, 2 Г).

В проходящем свете амфибол в центре зерен имеет светло-коричневую окраску, которая на краях постепенно сменяется зеленой. Состав минерала, определенный на электронном микроскопе JEOL с энерго-дисперсионным спектрометром в ИГЕМ РАН, в центре зерен отвечает ферро-ферри-катофориту, а по краям – калиевому арфведсониту (рис. 1, 2).

Кроме крупных кристаллов амфибола и включений в них в породе содержатся агрегаты мелкозернистых зеленых кристаллов амфибола, которых по составу отвечает калиевому арфведсониту с немного различающегося между собой состава. Эти агрегаты встречаются как отдельно, так и внутри крупных кристаллов раннего амфибола (рис. 1 Г, 2 В).

На краях зональных кристаллов амфибола часто присутствует эгирина, причем в ряде мест он однозначно развивается за счет амфибола. Состав эгирина характеризуется менее 1.5 мас. % Al_2O_3 и менее 0.5 мас. % (MnO+CaO) (рис. 1, 2 А). В раннем амфиболе (ферро-ферри-катофорите) отмечаются включения авгита с небольшой (до 10 %) примесью эгиринового минала (рис. 2 Г) и амфибола иного состава – гастингсита. Возможно, они отвечают ксенокристам или кристаллизовались на более ранних этапах эволюции расплава (рис. 2 А). Кроме крупных кристаллов амфибола и включений в них в породе содержатся агрегаты мелкозернистых зеленых

кристаллов амфибола, которые по составу отвечают калиевому арфведсониту. Эти агрегаты встречаются как отдельно, так и внутри крупных кристаллов раннего амфибола (рис. 1 Г, 2 В).

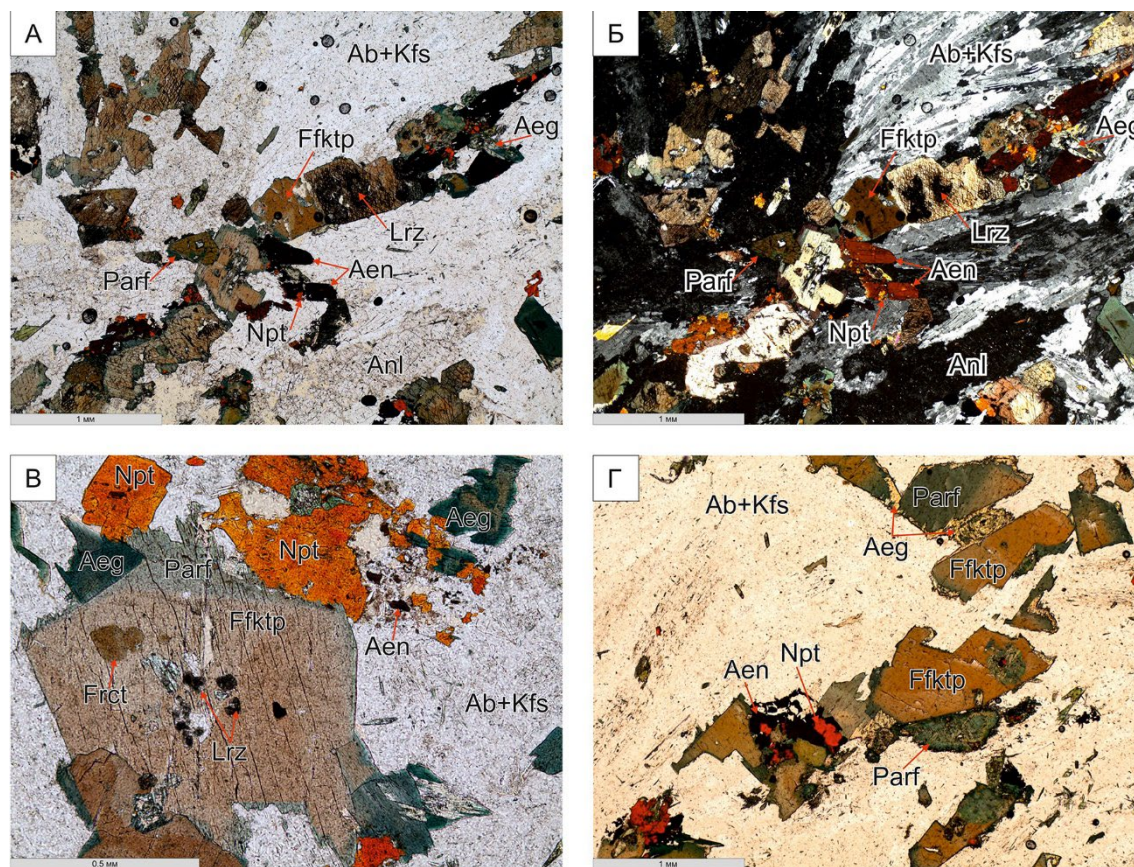


Рисунок 1. Агпаитовый сиенит дайкового пояса Цаган-Уула. Фотография в проходящем свете при одном никеле (А), в скрещенных никелях (Б).

Здесь и далее альбит (Ab), калиевый полевой шпат (Kfs), анальцит (Anl), ферро-ферри-катофорит (Ffktп), калиевый арфведсонит (Parf), эгирин (Aeg), лоренцит (Lrz), нептунит (Npt), энигматит (Aen), апатит (Ap), авгит (Aug), гастингсит (Hst), катаплеит (Cpt), лоренцит (Lrz), монацит-(Ce) (Mnz-Ce), ферро-рихтерит (Frct), цирконосиликат (Zr-Si).

В исследованном нами образце встречен ранее не отмечавшийся здесь нептунит, который образует кристаллы размером до 1 мм. Часто он встречается внутри сростков кристаллов энигматита (рис. 2 А). В шлифе минерал плеохроирует в оранжевых тонах (рис. 1). В нептуните встречаются единичные вросстки цирконосиликата с РЗЭ, которые из-за малого размера не диагностированы точнее (рис. 2 Б).

Монацит-(Ce) встречается в ассоциации почти со всеми минералами. Он образует мелкие зерна размером до 25 мкм (рис. 2 А, В). Церий преобладает над остальными лантаноидами (La_2O_3 10-20 мас. %, Ce_2O_3 24-32мас. %, Nd_2O_3 8-12мас. %).

Катаплеит образует скопления светлых игольчатых кристаллов в альбите и часто ассоциирует с монацитом (рис. 2 А).

Лоренцит встречен в виде мелких (около 50 мкм) включений коричневого цвета в раннем светло-коричневом амфиболе и среди агрегатов спутанно-волокнистого калиевого арфведсонита (рис. 2 А, Г).

Зональный фторапатит, обогащенный РЗЭ на краях зерен (более яркие в BSE), встречается в виде включений в раннем амфиболе (рис. 2 Б, Г).

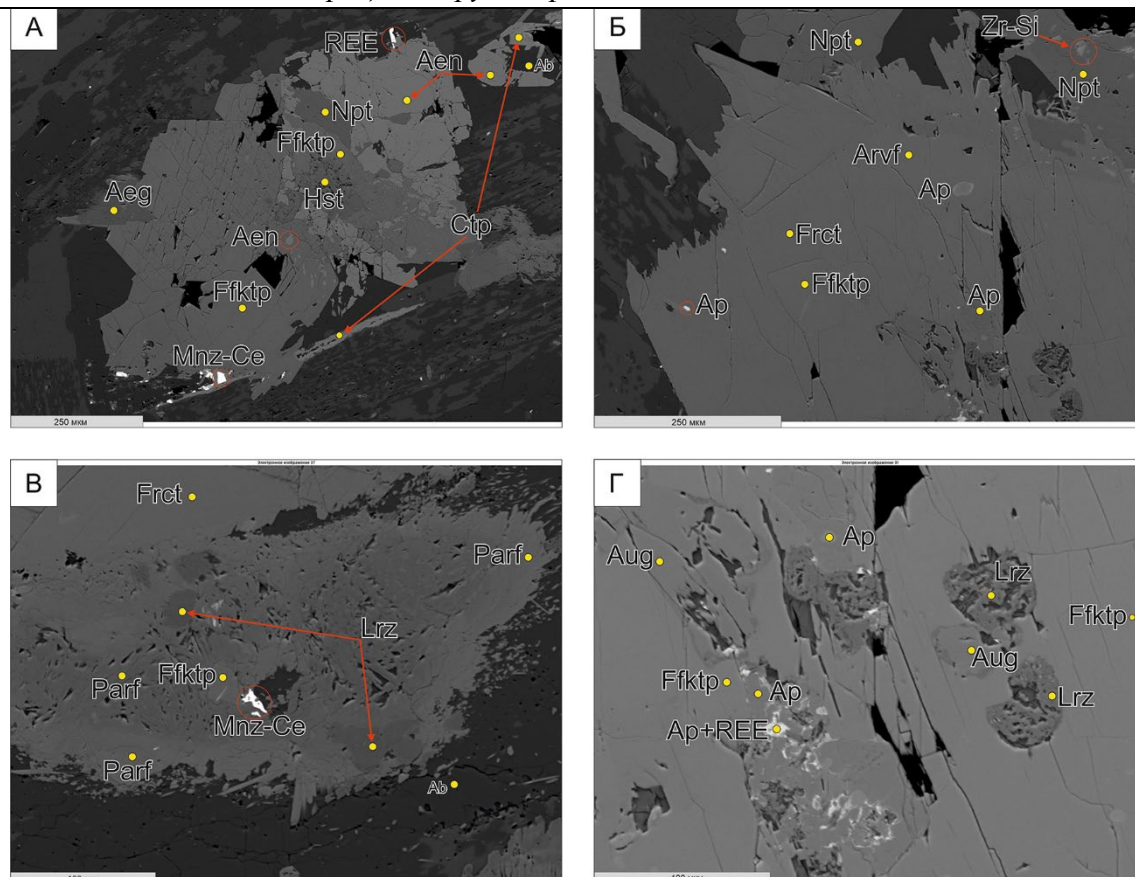


Рисунок 2. Щелочной сиенит дайкового пояса Цаган-Уул. BSE изображение.

Наблюдаемые взаимоотношения между минералами позволяют определить порядок их кристаллизации. К наиболее ранней ассоциации, по-видимому, следует относить минералы, наблюдаемые в виде включений в амфиболе – авгит, гастингсит, лоренценит, апатит. Основная матрица породы формировалась при одновременной кристаллизации ЩПШ, амфибола и ассоциирующего с ним нептунита. Соотношение нептунита и энigmatита предполагают, что последний развивается в ассоциации с этим минералом, но всегда позже него. Кроме того, на этом же этапе кристаллизуется, по-видимому, анальцит.

В целом, структуры замещения и постмагматической переработки проявлены в породе отчетливо. Эгирин однозначно развивается за счет амфибола. К постмагматической ассоциации следует отнести монацит и катаплеит. Также, вероятно, вторичными являются волокнистые агрегаты амфибола (калиевого арфведсонит). Обособленность их агрегатов позволяет предполагать, что они развиваются по минералу, реликтов которого не сохранилось.

Изученные минеральные составы указывают на то, что все минералы, слагающие породу, имеют щелочной характер. Щелочность в темноцветных минералах увеличивается к концу процесса кристаллизации породы, что выражено в смене ферро-ферри-катофорита калиевым арфведсонитом и последующим его замещением эгирином. Второстепенные и акцессорные минералы также характеризуются высокой щелочностью. Используя модуль щелочности, предложенный Хомяковым А.П. (Хомяков, 1990), непунит, лоренценит относятся к среднеагпаитовым, а энigmatит – к низкоагпаитовым.

В связи с полученными результатами актуальным становится вопрос о правомерности применения к исследованным породам термина «щелочной пантеллеритовый трахит». Использование этого термина подразумевает пересыщенный кремнеземом характер породы. В нашем случае содержание нормативного кварца составляет 3.6 %, тогда как в модальном минеральном составе присутствуют недосыщенные SiO₂ минералы. В первую очередь это анальцит, который наблюдается в виде соразмерных ЩПШ и амфиболу кристаллов. Вероятно это не первичный минерал, но он однозначно отражает недосыщенную SiO₂ среду

минералообразования. Также недосыщенный кремнеземом характер расплава иллюстрирует установленный в качестве включений в амфиболе лоренценит, который известен только в связи с фельдшпатоидными породами. Другие щелочные минералы – нептунит и энigmatит – могут встречаться в щелочных породах как богатых, так и недосыщенных кремнеземом (например, гранитоидные комплексы Хан-Богдо, Халзан-Бурегтей, и в противоположность им – комплексы фельдшпатоидных пород Хибины или Сент-Илер). Все это определенно указывает на первичную обедненность кремнекислотой расплавов, из которых формировались исследованные породы. Таким образом, учитывая вполне хорошую раскристаллизованность дайки и ее минеральный состав, эту породу следует называть щелочным амфиболовым сиенитом.

Дальнейшие исследования имеющихся в нашем распоряжении пород подобного типа с агпайтовой ассоциацией минералов из дайкового пояса Цаган-Уул возможно позволят прояснить вопрос о первичной природе расплавов и их взаимосвязи с кварц-содержащими пантелеритами.

Работа выполнена в рамках Госзадания № FMMN-2021-0006.

Хомяков А.П. Минералогия ультраагпайтовых щелочных пород. М.: Наука. 1990. 200 с.

Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Далай-Эрдэнэ Э., Пузанков М.Ю. Минералогическо-геохимические особенности Цагаан-Уульского пантеллеритового дайкового пояса (Северная Монголия) // В сб.: Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Труды XV международного семинара. Иркутск: изд-во Института геохимии СО РАН, 2019. С. 234-243.

Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Пузанков М.Ю., Одгэрэл Д. Контрастные минеральные парагенезисы пантеллеритов Цагаан-Уульского дайкового пояса (Северная Монголия) // В сб.: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). В 3-х томах. Том 3. Иркутск. 2021. С. 252-254.

Shcherbakov Y.D., Perepelov A.B., Tsyukova S.S. Report on Late Paleozoic bimodal volcanic associations discovered in Northern Mongolian Rift zone // China Geology. 2020. vol. 3. №3. P. 496-500.

Геохимия и петрология примитивных пород Мончегорского плутона (Кольский регион)

Карпова М. И.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, mi.karpova@mail.ru

Расслоенные интрузивы – крупные магматические тела, образованные согласными слоями пород разного, обычно мафит-ультрамафитового состава, сформировавшиеся в результате кристаллизации магм в магматических камерах. В последнее время к ним прикован повышенный интерес в связи с перспективностью расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов на магматические месторождения Cu-Ni-PGE-Cr-Ti-V.

Начало кристаллизации и состав наиболее примитивных магм расслоенных интрузивов оказываются записаны в породах краевых зон. Из-за высокого температурного контраста со вмещающими породами сразу после внедрения кристаллизация здесь происходит быстро, вплоть до формирования закаленных пород.

Целью работы являлось определение температурно-композиционных характеристик исходных магм Мончеплутона и их геохимической специфики. Для этого были решались следующие задачи:

- Изучить петрологические и геохимические особенности пород Краевой группы;
- Термодинамическое моделирование условий кристаллизации пород Краевой группы при помощи программы КОМАГМАТ-5.3;
- По результатам ЭВМ-моделирования оценить составы исходной магмы.

Мончегорский рудный район располагается в центральной части Кольского региона, занимая большую часть северо-восточного побережья озера Имандра. На западе он ограничен водоразделом Главного хребта, а на востоке – горным сооружением Хибинских тундр, на севере он граничит с Оленегорским, а на юге – с Апатитско-Кировским рудными районами (Смолькин и др., 2004).

Мончеплутон имеет в плане дугообразную форму и состоит из двух камер, которые сходятся под углом примерно 50°. Одна из них, длиной 7 км, ориентирована на северо-восток и выражена на местности горами Ниттис, Кумужья и Травяная. Вторая, длиной 9 км, протягивается в восточном направлении от вершины Сопчуайвенч до Ньюдуайвенч и Поазуайвенч (далее Сопча, Нюд, Поаз). На пересечении этих двух ветвей расположено тело дунитов, которое имеет несколько мощных хромититовых слоев, именуемых Дунитовым блоком, относящемуся к Мончеплутону (Смолькин и др., 2004).

Краевая группа Мончеплутона сложена породами, представляющими нижние 100-150 м разреза. Представления о ней основаны на трех источниках информации: (1) данные В.Ф. Смолькина (Смолькин и др., 2004) и материалы группы А.А. Арискина по случайному опробованию пород из рудной залежи на г. Травяная, (2) материал из скважины, описанной в статье Б.Т. Кариковского (Karykowski et al., 2018) и (3) данные по керну скважины на г. Сопча из статьи В.С. Семенова (Семенов и др., 2021).

На г. Травяная породы краевой группы представлены габбро-норитами, норитами, пироксенитами, перидотитами и предположительно закалочными породами, прилегающими наиболее близко к контакту. В последних возможно происходила незначительная контаминация *in situ* и проникновение летучих компонентов из вмещающих пород, что обусловило их отличный от габбро-норитов облик. Об этом же свидетельствует то, что иногда эти породы амфиболизированы. В закалочных породах наблюдается тесная ассоциация сульфидов с флогопитом. Вмещающими породами являются архейские гнейсы.

Изученные в настоящей работе образцы были отобраны из отвалов штольни на г. Травяная, которая вскрывает эндоконтракт на расстоянии 100 м и входит во вмещающие породы. Случайное, но представительное опробование этих пород позволяет полагать, что в данной

выборке имеются образцы, представляющие примитивные породы массива, которые можно использовать при реконструкции состава исходной магмы методами термодинамического моделирования.

Геохимическая термометрия пород краевой группы

Для расчётов были выбраны стандартные для этих пород условия: давление 0.001 кбар, кислородный буфер WM. Расчёты проводились с шагом 0.25 мас. % до теоретически возможной степени кристаллизации 98% (2% остаточного расплава). Продолжительность вычислений для одного образца составляла от 40 минут до 5 часов. Для расчётов использовалась новая версия программы КОМАГМАТ-5.3, где впервые совмещены выделение хромита и сульфидов на фоне кристаллизации породобразующих силикатов – оливина, ортопироксена и т.д. Проведены расчёты равновесной кристаллизации расплавов 22 образцов. Вычисления прекращались при высокой степени раскристаллизации модельных систем, как правило в интервале содержаний кристаллической фазы 50-95%.

По результатам вычислений можно выделить как минимум две группы расплавов. Для первой группы характерно появление оливина в качестве первой кристаллической фазы (рис. 1) средняя температура расплава 1380°C. Для второй группы характерно раннее начало кристаллизации ортопироксена (рис. 2), оливин находится в реакционных соотношениях с расплавом и растворяется в результате перитектической реакции, замещаясь пироксенами при T=1330-1425°C. Средняя температура расплава 1250°C.

Гарцбургит 18MP03-2-2 (42.4% SiO₂, 37.8% MgO)

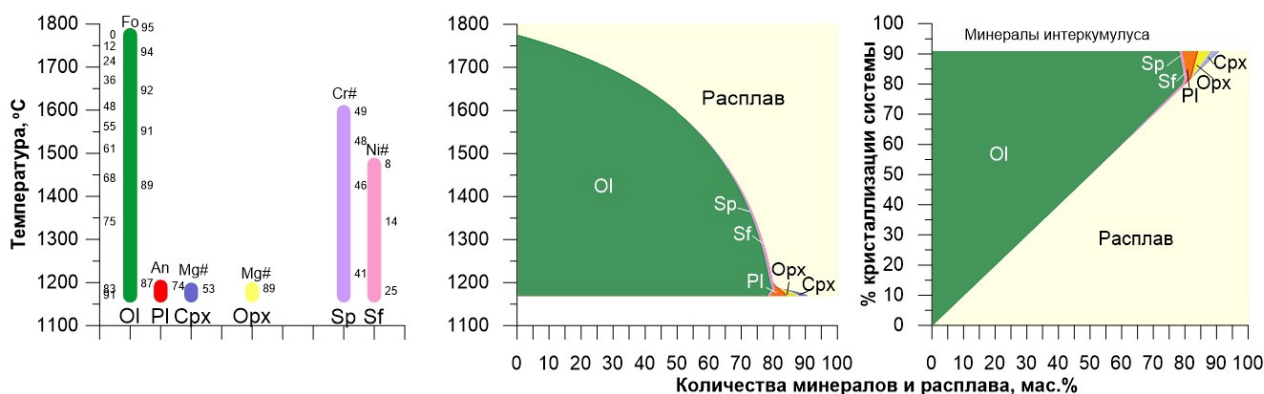


Рисунок 1. Порядок кристаллизации, эволюция фазового состава и состава модельных расплавов в зависимости от температуры на примере образца пород первой группы 18MP03-2-2. (Шпинель – Sp, сульфид – Sf).

Внутри групп по средним значениям составов пород и температур кристаллизации были выявлены предположительные параметры двух типов исходных магм (табл. 1).

Первой группе соответствуют гарцбургиты с г. Травяная и пачка габбро-норитов, норитов, пироксенитов, перидотитов с г. Сопча.

Вторая группа представлена ортопироксенитами с г. Ниттис и меланоритом с г. Травяная. Образец 79-143 из статьи Б.Т. Кариковского по параметрам близок ко второй группе (Karykowski et al., 2018).

Таблица 1. Средние значения состава и температуры расплавов пород для первой и второй групп.

Состав	1 группа		2 группа	
	Срд.знач.	Стд.откл.	Срд.знач.	Стд.откл.
SiO ₂	52.62	1.9	56.52	0.8
TiO ₂	0.55	0.1	0.78	0.1
Al ₂ O ₃	10.11	1.2	10.97	1.0
FeO	11.43	1.3	10.00	1.4
MnO	0.19	0.0	0.17	0.0
MgO	15.42	1.6	10.58	1.4
CaO	7.30	1.3	9.68	1.1
Na ₂ O	1.47	0.7	1.01	0.6
K ₂ O	0.29	0.0	0.22	0.1
P ₂ O ₅	0.08	0.0	0.07	0.0
Cr ₂ O ₃	0.25	0.0	0.14	0.0
NiO	0.05	0.0	0.03	0.0
S	0.17	0.1	0.12	0.0
T(°C)	1380	38.9	1250	27.0
Ol XFo	88.00	0.0	84.85	0.1
Opx (Mg#)			88.00	0.0

Ортопироксенит 18MP01-9 (55.0% SiO₂, 28.0% MgO)

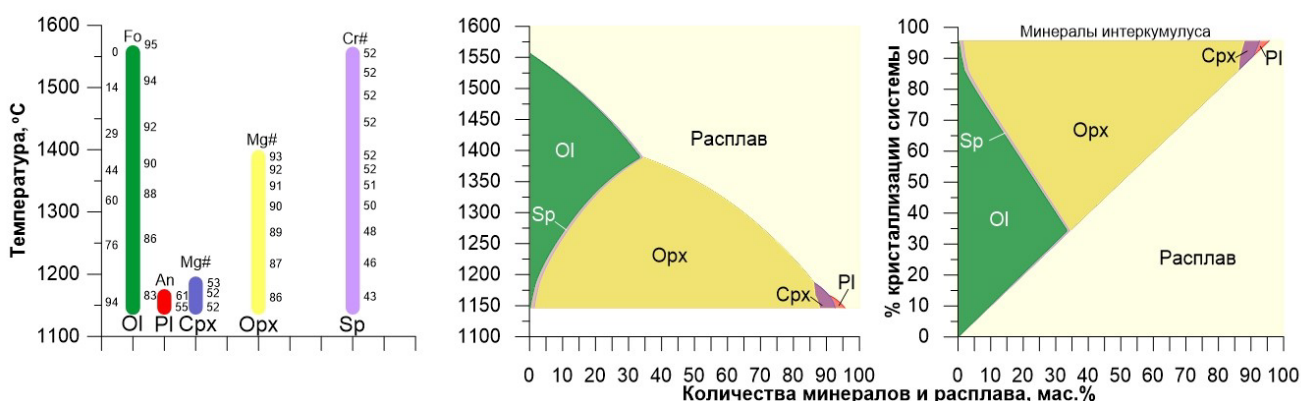


Рисунок 2. Порядок кристаллизации, эволюция фазового состава и состава модельных расплавов в зависимости от температуры на примере образца пород второй группы 18MP01-9.

Вывод

В ходе изучения 22 образцов, представляющих разнообразие пород базальной части Мончеплутона в районе г. Травяной, была выделена и детально изучена серия примитивных пород краевой части плутона. Комбинируя полученные данные с результатами термодинамического моделирования их кристаллизации, представлены оценки температуры и вероятного состава исходных магм. По конфигурации полей кристаллизации на расчетных графиках установлено два типа родительской магмы.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК "Наука/Интерпериодика". 2000. 363 с.

Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические

минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты: КНЦ РАН. 2009. С. 70–78.

Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Семенов С.В., Корнеев С.И. Мончегорский интрузив: реконструкция (состав исходной магмы, расплава, P-T состояние, мощность интрузива) // Вестник МГУ. Сер. Геол.. 2021. №4. С. 64-78.

Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н., Баянова Т.Б., Борисова В.В., Глазнев В.Н., Дедюхин А.Н., Орсоев Д.А., Оненстеттер М., Оненстеттер Д., Раевский А.Б., Толстихин И.Н., Чашин В.В., Мокрушин А.В., Новиков Д.Д., Икорский С.В., Каменский И.Л., Деленицын А.А. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Апатиты: издательство КНЦ РАН, 2004. 177 с.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.

Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Yu., Barnes S.-J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D. Critical controls on the formation of contact-style PGE-Ni-Cu mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // *Economic Geology*. 2018. v. 113. P. 911–935.

Положение шеелита в разрезе Олимпиадинского золоторудного месторождения и его геохимические характеристики (Енисейский кряж, Россия)

Кешиков А. Е.^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

²НГУ, г. Новосибирск, keshikovae@igm.nsc.ru

Широкая распространенность шеелита (CaWO_4) наряду с его типоморфными свойствами позволяет использовать его как инструментарий для выявления условий минералообразования (Poulin et al. 2016; Poulin et al. 2018; Sun, Chen, 2017). Шеелит присутствует в рудах значительного количества формационных типов рудных месторождений. Наибольшее распространение он имеет в рудах скарновых месторождений, где может выступать в качестве главного рудного минерала. Нередко шеелит присутствует в порфириновых и скарново-порфириновых месторождений, а также объектах грейзеновой формации. Значительно реже шеелит присутствует в рудах орогенных месторождений, формирование которых не связывают с магматической деятельностью. Одним из таких орогенных месторождений с широким развитием шеелитовой минерализации является Олимпиадинское месторождение.

Несмотря на многочисленные и разносторонние исследования Олимпиадинского месторождения, детальное изучение шеелита из его руд ранее не проводились. Месторождение Олимпиадинское находится в центральной части Северо-Енисейского рудного района Енисейского кряжа, и принадлежит Верхне-Енашимскому рудному узлу. Сама структура Енисейского кряжа, по современным представлениям, представляет собой неопротерозойский (860-800 млн. лет) коллизионный ороген, который перешел к рифтогенной стадии на рубеже 750-680 млн. лет. Олимпиадинское рудное поле можно представить в виде структуры W-образной формы, которая представляет собой сопряженные синклинали (Чиримбинская и Иннокентьевская) и антиклинальную (Медвежинская) складки. Чиримбинская синклиналь с Ю-В и Иннокентьевская синклиналь с С-З зажимают Медвежинскую антиклиналь, в которой и локализуется Олимпиадинское золото-сульфидное оруденение (Ли, 2003; Сазонов и др., 2019). В геолого-стратиграфическом плане золото-сульфидное оруденение Олимпиадинского месторождения локализуется в метаморфизованных осадочных комплексах сухопитской серии рифея (кординская, горбилоская и удерейская свиты). Золото-сульфидные руды имеют выраженный литологический и стратиграфический контроль и приурочены к определенной пачке кординской свиты (Рис. 1в). При изучении в УФ свете коллекции из более чем 500 образцов, отобранных по разрезу месторождения, было установлено, что шеелитовая минерализация локализуется исключительно в пределах верхней углеродистой кварц-слюдисто-карбонатной пачки (R_1Kd_2^3) кординской свиты сухопитской серии (рис. 1а), для которой также характерно значительное обогащение золотом и сурьмой. В средней пачке кординской свиты, сложенной кварц-карбонат-мусковитовыми сланцами, вмещающей золото-мышьяковую минерализацию (рис. 1б, в), шеелита установлено не было. При минераграфическом исследовании шеелитсодержащих руд было выявлено 2 преобладающих вида текстур: прожилково-вкрапленные и массивные; минеральный состав для обеих текстурных типа руд идентичен. Анализ опубликованных данных по геохимической зональности Олимпиадинского месторождения показал, что геохимические ореолы Sb оруденения уверенно коррелируют на разрезе с положением шеелитовой минерализации (рис. 1г), что находит свое отражение в минералогическом плане: шеелит тесно ассоциирует с антимонитом, многие изученные зерна содержат в себя включения игольчатого антимонита. При этом мышьяковая минерализация в разрезе не перекрывается с шеелитовой.

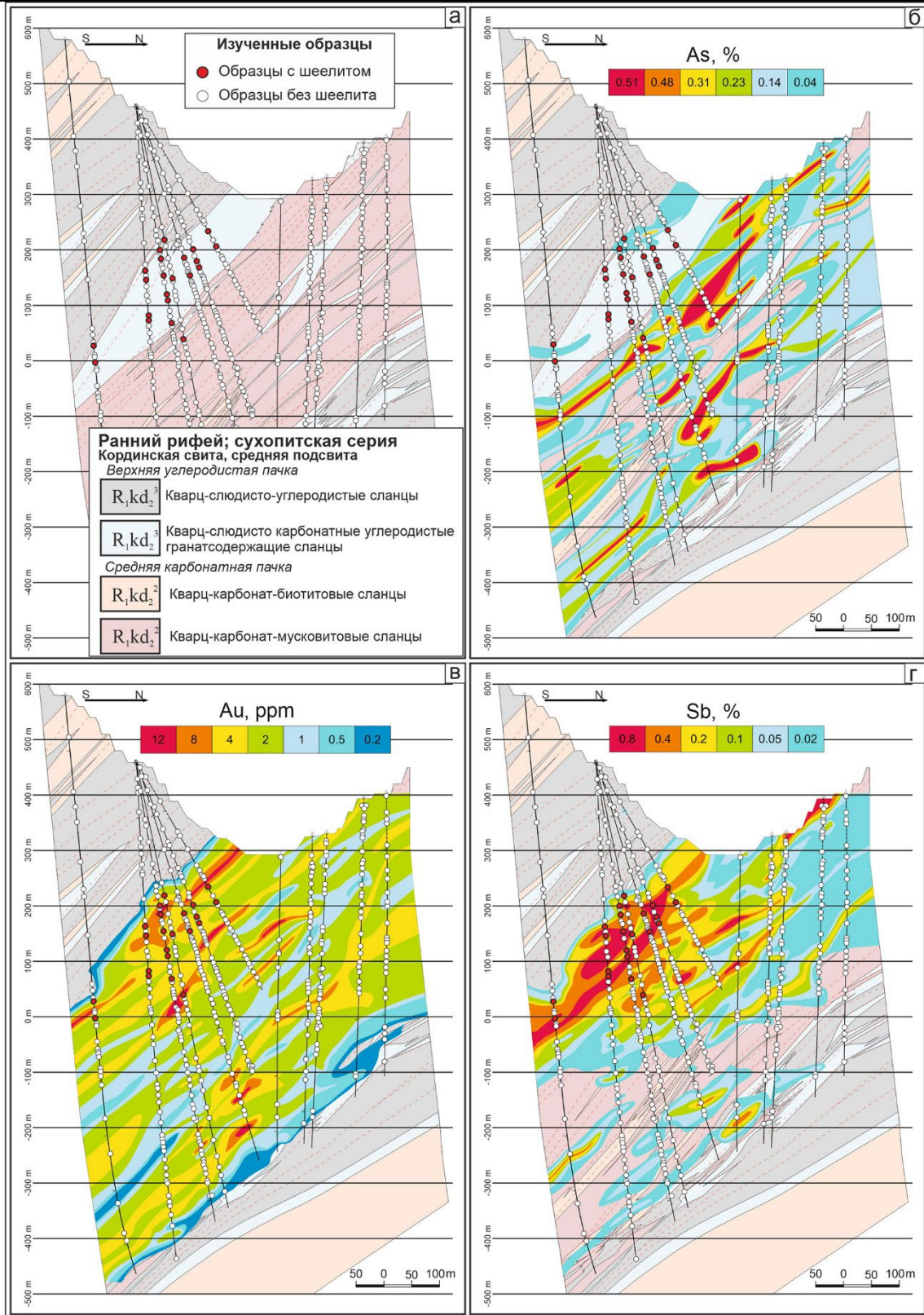


Рисунок 1. Положение шеелита в разрезе (РЛ 25.5) Олимпиадинского месторождения (а) и геохимические ореолы As (б), Au (в) и Sb (г) (по Сильянов, 2020).

Изученные зерна и кристаллы шеелита (>30 шт) последовательно исследовались катодолюминесцентной (CL) съемкой, микрозондовым анализом (EPMA) и методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS). Катодолюминесцентная съемка показала, что все исследуемые зерна и кристаллы шеелита (0,1 мм- 1 см) обладают однородным, гомогенным внутренним строением, что в целом и характерно

для шеелита из руд месторождений орогенного типа (Palmer et al., 2022; Poulin et al., 2018; Sciuba et al., 2020). Шеелит Олимпиадинского месторождения не имеет какого-либо зонального строения, слаба развита трещиноватость, практически не содержит включений, за исключением нескольких зерен с обильными включениями игольчатого антимонита. По данным микронзондового анализа, в составе шеелита не установлена значительного присутствия примесных компонентов. Содержание таких компонентов как Na_2O , Ta_2O_5 , Nb_2O_5 , SrO , Y_2O_3 , FeO , MnO , MoO_3 ниже предела обнаружения. Выявлены небольшие вариации содержания по Na_2O (до 1,3 масс. %, при среднем значении 0,02 масс. %; $n=235$).

LA-ICP-MS анализ подтверждает низкое содержание примесных элементов в составе шеелита. Так, концентрации Mo и Nb ниже предела обнаружения (0,07 и 0,5 ppm соответственно) для большинства исследуемых зерен и кристаллов. Уровни концентраций редкоземельных элементов не высокие: их суммарное содержание (ΣREE) не превышает 288 ppm, при среднем значении 48,7 ppm ($n=88$). Построенные хондрит-нормированные (Sun and McDonough, 1989) редкоземельные спектры шеелита разбиваются на 3 группы. В первую группу отнесены точки состава с наибольшим суммарным содержанием редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE}=123$ ppm, $n=19$), а спектры распределения характеризуются максимумом в области средних редкоземельных элементов до 100 хондритовых уровней (рис. 2а). Вторая группа спектров (рис. 2б) включает анализы с более низким суммарным содержанием ($\Sigma\text{REE}=27,6$ ppm, $n=51$) и характеризуется выполаживанием в области средних и тяжелых редкоземельных элементов. Содержание средних и тяжелых редкоземельных элементов устойчиво сохраняются на уровне 70 ppm, что близко соответствует 10 хондритовым уровням. Третья группа спектров (рис. 2в) схожа со второй, отличиями являются слегка повышенное содержание легких редкоземельных элементов (среднее значение 52,6 ppm, $n=18$), а также обеднение тяжелыми редкоземельными элементами. Каждое отдельно изученное зерно или кристалл шеелита характеризуется только одним типом спектра. В целом, спектры имеют колоколообразную форму, для большинства точек анализа характерны Ce минимум и слабая отрицательная Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,33$; $n=88$). По результатам валового ICP-MS анализа вмещающих пород (рис. 2г) можно предположить, что Ce и Eu характеристики шеелит наследует от вмещающих пород.

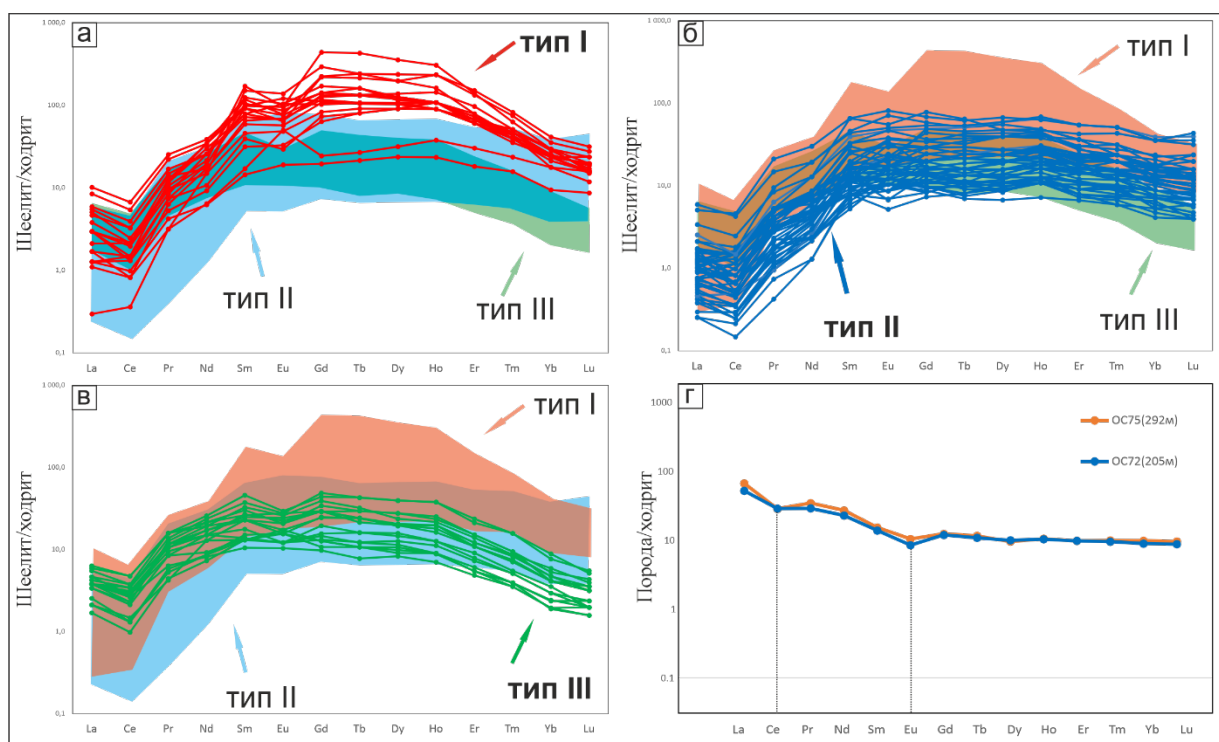


Рисунок 2. Хондрит нормированные редкоземельные спектры шеелита трех типов (а, б, в) и вмещающих шеелитовую минерализацию углеродистых сланцев кординской свиты (г).

В результате проведенных комплексных исследований установлена выраженная литолого-стратиграфическая приуроченность шеелитовой минерализации к определенной пачке в составе кординской свиты. С привлечением опубликованных данных о геохимической зональности Олимпиадинского месторождения установлено, что шеелитовая минерализация в разрезе совмещается с ореолами золота и сурьмы и пространственно разобщена с ореолом мышьяка. Выявленные пространственные закономерности распределения шеелита и рудных элементов наглядно подтверждаются вещественно-минералогическими характеристиками. Тесные парагенетические взаимоотношения шеелита и антимонита свидетельствуют о их одновременном образовании. Выявлено однородное внутреннее строение шеелита, выдержанность его примесного состава. Несмотря на общие низкие концентрации элементов-примесей, удалось выделить 3 типа шеелита по различию в характере его редкоземельных спектров. Показано, что содержания таких элементов как Се и Еu наследуются от характеристик вмещающих оруденение пород.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8).

Ли Л. В. Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд // КНИИГиМС, Красноярск. 2003. 120 с.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А., Лобанов К.В., Леонтьев С.И., Калинин Ю.А., Савичев А.А., Тишин П.А. Рудогенез месторождения золота олимпиада (Енисейский кряж, Россия) // Геосферные исследования. 2019. №. 1. С. 17–43.

Сильянов С.А. Геология и минералого-геохимические индикаторы генезиса золото-рудного месторождения Олимпиада (Енисейский кряж) // дисс. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Красноярск. 2020.

Palmer M.C., Scanlan E.J., Scott J.M. et al. Distinct scheelite REE geochemistry and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopes in proximally-and distally-sourced metamorphogenic hydrothermal systems, Otago Schist, New Zealand // Ore Geology Reviews. 2022. V.144. P. 1-15.

Poulin R.S., McDonald A.M., Kontak D.J., McClenaghan M.B. On the relationship between cathodoluminescence and the chemical composition of scheelite from geologically diverse ore-deposit environments // Canadian Mineralogist. 2016. V.54 (5). P. 1147-1173.

Poulin R.S., Kontak, D.J., McDonald, A.M., McClenaghan, M.B. Assessing scheelite as an ore-deposit discriminator using its trace-element and REE chemistry geochemistry of scheelite from diverse ore-deposits // Canadian Mineralogist. 2018. V.56 (3). P. 265–302.

Sciuba M., Beaudoin G., Grzela D., Makvandi S. Trace element composition of scheelite in orogenic gold deposits // Mineralium Deposita. 2020. V.55. P. 1149-1172.

Sun K., Chen B. Trace elements and Sr-Nd isotopes of scheelite: Implications for the W-Cu-Mo polymetallic mineralization of the Shimensi deposit, South China // American Mineralogist. 2017. V.10. P. 1114-1128.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society of London Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

Типы золоторудной минерализации Раздолинского рудного узла и перспективы выявления рудных объектов на Сорочьей площади (Енисейский кряж)

Кирикова А. П.¹ Макаров В. А.¹

¹ ФГАОУ ВО СФУ ИЦМ, г. Красноярск, kirikova.alina28@gmail.com

Раздолинский рудный узел расположен в Приангарской части Енисейского кряжа, в Южно-Енисейском рудном районе. По оценкам экспертов здесь имеются геологические предпосылки и металлогенические перспективы развития минерально-сырьевой базы рудного золота в объёме до 350-500 т (Сердюк, 2013). На данный момент в районе известно несколько месторождений коренного золота: Попутнинское, Антониновское, Светлое, Змеиное, Боголюбовское, последнее в настоящее время находится на стадии обработки.

С целью воспроизводства выбывающих запасов Боголюбовского рудника в пределах Раздолинского рудного узла ведутся поисковые геохимические работы по вторичным литогеохимическим ореолам рассеяния, а также геофизические работы (электроразведка, магнитометрия, электротомография), направленные на обнаружение золоторудных объектов. Перспективный участок поисков Сорочий (включающий в себя Сорочью площадь и пять участков детализации: Светлинский, Первомайский, Западный, Раздолинский, Попутнинский) расположен в бассейне рек Чёрная и Рыбная, занимая водораздельное пространство между ними. Сорочья площадь располагается на правом борту р. Рыбная, на западе ее граница проходит по верховьям левых притоков р. Черная – р. Большой и Малый Костылек, на востоке огибает пос. Раздолинск и площадь действующей лицензии Боголюбовского месторождения, на юге вплотную подходит к действующей лицензии Южно-Попутнинской площади.

Целью настоящего исследования является сравнительный анализ геолого-структурной позиции и геохимических спектров выявленных аномалий золота на Сорочьей поисковой площади с известными объектами Раздолинского рудного узла и оценка их перспективности.

В структурно-тектоническом плане поисковая площадь, как и Раздолинский рудный узел, расположена в пределах Енисейской складчатой области (Енисейский кряж), в месте сочленения Ангаро-Питского синклинория на северо-востоке и Татарского антиклинория на юго-западе, вдоль Ишимбинского глубинного разлома. Главной рудоносной структура в пределах территории является Рыбинская антиклиналь. Площадь сложена рифейскими отложениями складчато-надвиговых систем байкалит и интенсивно раздроблена надвиговыми и взбросо-надвиговыми разломами (рис. 1). Территория района подвергалась интенсивной тектонической переработке, наряду с широким распространением метаморфических и метасоматических изменений вмещающие породы претерпели расщепление и милонитизацию.

Для отработки моделей объектов поиска на Сорочьей поисковой площади был проведен анализ поисковых предпосылок и признаков, проявленных на известных золоторудных месторождениях Раздолинского рудного узла, которые могут выступать в качестве объектов-эталонов. Результаты анализа приведены в таблице 1.

Для сравнительного анализа и оценки перспектив участков использованы результаты поисковых геохимических работ сезона 2023 г. на Сорочьей площади. На рисунке 2 отображены ореолы повышенных концентраций золота, а также его элементов-спутников.

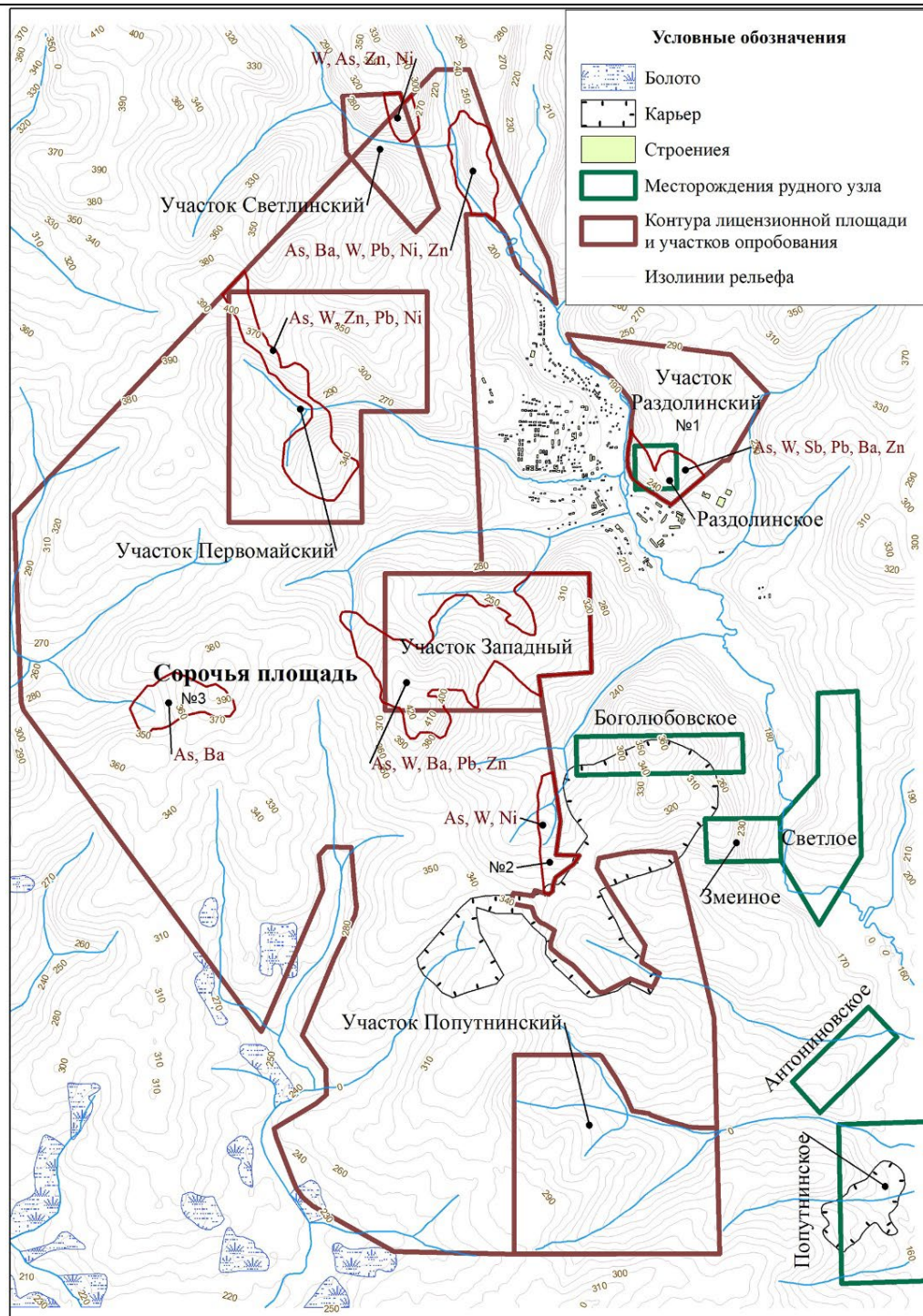


Рисунок 1. Схема расположения поисковой площади и объектов-эталонов.

Всего на площади выделяется шесть наиболее интенсивно проявленных аномалий золота и его главного спутника – мышьяка. При анализе ландшафтно-геохимической карты и техногенных отложений в пределах поисковой площади были забракованы три из шести участков. В районе Раздолинского участка (№1) детализации аномалии распространены в пределах отвалов одноименного сурьмяного месторождения, соответственно роль техногенного фактора весьма велика. Участок (№2) близ границы с контуром отвалов месторождения Боголюбовского также испытывает большое техногенное влияние. Третий участок (№3) аномалий расположен на юго-западе от участка детализации Первомайский и расположен на двух перекрестках дорог, по которым шла транспортировка руды, что также свидетельствует о высокой вероятности техногенного влияния.

Таблица 1. Поисковые критерии и признаки месторождений-эталонов Раздолинского рудного узла (составлена по материалам А. Ю. Зимина, 2019 г.).

Поисковые критерии и признаки	Попутнинское месторождение	Антониновское месторождение	Месторождение Светлое	Месторождение Змеиное
1	2	3	4	5
Вмещающие породы	Сланцы переменного состава, метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы, метавулканиды ультраосновного и основного состава.	Метаморфизованные серицитовые сланцы, метаалевропелиты, филлиты, филлониты.	Кварц-серицитовые сланцы, тальк-хлоритовые сланцы.	Кварц-серицитовые сланцы с примесью хлорита и углеродистого вещества.
Структура рудного поля	Рудные тела локализованы в блоке ядра Рыбинской горст-антиклинали, образованном СВ взбросо-надвигами. Приурочены к областям тектонической переработки.	Рудные тела локализованы в зонах смятия и межпластовых срывах осевых поверхностей антиклиналей, ограниченных взбросо-надвиговыми и сбросовыми деформациями.	Рудные тела приурочены к СЗ крылу в призмковой части поперечной антиклинальной складки СВ простираения в префронтальной части взбросо-надвига СВ направления.	Рудные тела приурочены к ядерной части антиклинальной складки ВСВ простираения, осложненной зонами милонитизации, и разломами ВСВ и субширотного направлений.
Морфология рудных зон и залежей	Линзовидно-ленточная форма рудных тел, СВ и ЮЗ простираений с СЗ и субвертикальным падением соответственно. Мощность до 50 м, протяженность 550-600 м.	Линзообразная, пропелерообразная форма рудных тел с СВ простираением с субвертикальным падением. Мощность до 25 м, протяженность 100-650 м.	Линейно-линзовидная форма рудных тел, СВ простираения с субвертикальным падением. Мощность до 30 м, протяженность до 800 м.	Четковидная, линзообразная форма рудных тел, СВ простираения. Мощность до 80 м, протяженность до 510 м.
Метасоматические изменения	Карбонатизация, окварцевание, углеродизация, турмалинизация, сульфидизация.	Сульфидизация, окварцевание и серицитизация, углеродизация.	Окварцевание и серицитизация, карбонатизация, углеродизация, сульфидизация.	Березитизация, серицитизация, окварцевание, углеродизация, сульфидизация.
Минералогический состав	Рудные минералы: пирит, арсенопирит,	Рудные минералы: пирит, халькопирит,	Рудные минералы: пирротин, пирит,	Рудные минералы: пирит, пирротин,
Минералогический состав	самородное золото, герсдорфит, антимонит, халькопирит; нерудные минералы: кварц, серицит, карбонаты, лимонит.	блеклая руда, сфалерит; нерудные минералы: кварц, карбонаты, мусковит, хлорит, рутил.	арсенопирит, халькопирит, ильменит, галенит; нерудные минералы: кварц, мусковит, хлорит.	арсенопирит, антимонит, халькопирит, галенит, сфалерит; нерудные минералы: кварц, мусковит, рутил, лейкоксен.
Геохимические спектры	Надрудные элементы: W, Sb, Ag; рудные элементы: Au, Sb, Pb;	Надрудные элементы: W, Sb; рудные элементы: Au, Sb, Pb, As, Ba,.	Надрудные элементы: Sb, Ag; рудные элементы: Au, As, W, Sb, Pb;	Надрудные элементы: W, Sb, Ag; рудные элементы: Au, Sb, As;
	подрудные элементы: Mo, Bi, Zn.	подрудные элементы: Bi, Zn.	подрудные элементы: Mo, Bi.	подрудные элементы: Ni, Bi, Zn.

Уровень эрозионного среза	В центральной части верхний уровень, на флангах нижний и средний уровень.	Средний уровень.	Средний-нижний уровень.	Верхний уровень.
Генезис месторождения	Гидротермальный, метасоматический.			

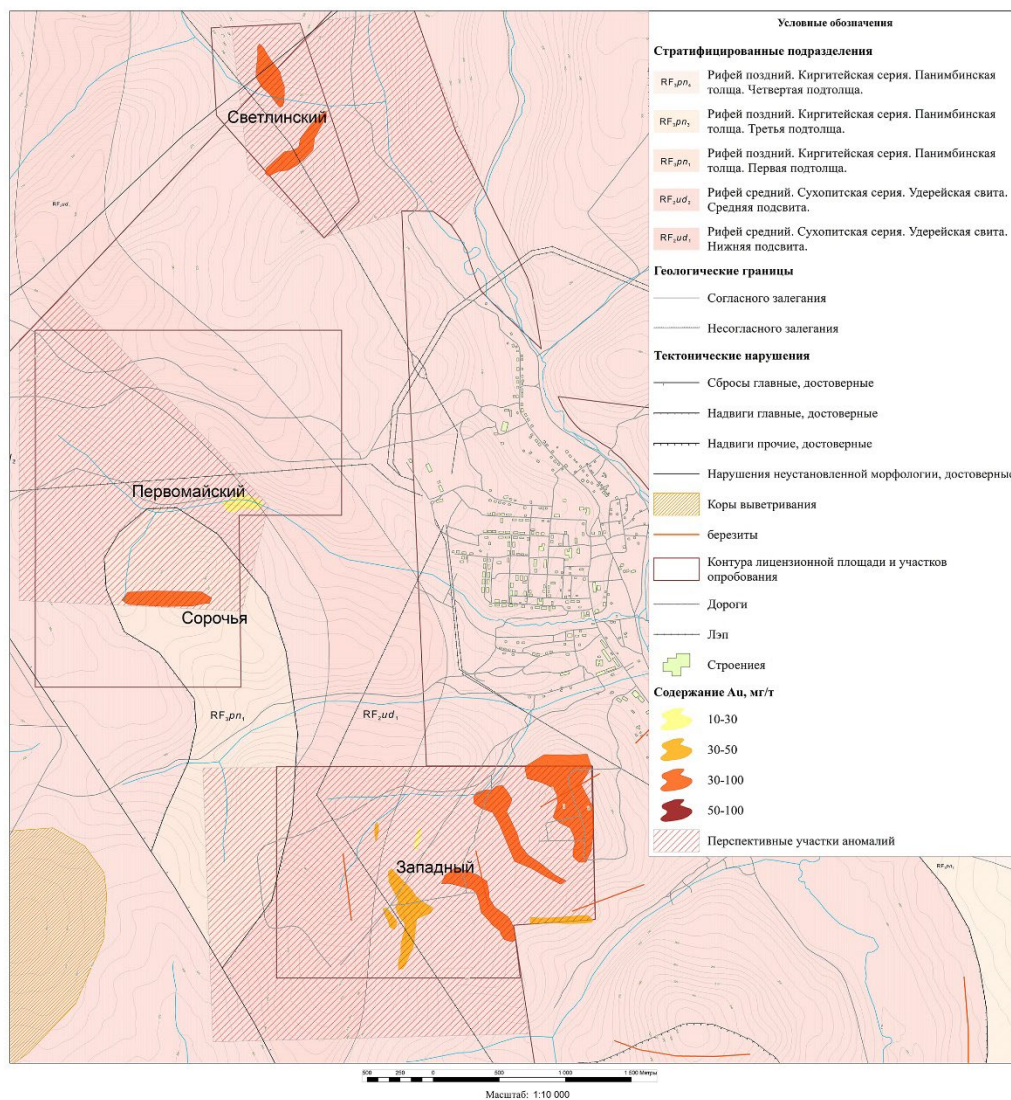


Рисунок 2. Карта ореолов аномалий золота и ореолов повышенных концентраций элементов спутников, масштаб 1:10 000.

На основе этих данных и анализа возможных причин повышенной концентрации элементов, выделены участки перспективные на обнаружение золоторудных объектов. Для выявленных участков проведен сравнительный анализ с известными объектами (табл. 2).

Сравнительный анализ критериев и признаков, проявленных в пределах выделенных аномалий, с объектами эталонами (см. табл. 1,2) позволяет говорить о высокой степени сходства участка Западного с месторождением Змеиным (5 из 5 признаков); о средней степени сходства участка Первомайского с месторождением Антониновское (4 из 5 признаков); и средней степени сходства участка Светлинского с месторождением Светлое (3 из 5 признаков).

Таблица 2. Поисковые критерии и признаки проявленные на аномальных участках

Поисковые критерии и признаки	Объект	Участок Западный (площадь 5,5 км ² , C _{max} = 95мг/т)	Участок Первомайский (площадь 3,1км ² , C _{max} = 110 мг/т)	Участок Светлинский (площадь 2,3 км ² , C _{max} =74 мг/т)
Вмещающие породы		Сероцветные до черных филлитизированные сланцы кварц-хлорит-серицитовые.	Зелено-серые метапелиты, хлорит-серицит-гидрослюдистого состава.	Сероцветные до черных филлитизированные сланцы кварц-хлорит-серицитовые.
Структура рудного поля		Участок расположен на восток-северо-восточном крыле в призмковой части антиклинальной структуры.	Участок расположен в ядерной части и северо-западном крыле синклиальной структуры.	Участок расположен на северо-восточном крыле антиклинальной структуры.
Метасоматические изменения		Березиты СЗ и СВ простираия	Не прослеживались	Не прослеживались
Геохимические спутники		As, W, Ba, Pb, Zn	As, W, Zn, Pb, Ni	As, W, Ba, Zn, Ni, Pb
Уровень эрозионного среза		Верхний-средний уровень.	Средний-нижний уровень.	Средний уровень.

По анализу геохимических спектров можно дать предварительную оценку уровня эрозионного среза изучаемой территории. На моноэлементных картах четко видна разница в интенсивности распределения верхнерудных и нижнерудных элементов. В пределах участка Западного повышены содержания W, Ba и Pb, которые свойственны верхнерудной и среднерудной зонам месторождений-аналогов; в пределах площади участков Первомайский Светлинский повышены концентрации W, Ni, Zn, которые свойственны среднерудной и нижнерудной зонам. В соответствии с этими данными можно говорить о верхнем-среднем уровне эрозионного среза для участков Западный, среднем-нижнем уровне для участка Первомайский, и о среднем уровне для участка Светлинский.

Характер распространения повышенных концентраций золота и аномалий элементов-спутников позволяет сделать вывод о перспективности выделенных (табл. 2) участков. Наибольшей площадью (1,66 км²) и интенсивностью проявления повышенных концентрации золота характеризуется участок Западный с максимальным содержанием золота 95 мг/т, а также ураганными значениями до 440 мг/т. Менее продуктивными можно считать участки Светлинский и Первомайский, площадь распространения повышенных концентраций золота на которых 0,4 и 0,5 км² соответственно. Содержания золота в пределах участка Первомайский достигают 92 мг/т (единичная проба до 110 мг/т), на участке Светлинском максимальные значения достигают 74 мг/т. На основании этих данных можно говорить о высокой перспективности участка Западный, и средней перспективности участков Первомайский и Светлинский.

Сердюк С.С., Кириленко В.А.. Геология и перспективы золотоносности южной части Южно-Енисейского рудного района. Красноярск, Сибирский федеральный университет, eLIBRARY 553.3.078 (571.51). С. 968-994.

Особенности локализации полиметаллического оруденения в пределах Горевского рудного узла и перспективы выявления рудных объектов на Татарскодолгинской площади (Енисейский кряж)

Коваленко А. В.¹, Макеев С. М.¹, Юлдашев З. А.¹

¹ ФГАОУ ВО «Сибирский федеральный университет», г. Красноярск, spark0199@gmail.com

Ангарский свинцово-цинковый рудный район является частью Вороговско-Ангарской полиметаллической минерагенической зоны Енисейского рудного пояса, в составе которого выделены Горевский, Блохинский и другие рудные узлы. В пределах Горевского рудного узла, кроме эксплуатируемого крупного Горевского месторождения выявлены многочисленные проявления полиметаллических руд: Предсездовское, Картичное, Рудаковское, Блохинское, Усть-Ангарское и другие.

В региональном плане территория рассматриваемого района находится в пределах южной части Енисейского кряжа в нижнем течении реки Ангара. В структурно-тектоническом плане Ангарский полиметаллический район располагается в пределах Усть-Ангарской синклинальной зоны, входящей в контур Большепитского синклинория.

В 2023 году в пределах района была проведена переинтерпретация данных аэрогеофизических и наземных геолого-геофизических работ в пределах Ангарского полиметаллического района и выделены участки, перспективные на выявление свинцово-цинковых объектов. Для заверки прогнозных площадей на одном из участков (Татарскодолгинском) проведен комплекс геофизических работ.

Целью настоящего исследования является анализ поисковых критериев и признаков на площади рудного района, характеристика геофизических полей заверяемого участка и разработка модели ожидаемых рудоносных зон.

При выборе модели интерпретации доступных геофизических и геолого-геохимических данных учитывались следующие критерии формирования полиметаллических рудных объектов.

1. Литолого-стратиграфический критерий. Под ним понималась приуроченность полиметаллических залежей к определенным литологическим типам горных пород и их стратиграфическим границам, в и на которых вероятность полиметаллического рудообразования повышена. В нашем случае роль литолого-стратиграфического фактора выполняли породы горевской свиты.

2. Магматический критерий. В пределах площади прогнозирования магматические породы встречаются в виде усть-ангарского массива щелочных гранитов гурахтинского комплекса и даек основного состава степановского комплекса.

3. Структурно-тектонический критерий. Этот общепризнанный критерий формирования и контроля полиметаллического оруденения использован для интерпретации блоковой структуры магнитного поля. В качестве измеримой величины этого фактора в пределах площади прогнозирования использовались азимуты линейных элементов (длиной 50-100 м) всех тектонических нарушений, снятых с геологической основы 1:200000 масштаба (Глазырин и др., 1962; Цельковский и др., 2004).

4. Структурно-динамический геофизический критерий. Суть этого критерия состоит в выделении зон и областей вероятного тангенциального сжатия и растяжения на площади прогнозирования, первые из которых интерпретировались как области, в которых могли сложиться условия активного флюидообмена, в том числе рудной направленности (условия тангенциального сжатия признаются необходимыми для многих гидротермальных моделей формирования крупных рудомагматических систем, включая модели полиметаллических объектов типа SEDEX (Звездов и др., 2018)). Эти зоны и области выделены по результатам частотно-азимутального анализа (Макеев, 2016).

В результате интерпретации данных аэрогеофизических и наземных геолого-геофизических работ в пределах Ангарского полиметаллического района были выделены пять рудоперспективных площадей: Горевская, Татарскодолгинская, Блохинская, Предсездовская и Усть-Ангарская.

Рудоперспективные площади выбирались, исходя из концентрации в их пределах региональных признаков, выделенных при анализе гравитационного и магнитного полей, радиохимических полей калия, а также исходя из геолого-геохимической изученности контура прогнозирования.

Исходя из положения рудоперспективных площадей в поле критериев и признаков, особого внимания заслуживает Татарскодолгинская рудоперспективная площадь. Она была выделена как часть Горевского магнитоструктурного плана, заключенная между двумя эпицентрами положительных гравитационных аномалий (рис. 1). В радиусе до 5 км от этих гравивцентров развито множество слабоинтенсивных эпицентров положительных магнитных аномалий неглубокого заложения (до 600 м), интерпретируемых как вторичные источники гидротермально-метасоматических процессов воздействия этих гравивцентров на окружающие горные породы.

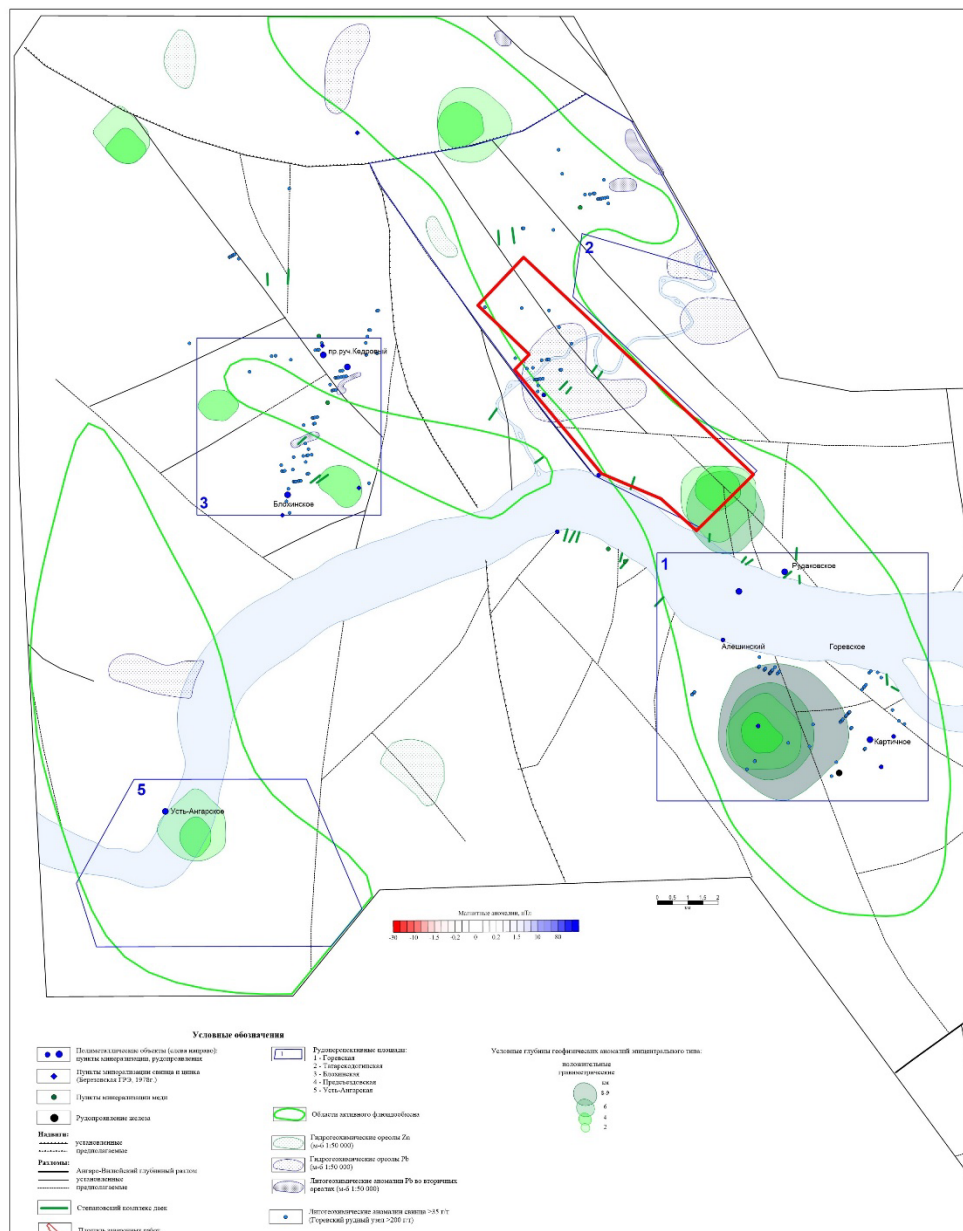


Рисунок 1. Магнитоструктурная карта контура прогнозирования.

Заверочные работы на Татарскодолгинской рудоперспективной площади, включали в себя магниторазведку и электроразведку. Магниторазведка проводилась с помощью пешеходных квантовых магнитометров Quantum-Mag. Электроразведка осуществлялась двумя методами: методом ВП-СГ и методом томографии с помощью электроразведочного измерителя и генератора GDD канадского производства. По первичным результатам магниторазведки и ВП-СГ были построены карты наблюдения магнитного поля и электрических сопротивлений (рис. 2). В зонах резкого изменения значений электрического сопротивления и магнитного поля были выделены 3 профиля для детального изучения разреза на глубину методом электротомографии.

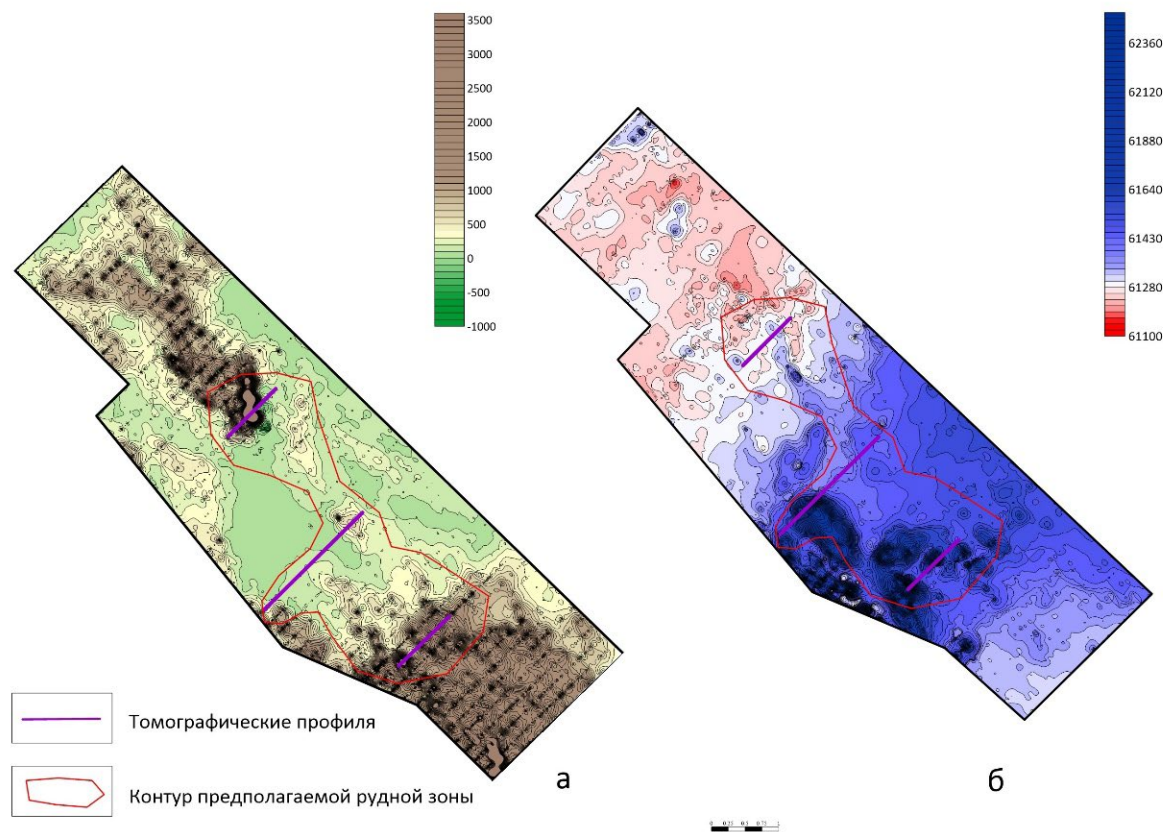


Рисунок 2. Карты электрических сопротивлений (а) и магнитного поля (б).

Предварительный анализ результатов полевых работ показал наличие контрастных электрических полей (зон сопротивления и проводимости), развитых на фоне знакопеременного магнитного поля. По характеру расположения минимумов и максимумов электрического сопротивления и магнитного поля на участке прогнозируется рудная зона протяженностью около 4 км. (рис. 2а). Учитывая мощный покров рыхлых отложений на участке, для подтверждения рудной природы геофизических аномалий перед постановкой заверочного бурения рекомендуется проведение профильной атмосферической (газортутной) съемки, поскольку руды горевского типа содержат в себе от 3 до 10 г/т ртути (Смирнов, 1992).

Глазырин Ю.Н., Врублевич Е.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Енисейская. Лист О-46-XXII. Объяснительная записка. М., ВСЕГЕИ. 1962

Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Минина О.В. Морфологические типы медно-порфировых штоков и обстановки их формирования // Руды и металлы. 2018. 4. С. 37-52.

Макеев С.М. Решение двух задач геодинамики гравиструктурным методом // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 4. С. 63–74.

Цельковский А.Ф. ГДП-200 Горевского горнорудного района, листы О-46-ХV, ХVІ (Усть-Ангарская площадь) // ТФГИ по Красноярскому краю. 2004. № 28405.

Новые находки остатков позвоночных в мезозойских отложениях Гусиноозерской впадины

Ковтанюк О. А.¹, Ветлужских Л. И.¹, Скрипников М. С.²

¹Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, г. Улан-Удэ, covtanyuk.o@yandex.ru

²Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, m1skr@yandex.ru

Гусиноозёрская котловина – крупная межгорная впадина в Селенгинском районе Бурятии, в Селенгинском среднегорье. Структура Джидино-Витимской группы впадин, разделяющей горные системы Прибайкалья и Западного Забайкалья. Длина котловины с северо-запада на юго-восток – около 60 км, ширина – от 10 до 14 км. Основную часть впадины занимает низкая аккумулятивная равнина, в цоколе которой наблюдаются нижнемеловые отложения в виде моноклиальной структуры, погребенной под покровом рыхлых отложений плейстоцен-голоценового возраста. Эти образования представлены плохо отсортированными галечниками, песчано-щебнистым материалом, супесями, которые в генетическом отношении соответствуют аллювиальным, пролювиальным и делювиальным типами. Мощность песчано-галечных отложений внутри впадины достигает 600 м и постепенно уменьшается на крыльях. Центральная часть впадины скрыта водами оз. Гусиное. С мезозойскими отложениями Гусиноозёрской впадины связана промышленная угленосность (месторождения Загустайское, Гусиноозёрское и др.).

По литологическим признакам, степени угленасыщенности и комплексу фауны осадочные отложения здесь разделены на три свиты: муртойскую, убукунскую и селенгинскую. Муртойская свита (K1mr) прослеживается узкой полосой (от 2 до 4 км) вдоль северо-восточного борта впадины. Общая площадь выходов на дневную поверхность составляет около 30 кв. км. Состоит из конгломерато-брекчий, конгломератов от валунных до мелко-галечных, хлидолитов, песчаников от гравелистых до мелкозернистых с прослоями алевролитов. Свита представляет собой трансгрессивный ритм мощностью 150-300 м, сложена озёрными, дельтовым, в меньшей степени – пролювиальными фациями; слагающие её осадки накопились в основном в крупном проточном глубоководном озере (Скобло и др., 2001). Возраст муртойской свиты обоснован многочисленными находками ископаемой фауны. Здесь В.М. Скобло и Н.А. Ляминой собраны и определены пелециподы – *Limnocyrena altiformis* Grab., *L. shantungensis* Grab., *L. tani* Grab., *L. subplana* Reis, *L. pussilla* Reis и др., флора – *Coniopteris onychioides* Vas. et K.-M., указывающие на раннемеловой возраст отложений. Остатки раннемеловых позвоночных (фаланга динозавра) впервые обнаружены геологом П.М. Клевенским в 1931 г. Данное местонахождение является одним из первых для России, где были найдены достоверные остатки динозавров (Аверьянов и др., 2009).

Остатки раннемеловых позвоночных на западе Гусиноозерской котловины ранее были известны в верхней (песчанистой) части муртойской свиты на участке более 20 км, от района горы Нарин-Гуя на севере до участка в 4-5 км к востоку – северо-востоку от вершины горы Борул. В урочище Могойто (GPS координаты N 51 ° 12' 03.1", E 106 ° 17' 05.8") известна группа локальных местонахождений (с юга на север: овраг Каньон, промоина Клевенского, овраги Гробики, Унио, Скобло, Динозавров). Остатки позвоночных залегают здесь в толще косослоистых серо-желтых песчаников, сформировавшихся в условиях дельты или авандельты реки (Несови др., 1992; Дмитриев и др., 1968; Аверьянов и др., 2023). Здесь определено восемь таксонов динозавров: тероподы *Richardoestesia* sp., *Therizinosauroides* indet., *Ornithomimosauria* indet., *Dromaeosauridae* indet., завропод *Titanosauriformes* indet. (cf. *Euhelopus*), завропод(?) cf. *Mongolosaurus* sp., орнитопод, и цератопсий *Psittacosaurus* sp. (Аверьянов и др., 2003).

Летом 2023 года Стратиграфическим отрядом лаборатории Геодинамики ГИН СО РАН были проведены полевые работы в местности урочища Могойто, в промоине Клевенского. В результате была найдена и извлечена кость (рис.1). Экземпляр был извлечен из серых и желтых

песков, входящих в состав моготойской пачки муртойской свиты. Кость полая внутри, заполнена песком, имеет лиловый оттенок, из-за процессов просачивания воды, ввиду малой мощности толщи, повреждена и в результате извлечена в виде множества мелких фрагментов.

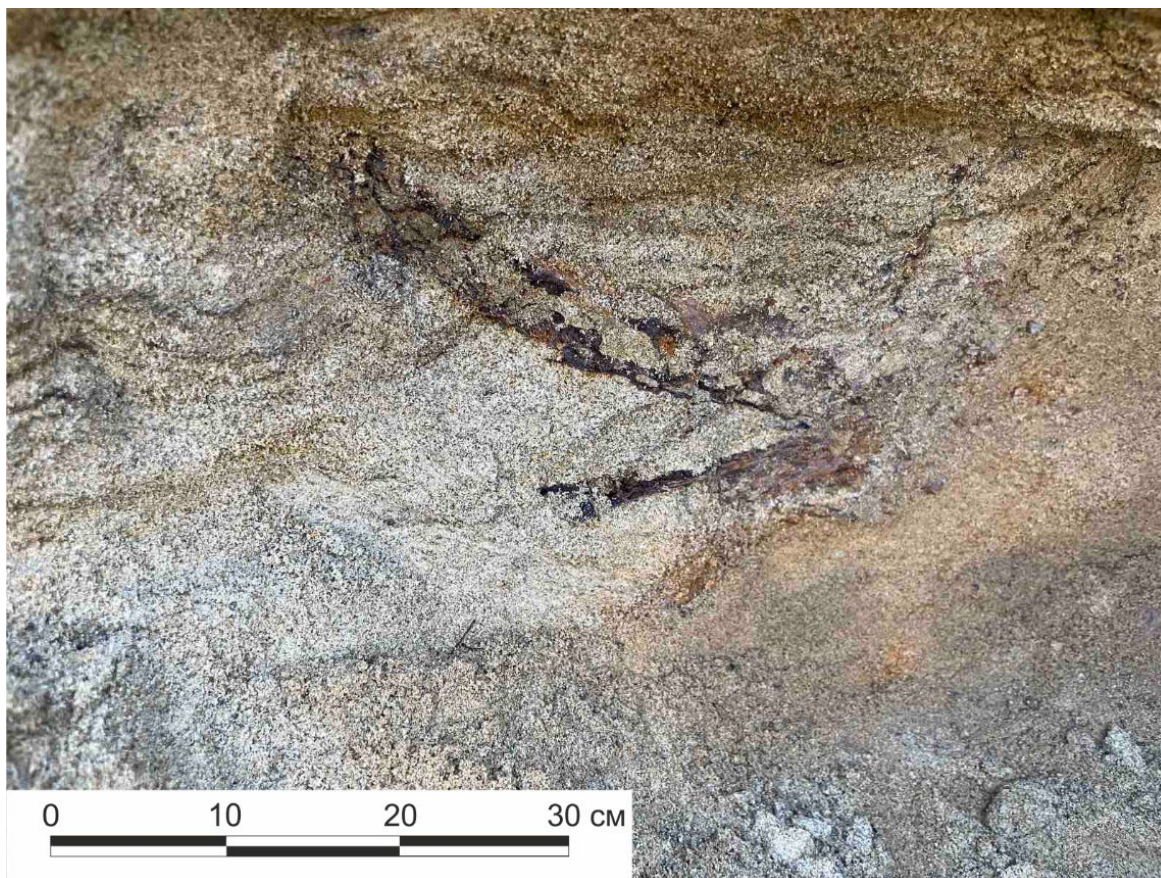


Рисунок 1. Кость позвоночного(?) в песках муртойской свиты в промоине Клевенского.

Аверьянов А. О., Скучас П.П. Дополнение к раннемеловой динозавровой фауне Забайкалья, Восточная Россия (местонахождение Могойто) // Труды Зоологического института РАН. 2009. Т. 313 №4. С. 363-378.

Аверьянов А. О., Старков А. И., Скучас П. П. Динозавры из раннемеловой муртойской свиты в Бурятии, восток России // Журнал палеонтологии позвоночных. 2003. Т. 23 №3. С. 586–594.

Аверьянов А. О., Лопатин А. В. Динозавры России: обзор местонахождений. 2023. Т. 93. №4. С. 342-354.

Дмитриев Г. А., Рождественский А. К. Костеносные фации озёрно-речных отложений верхнего мезозоя Бурятии // Мезозойские и кайнозойские озёра Сибири. 1968. С. 39–48.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А. Ф., Лузина И.В.Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции).2001. – 332 с.

Несов Л. А., Старков А. И. Меловые позвоночные из Гусиноозерской котловины Забайкалья и их значение для определения возраста и условий образования отложений // Геология и геофизика. 1992. №6. С.10-19.

Сравнительная характеристика золоторудных парагенезисов, связанных с метасоматитами лиственит-березитовой формации, на примере Берёзовского и Пещерного месторождений золота на Урале

Кожемомян А. С.¹, Степанов С. Ю.², Паламарчук Р. С.², Трифионов И. В.¹

¹Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

²Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Artem2252575@gmail.com

Введение. Берёзовское месторождение – это один из старейших рудников на территории бывшего СССР, который эксплуатируется по настоящее время. Высокий интерес горнодобывающей промышленности XIX века и первой половины XX к золото кварцевым рудным объектам, окружённым ореолами березитов и/или лиственитов, стал причиной накопления обширного материала именно по этому типу месторождений (Сазонов, 1984). Тем не менее роль золото кварцевых рудных объектов в структуре минерально-сырьевой базы золота ощутимо уменьшилась в связи с открытием новых типов месторождений золота, где преобладают мощные минерализованные зоны с запасами золота более 50 тонн. Важным событием для Уральской складчатой области стало открытие месторождения Пещерное, где золотое оруденение локализовано в виде минерализованных зон (Несис, 2020), окружённых мощным ореолом метасоматитов отвечающих по составу березитам, при отсутствии широкого распространения кварцевых жил. Таким образом в структурах Уральской складчатой области эти два золоторудных объекта, связанные с метасоматитами березит-лиственитовой формации, контрастно отличаются связью золотой и сульфидной минерализации с кварцевыми жилами. Цель данного исследования провести сравнительный анализ золоторудных парагенезисов месторождений Берёзовское и Пещерное.

Геологическое строение месторождений. Берёзовское рудное поле расположено в 12 км северо-восточнее г. Екатеринбург. В структурном отношении относится к Медведевско-Арамилской зоне Восточно-Уральской мегазоны. Геологическое строение Берёзовского рудного поля детально описано в ряде работ (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Бортников, 1998; Спиридонов, 2013; Vikent'eva, 2017 и др.).

Структурой, вмещающей руды Берёзовского месторождения, является синформа, сложенная вулканогенно-осадочными породами среднего-основного состава среднего-верхнего ордовика. Эти породы содержат тектонические блоки серпентинизированных альпинотипных гипербазитов и базитов первомайского комплекса. Вулканогенно-осадочные толщи и гипербазиты являются вмещающими для Шарташского гранодиорит-гранитного массива и многочисленных даек гранитоидов верхисетского комплекса. Крутопадающие дайки подвержены наиболее интенсивному метасоматическому преобразованию и несут в себе наибольшее количество кварцевых жил с золотым оруденением. К ним относятся Ильинская, Перво-Павловская, Второ-Павловская, Андреевская и другие. Метасоматиты характеризуются развитием мусковита, кварца, карбоната (доломита) и альбита, что соответствует березитам. Многолетняя эксплуатация и исследования берёзовского месторождения указывают на то, что золото сосредоточено в сульфидно-кварцевых жилах (Бородаевский, Бородаевская, 1947). Наиболее распространенные лестничные жилы локализованы в дайках в виде штокверков, которые в настоящее время представляют основной промышленный интерес. По совокупности признаков Берёзовское месторождение отнесено к золото-малосульфидно-кварцевой формации. На сегодняшний день генетический тип месторождения обсуждается. Ряд исследователей относит Берёзовское месторождение к объекту типа «in-trusion-related gold deposit» (Vikent'eva, 2017; Степанов, 2020), другие – к «orogenic gold deposit» (Бортников, 1998).

Пещерное месторождение находится на севере Свердловской области. Месторождение расположено в структурно-вещественных комплексах Тагильской мегазоны. Этот рудный объект

относится к Ауэрбаховскому рудному узлу, расположенному на западном крыле Турьинской брахисинклинали. Рудные тела, представляющие линейную зону установленной протяженностью не менее 500 м и мощностью до 50 м (Несис, 2020), в пределах месторождения залегают на контакте андезибазальтов и вулканогенно-осадочных пород турьинской свиты. Минерализованные рудные зоны имеют пространственную связь с интенсивными тектоническими нарушениями. С запада месторождение ограничено Западно-Пещернинским разломом, от которого по всей видимости отходят ответвления северо-восточного простирания между эффузивными и вулканогенно-осадочными породами турьинской свиты (Несис, 2020). Среди толщ вулканогенно-осадочных пород залегают небольшие согласные тела андезитов и дайковые субсогласные тела порфириров, керсантитов и спессартитов (Кузнецов, 2023). В 800 м восточнее от месторождения находится Полуденский диоритовый интрузив, относящийся к гранитоидам ауэрбахского комплекса. Золотое оруденение на этом месторождении локализовано в метасоматически измененных туфоалевролитах и туфопесчаниках, реже – в андезитах и андезибазальтах и сопровождается зонами с умеренновкрапленной и густовкрапленной сульфидной минерализацией (Несис, 2020). По совокупности структурно-вещественных характеристик Пещерное месторождение относится к плутоногенно-гидротермальному типу., Более точное определение его генетической принадлежности требует проведения дальнейших исследований.

Золоторудные парагенезисы. По результатам эксплуатационной разведки и добычных работ содержание золота непосредственно в метасоматитах Березовского месторождения не превышает 0,2 г/т. Отсюда следует, что обнаружение самородного золота в метасоматитах является очень сложной задачей. Все золото в пределах рудного поля тяготеет к сульфидно-кварцевым жилам. В кварцевых жилах самородное золото иногда встречается в самом кварце, но чаще обнаруживается совместно с агрегатами сульфидов и сульфосолей.

Основной объём самородного золота пространственно связан с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и особенно блёклыми рудами. Этот вывод подтверждает заключение предшественников (Самарцев, 1973) о тесной связи золотого оруденения с сульфидами полиметаллической ассоциации. Наиболее крупные и богатые скопления самородного золота выявлены в трещинах более раннего пирита, выполненных сульфидами и сульфосолями полиметаллической ассоциации. Лишь ограниченный объём золота образует включения в пирите и других минералах.

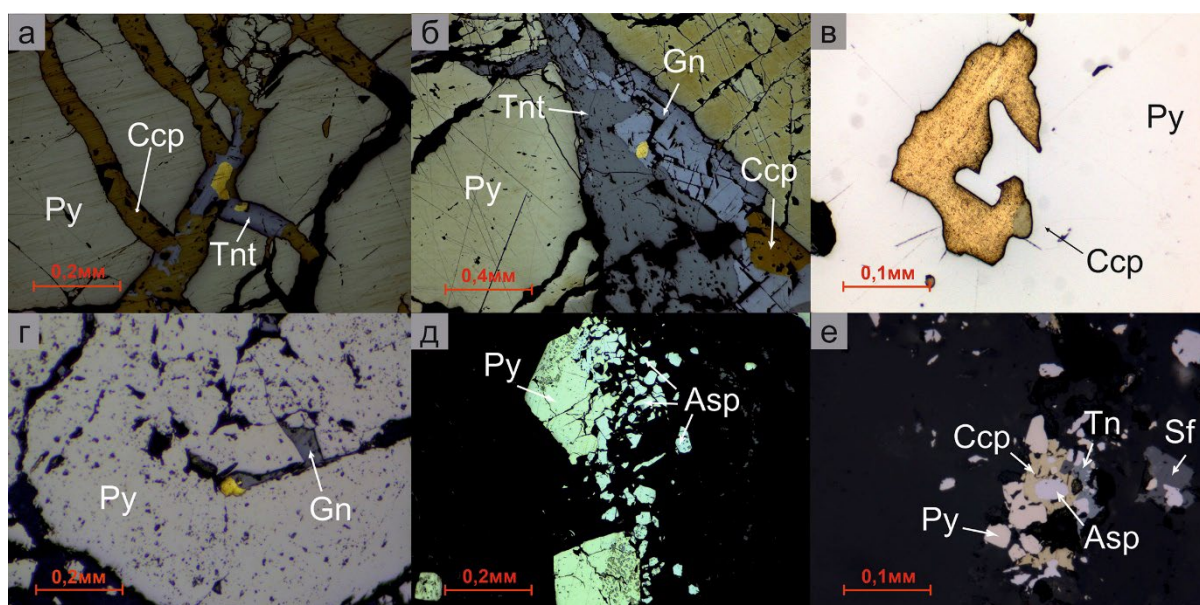


Рисунок 1. Рудные ассоциации Березовского (а–в) и Пещерного (г–е) месторождений.

Сокращения: блёклые руды (Tn), халькопирит (Ccp), галенит (Gn), пирит (Py), арсенопирит (Asp), сфалерит (Sf).

Как было отмечено ранее на месторождении Пещерное сульфидная минерализация пространственно и генетически не связана с кварцевыми жилами, а локализована в полнопроявленных метасоматитах. Пирит преобладает среди рудных минералов метасоматитов. Он образует идиоморфные кристаллы кубического и пентагондодекаэдрического габитуса. Арсенопирит широко распространен в метасоматитах, находясь в тесной ассоциации с пиритом. Характер взаимоотношений этих минералов невозможно однозначно интерпретировать. Тем временем на более позднее образование пирита указывает развитие его псевдоморфоз по арсенопириту. В меньшей степени среди сульфидов и сульфосолей получили распространение галенит, халькопирит, сфалерит и реже блеклая руда. Эти минералы входят в состав полиметаллической ассоциации и чаще всего встречаются в трещинах в пирите и арсенопирите, зачастую совместно с самородным золотом.

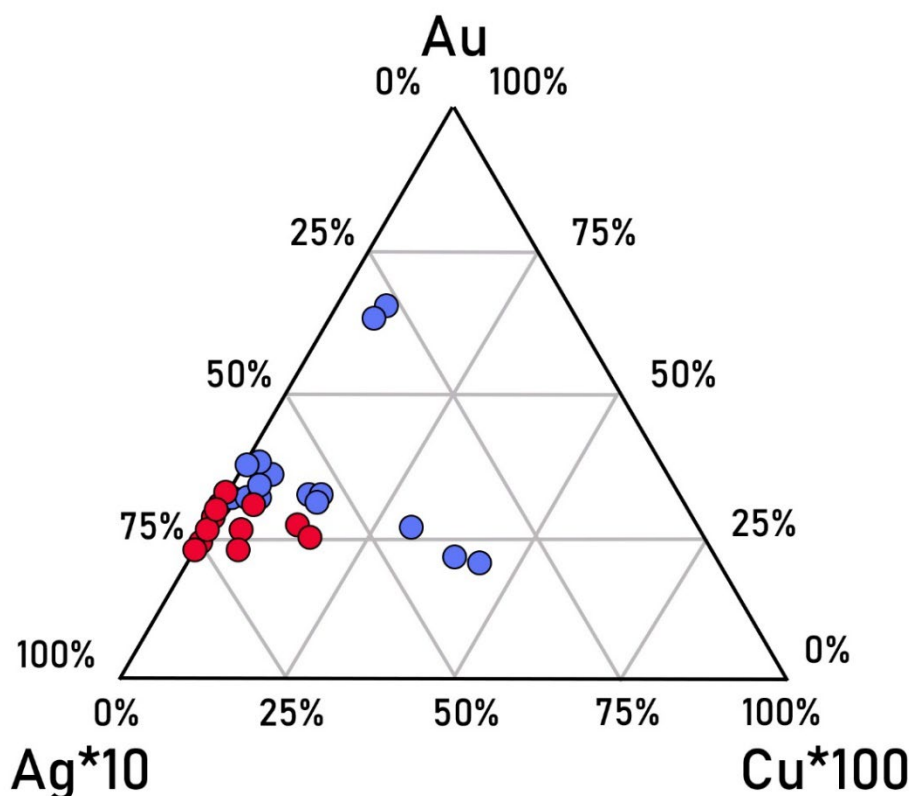


Рисунок 2. Химический состав золота в координатах Au-Ag*10-Cu*100.

Кружки красного цвета – золото Пещерного месторождения, синего – Березовского месторождения.

Для золота Пещерного месторождения характерны значительные примеси серебра (до 24 масс. %) и практически полное отсутствие меди (до 0,5 масс. %). Золото из сульфидно-кварцевых жил Березовского месторождения содержит меньшее количества серебра в сравнении с золотом Пещерного месторождения (в среднем 12–15 масс. %) с незначительными содержаниями элементов примесей: Cu, Hg и Te. Примечательно, что золото, представленное в виде включений в пирите, более высокопробное относительно золота в парагенезисе с сульфидами полиметаллической ассоциации.

Обсуждение результатов. Геологические обстановки Березовского и Пещерного месторождений имеют одну важную черту – это генетическую связь метасоматических образований с габбро-тоналит-гранодиорит-гранитовыми массивами. В то же время два обсуждаемых рудных объекта имеют целую серию контрастных отличительных черт. Для березитов Пещерного месторождения протолитом послужили вулканогенно-осадочные породы среднего состава. Метасоматиты Березовского месторождения получили распространение в большинстве своем по дайкам кислого состава. Принципиальным отличием Пещерного месторождения от большинства среднетемпературных золоторудных месторождений березит-

лиственитовой формации (в т.ч. Берёзовского), является практически полное отсутствие сульфидно-кварцевых жил и локализация самородного золота в сульфидах непосредственно в метасоматитах. Золоторудные парагенезисы этих месторождений типичны для золоторудных месторождений, связанных с интрузивными комплексами (Sillitoe & Thompson, 1998). Однако, важно отметить различия в золоторудных ассоциациях этих объектов. Для Пещерного месторождения характерно присутствие арсенопирита совместно с золотополиметаллической ассоциацией, в то время как в ассоциации Берёзовского месторождения арсенопирит не отмечен. Самородное золото из метасоматитов Пещерного месторождения по составу схоже с золотом из сульфидно-кварцевых жил Берёзовского месторождения и соответствует золоту из месторождений, связанных с интрузивными массивами («intrusion-related gold deposits»), для которых в целом характерно высокопробное золото, примеси серебра в районе (10-30 масс. %) и незначительные концентрации меди и других элементов-примесей (Sillitoe & Thompson, 1998; Спиридонов, 2015).

Выводы. В результате минераграфических исследований руд Пещерного и Берёзовского месторождений, с учетом ранее выявленных предшественниками закономерностей (Степанов, 2020), установлен ряд схожих параметров, характерных для месторождений, связанных с метасоматитами лиственит-березитовой формации. В большинстве случаев самородное золото обоих объектов находится в парагенетической связи с сульфидами полиметаллической ассоциации (халькопиритом, галенитом, сфалеритом и блеклой рудой). Отличие золоторудных ассоциаций объектов заключается в распространении арсенопиритовой минерализации на Пещерном месторождении. Даже с учетом отличий от таких типичных объектов, как Березовское месторождение, Пещерное по химическому составу золота по большинству характеристик схоже с месторождениями золота, связанными с интрузивными массивами «intrusion-related gold deposits» (Sillitoe & Thompson, 1998).

Автор благодарен профессору Санкт-Петербургского горного университета Козлову А. В. за консультацию в написании работы.

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле М.: Metallurgizdat. 1947. 264 с.

Бортников Н.С., Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Викентьев И.В., Мурзин В.В., Наумов В.Б., Носик Л.П. Роль магматогенного флюида в формировании Березовского мезотермального золото-кварцевого месторождения, Урал // ДАН. 1998. Т. 363. № 1. С. 82—85.

Кузнецов, Д. В. Этапы метасоматических преобразований в лампрофирах золоторудного месторождения Пещерное (Северный Урал) / Д. В. Кузнецов, С. Ю. Степанов, А. В. Бутняков // Металлогения древних и современных океанов. 2023. Т. 29. С. 118-122. EDN RAXLRX.

Несис В.Н., Мотов А.П., Бутняков А.В. Геохимические признаки и границы золоторудных полей района месторождений Горнячка и Пещерное, Северный Урал // Руды и металлы. 2020. № 1. С. 32—38.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск. УрО АН СССР. 1984. 208 с.

Самарцев И.Т., Захваткин В.А., Казимирский В.Ф. О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Геология рудных месторождений. 1973. Т. 15. № 1. С. 110—117.

Спиридонов Э.М., Нурмухаметов Ф.М., Сидорова Н.В., Коротаева Н.Н., Куликова И.М., Поленов Ю.А., Трошкина А.Н. Сингенетичные циркон, монацит, ксенотим и фторапатит апопикритовых флогопит-магнезитовых гумбеитов Березовского месторождения золота, Урал // Новые данные о минералах (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН). 2013. вып. 48. С. 37—56.

Степанов С. Ю., Шагалов Е. С., Паламарчук Р. С. и др. Минералого-геохимические признаки метасоматических преобразований гранитов в дайках северной части Березовского рудного поля (Средний Урал) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 8. С. 995-1018. DOI 10.15372/GiG2019176. EDN RSZZPP.

Sillitoe R.H., Thompson J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits // Resour. Geol. 1998. v. 48. № 4. P. 237—250.

Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V. The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs // Ore Geol. Rev. 2017. v. 91. P. 837—863.

Сравнительный анализ россыпного самородного золота Мурзинской группы россыпей (Северный Урал) и Миасской россыпной зоны (Южный Урал)

Козин А. К.¹, Степанов С. Ю.¹

¹ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс, kozin.00@bk.ru

Введение. Россыпные месторождения золота формируются в совокупности эндогенных процессов, образующих коренные источники, и экзогенных, приводящих к их разрушению и концентрированию полезного компонента. Задачи поисковой геологии требуют для каждой конкретной территории понимания специфики развития и тех, и других процессов. Для решения этих вопросов традиционно применяются детальные минералогические исследования самородного золота. Химические и физические особенности самородного золота, а также широкий набор типоморфных признаков делают этот минерал весьма информативным как с точки зрения условий его роста, так и последующих преобразований. Наиболее результативным способом выявления закономерностей изменения самородного золота в россыпях является сравнение золотой минерализации разных россыпей. Целью данной работы является сопоставление различных россыпных объектов и определение влияния особенностей формирования коренных источников и гипергенных процессов на состав, строение и форму самородного золота.

Материалы и методы. Для сравнительного анализа выбраны две группы россыпей Миасская, расположенная на Южном Урале и Мурзинская на Северном Урале. Для обеих групп россыпей устанавливается связь с рудными объектами кварцево-жильной формации, получившими широкое развитие и обладающими наибольшей продуктивностью для формирования золотых россыпей на Урале. В ходе полевых работ в долинах 14 современных водотоков были пройдены шурфы, вскрывающие аллювиальные и делювиально-аллювиальные отложения. Отобранные бороздовые пробы были промыты в полевых условиях на старательских лотках до серого шлиха с последующим извлечением знаков самородного золота методом отдувки.

Методика исследований. Характеристика типоморфных особенностей россыпного самородного золота проводится на основании как традиционных, так и современных методов изучения минералов. Форма золотинок была исследована с помощью бинокулярного микроскопа и растровой электронной микроскопии. Составы самородного золота получены методом электроннозондового микроанализа на электронном микроскопе с волно-дисперсионным спектрометром. Внутреннее строение золотинок и ориентировки кристаллических решёток изучены методом дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD). Приведённые данные о геологическом строении исследуемых россыпей основаны на полевых наблюдениях авторов и фондовых материалах поисковых и разведочных работ

Результаты исследований. Миасская россыпная зона расположена на Южном Урале и протягивается вдоль Главного Уральского разлома (ГУР). Для данного района характерно сложное геологическое строение типичное для сутурных зон. В геологическом строении территории принимают участие серпентинитовый меланж, карбонатно-терригенные осадочные комплексы, вулканогенно-осадочные толщи кислого среднего и кислого состава, гипербазит-базитовыми и гранодиорит-гранитовыми массивами. В районе распространены месторождения и рудопроявления золота различных формаций, среди которых необходимо отдельно выделить золото-кварцево-жильные объекты, связанные с листовниками, развивающимися по серпентинизированным гипербазитам. Исследования множества мелких месторождений и рудопроявлений этого типа позволили обосновать их орогенную природу и ключевой вклад в формирование россыпей (Belogub et al., 2017), эти выводы были подтверждены при изучении самородного золота и шлиховых ассоциаций минералов россыпей (Козин и др., 2023). Широкое

распространение таких объектов вдоль ГУР обусловило формирование множества россыпей в логах и долинах мелких водотоков. Россыпи Миасской долины принадлежат к аллювиальному долинному и делювиально-аллювиальному типам, их формирование происходило в четвертичное время.

В россыпных отложениях преобладает самородное золото крупностью $-0.5 +0.25$ мм. Степень окатанности золотин низкая, распространено золото рудного облика. Характерны сложные комковидные и интерстициальные формы со множеством ответвлений. Поверхности золотин гладкие, отмечаются скульптуры отпечатков граней жильных минералов, а также ступенчатые поверхности совместного роста. Значительно реже встречаются средне окатанные индивиды комковидной формы с бугристо-ямчатыми поверхностями и следами механических деформаций в гидродинамической среде.

Химический состав самородного золота выдержан в различных россыпях, основной примесью является серебро, содержание которого составляет от 4.5 до 23.4 масс. % при среднем значении 9.9 масс. %. Весьма характерно присутствие ртути в количестве первых процентов (до 5.14 масс. %). В большинстве золотин отмечается незначительная примесь висмута (0.0n масс. %). В двух индивидах установлено содержание меди. Минеральные включения в самородном золоте практически отсутствуют, обнаружены редкие включения кварца и теллуровисмутида.

Установлено, что большинство золотин представляют собой агрегаты с зернистым строением, реже встречаются монокристаллы. Дифракция обратно-рассеянных электронов позволила выявить большое количество механических деформаций самородного золота, выраженных в образовании двойников и участков локальных разориентировок кристаллической решётки. У наиболее окатанных зёрен в периферической части развиты цельные высокопробные каймы с повышенной пробностью, для неокатанных зёрен характерны лишь небольшие высокопробные зоны в участках наибольших деформаций на поверхности. Эти каймы и участки имеют тонкозернистое мозаичное строение.

Мурзинская группа россыпей расположена в Тагильской мегазоне на восточном склоне Северного Урала. Большая часть россыпей залегает на позднеордовикских амфиболитах мариинского метеморфического комплекса и раннесилурийских вулканитах кабанской свиты, вмещающих многочисленные комагматичные им субвулканические образования долеритов и риодацитов. На небольшом расстоянии от территории развития россыпей находятся крупные интрузивные массивы: павдинский базитовый массив на западе и каменский диоритовый массив на севере. Одна из главных трудностей при определении коренных источников этих россыпей заключается в том, что вблизи не известно ни одного месторождения золота. Единственное выявленное в данном районе рудопроявление относится к золото-кварцевому типу. Масштабные исследования (Сигов, 1969) позволили реконструировать историю геоморфологического развития описываемой территории и выявить этапы интенсивного формирования россыпей, которые приходились на позднемезозойское и неоген-четвертичное время. В долинах современных водотоков, в которых были пройдены шурфы, развиты четвертичные и неогеновые золотоносные аллювиальные отложения.

Самородное золото Мурзинской группы россыпей характеризуется комковидными, слабо уплощёнными и удлинёнными формами. Золотины средне и хорошо окатаны со следами перековки и смятия, что затрудняет определение первичной морфологии. Лишь единичные зёрна окатаны слабо и имеют рудный облик, на их поверхностях отмечены индукционные штриховки. Размер индивидов золота в россыпях выдержанный, преобладающие фракции крупности 0.5–1 мм и 1–2 мм.

Пробность золота изменяется в пределах от 834 до 940. Основной примесью является серебро, его среднее содержание составляет 13,2 масс. %. Второстепенной примесью является ртуть, практически постоянно фиксируемая в составе золотин, её концентрации в среднем составляют 1 масс. %. В единичных зёрнах обнаружена примесь меди, содержание которой достигает 2,3 масс. %

Отличительной чертой золота из россыпей Мурзинской группы является большое число минеральных включений. Наиболее часто встречаются включения кварца, кальцита, эпидота, пирита; менее распространены халькопирит, галенит и теллуриды серебра.

В результате использования метода дифракции обратно-рассеянных электронов было установлено мелкозернистое внутренне строение самородного золота. При этом практически все изученные золотины имеют цельные высокопробные периферические каймы тонкозернистого мозаичного строения. Мощность кайм варьируется от 5 до 40 мкм, а в их строении выделяется две части: внешняя пористая и цельная внутренняя. Другой важной чертой внутреннего строения самородного золота является развитие по границам зёрен, слагающих агрегаты золота высокопробных прожилков. Были также отмечены двойники и зоны деформаций, вызванные механическим воздействием.

Обсуждение результатов. Рассмотренные группы россыпей имеют ряд сходств и различий образования и развития, отражённых в типоморфных особенностях самородного золота.

Весьма схожими являются составы самородного золота обеих групп россыпей, близки показатели пробности. Характерными являются примесь серебра с содержанием 4–24 масс. %, присутствие ртути с содержанием на уровне 1 масс. % и практически абсолютное отсутствие примеси меди. Столь близкие значения среднего химического состава указывают на принадлежность коренных источников к единой рудной формации. Данное предположение подтверждается схожим размером золотинок, а также их формой. Исследования самородного золота различных золоторудных районов России (Никифорова, Толстов 2022; Николаева и др., 2015) показали, что подобные пробность самородного золота и содержания серебра характерны для месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации. В работах (Chapman et al., 2011), посвящённых типоморфизму самородного золота Британской Колумбии, было установлено, что относительно высокие содержания ртути – типичное явление для орогенных гидротермальных золоторудных систем.

Микровключения в самородном золоте также могут указывать на формационную принадлежность и условия формирования коренного оруденения. Отмечены различия в наборе и количестве минеральных включений. Самородное золото Миасской зоны характеризуется малым количеством включений и небольшим набором минералов, в то время как в золоте из Мурзинской группе россыпей включения обнаруживаются практически во всех золотилах, при этом распространены низкотемпературные кальцит и эпидот. Данный факт может указывать на образование коренных источников Мурзинских россыпей при меньшей температуре и, вероятно, на меньших глубинах, по сравнению с коренными источниками Миасских россыпей.

Форма и внутреннее строение самородного золота отражают значительные различия в экзогенном этапе его истории в двух районах. В золоте из россыпей Мурзинской группы обнаружены высокопробные прожилки, развивающиеся по границам зёрен, слагающих агрегаты. Интенсивное развитие межзерновых прожилков высокой пробности традиционно рассматривается в качестве признака нахождения золотинок в коре выветривания. Таким образом, для самородного золота Мурзинской группы россыпей установлены признаки продолжительного нахождения в корах выветривания, что согласуется с историей развития территории (Сигов, 1969). Для самородного золота Миасской долины такие структуры обнаружены не были.

Формирование россыпных объектов Миасской долины происходило за счёт коренных источников, расположенных в непосредственной близости в условиях незначительной транспортировки золота в гидродинамической среде. Об этом свидетельствует низкая степень окатанности, рудный облик золотинок, а также небольшое количество деформаций. Подчинённое значение имеют россыпи, содержащие хорошо окатанное самородное золото, формирование которых происходило за счёт переотложения промежуточных коллекторов. Даже в наименее окатанных золотилах отмечено присутствие высокопробных кайм, получивших развитие в деформированных участках. Наиболее вероятным объяснением их мозаичного строения и повышенной пробности является образование в результате перекристаллизации, вызванной механическими деформациями кристаллической решётки, сопровождавшийся выносом примесных компонентов (Козин и др., 2023).

Самородное золото россыпей Мурзинской группы несёт следы более продолжительной транспортировки водными потоками, которая выражается в высокой и средней степени окатанности и значительных деформациях индивидов золота. Особое внимание необходимо уделить высокопробным каймам, отличающимся сложным строением. Внутренняя монолитная часть кайм, как и в случае золота Миасских россыпей, представляет собой тонкозернистый мозаичный агрегат индивидов полиэдрической формы размером 1-10 мкм. Для этих частей кайм также предполагается образование в результате перекристаллизации. Пористая кавернозная часть кайм, вероятно, является следствием электрохимической коррозии самородного золота при его нахождении в россыпных отложениях. При этом оболочки несут отчетливые признаки перековки и механического воздействия. Наиболее логично такое сочетание структур в периферических частях золотин может быть объяснено последовательной сменой периодов миграции золотин и пребывания в покое. С учётом особенностей внутреннего строения для самородного золота Мурзинской группы россыпей можно восстановить следующие этапы преобразований в экзогенных условиях. Нахождение самородного золота в корах выветривания, сопровождающееся образованием межзерновых прожилков – миграция золотин в гидродинамических средах, приведшая к возникновению механических деформаций – отложение в аллювии водотоков, во время которого происходила перекристаллизация деформированных участков с выносом примесей и разрушение внешних оболочек в результате электрохимической коррозии – транспортировка на другие гипсометрические уровни, сопровождающаяся смятием и частичной перековкой внешних корродированных участков – отложение в современных долинах водотоков.

Выводы. Установленные закономерности позволяют говорить о сходствах коренного оруденения, служившего источником самородного золота Мурзинской и Миасской групп россыпей, и о значительных различиях экзогенных условий, в которых происходило их формирование. Химический состав самородного золота указывает на принадлежность коренных источников обеих групп россыпей к малосульфидной золото-кварцевой формацией, предположительно, орогенного генезиса. Набор минеральных микровключений свидетельствует о более низких температурах коренных руд в районе Мурзинской группы россыпей. Особенности внутреннего строения позволили установить разницу в экзогенных преобразованиях, которым подвергалось самородное золото. Для Миасской долины установлено формирование россыпных месторождений в условиях ближней транспортировки золотин с их минимальными изменениями в зоне гипрегенеза. Самородное золото Мурзинской группы россыпей несёт следы продолжительного нахождения в коре выветривания, более дальней транспортировки водотоками и неоднократной миграции на другие гипсометрические уровни.

Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Жданова В.С. Шлиховые ассоциации минералов золотоносных россыпей Миасской россыпной зоны (Южный Урал) и возможные коренные источники золота // Геология и геофизика. т. 64 (9). с. 1219–1237.

Никифорова З.С., Толстов А.В. Золотоносные россыпеобразующие формации востока Сибирской платформы: происхождение и перспективы // Геология рудных месторождений, 2022. т. 64. № 2. С. 165—190.

Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас. М., ЦНИГРИ. 2015. 200 с.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра. 1969. 296 с.

Belogub E.V., Melekestseva I.Yu., Novoselov K.A., Zobotina M.V., Tret'yakov G.A., Zaykov V.V., Yuminov A.M. Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): A review // Ore Geol. Rev. 2017. v. 85. P. 247—270.

Chapman R.J., Mortensen J.K., LeBarge W. Styles of lode gold mineralization contributing to the placers of the Indian River and Black Hills Creek, Yukon Territory, Canada as deduced from microchemical characterization of placer gold grains // Miner. Deposita. 2011, v. 46. P. 881—903.

Индикаторная роль характеристик REE в железо-марганцевых рудах Ботомской рудной зоны, Республика Саха (Якутия)

Козлов Г. А.¹,

¹ ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Gleb_Kozlov@vsegei.ru

Область развития комплексной железо-марганцевой минерализации в пределах Центральной Якутии охватывает значительную территорию от левобережья р. Алдан на юге до правых притоков р. Лена на севере. В опубликованных и фондовых материалах она фигурирует как Центрально-Якутский железорудный бассейн (Геология..., 1979), который объединяет более сотни проявлений железной, марганцевой и комплексной железо-марганцевой с золотом минерализации, локализованных как в кембрийских карбонатных отложениях, так и перекрывающих их с стратиграфическим несогласием юрских и палеоген-неогеновых терригенных толщ.

В его пределах выделяется ряд более крупномасштабных минерагенических подразделений, в том числе Ботомская минерагеническая зона с Усть-Ботомским рудным узлом и Улуйский потенциальный золото-железорудный район, выделенные южнее г. Якутск на водоразделе рек Лена и Амга (Лебедев и др., 2022).

Наиболее изученными в пределах площади является малое месторождение Ботомское и пространственно связанные с ним рудопроявления. Не смотря на длительную историю геологического изучения и освоения данных объектов, вопросы их генезиса остаются не раскрытыми. Формирование их связывалось предшественниками с процессами осадконакопления и выноса гелей железа гидрогенными растворами из терригенных и прибрежно-морских юрских осадков и локализацией на геохимическом барьере с карбонатным комплексом. Возраст руд оценивался разными исследователями как триасовый «доюрский» (Киселев, 1968; Протопопов, 1927), верхнеюрский киммериджский (Савко, 2010), палеогеновый или неоген-четвертичный (Камалетдинов и др., 1984ф; Гаев и др., 1992ф; Щербаков...1999).

Объект исследования располагается в юго-восточной части Сибирской платформы в зоне сочленения двух крупных структурно-тектонических комплексов осадочного чехла: Вилуйской синеклизы и Алданской антеклизы. В геологическом строении принимают участие породные комплексы трех структурных этажей.

Нижний представлен карбонатными известково-доломитовыми, известково-глинистыми и органогенно-обломочными отложениями ранне-среднекембрийского возраста полого падающими на северо-восток.

Они с несогласием перекрываются породами среднего структурного этажа: прибрежно-морскими грубообломочными и песчано-глинистыми отложениями раннеюрского возраста (укугутская свита). Фрагментарно в зоне контакта данных комплексов развита площадная кора выветривания, возраст которой оценивается как поздне триасовый (Киселев, 1968). В данных породах оруденение (далее укугутский тип) представлено пластами, прослоями и линзами в базальных горизонтах и непосредственно на контакте с подстилающим карбонатным комплексом, мощностью от 0,5 до 5,0 м при протяженности до 1 км (Щербаков и др., 1999)

Отложения верхнего структурного этажа имеют ряд различий в пределах участков территории. На юге, в наиболее возвышенной части водораздела рек Амга и Ботома, они представлены палеоценовыми переотложенными корами выветривания, выполняющими карстовые полости в кембрийских карбонатных отложениях (кырбыканская толща) мощностью до 100 м. Оруденение в них представлено линзами, пластами и скоплениями обломков бурых железняков мощностью от 0,5 до 13,7 м, протяженностью в первые сотни метров (далее кырбыканский тип).

На севере площади, в долине р. Ботома распространены более молодые эоцен-миоценовые аллювиально-озерные отложения сырсарской толщи, мощностью до 45 м. Оруденение в данных

породах представлено слоями, линзами и горизонтами бурых железняков в основании толщи, при мощности 1.0-8.0 м и протяженности в сотни метров, до первых километров (Щербаков и др., 1999) (далее сырсарский тип). Рудовмещающие отложения с несогласием залегают как на частично эродированной коре выветривания карбонатного комплекса, так и на неизменных породах кембрия. Вопрос их границы с юрскими отложениями остается дискуссионным.

Магматические образования представлены линейными роями северо-восточного простирания дифференцированных даек долерит-гранодиоритового состава девонского возраста, широко распространенными в пределах территории (чаро-синский комплекс).

Предшествующие исследования позволили установить различия в генезисе и возрасте формирования оруденения трех разных типов, а также и закономерную их связь. В частности, образование руд укугутского типа шло в субаквальных прибрежно-морских или переходных условиях в юрское время, в то время как руды кырбыканского и сырсарского типа формировались в кайнозойское время, как за счет разрушения руд укугутского типа (поступали в зону накопления с востока и юга), так и различных рудных и магматических образований. При этом, породы трех типов подверглись длительному и растянутому по времени влиянию эпигенетических гипергенных и гидрогенно-инфильтрационных процессов (Козлов, 2023).

Концентрации REE в породах территории различна. Так в породах кырбыканского типа содержания Σ REE составляет в среднем 89,20 г/т при минимальном значении в 5,7 г/т и максимальном до 432,0 г/т. В породах сырсарского типа концентрация Σ REE в среднем составляет 81,9 г/т, при минимальных значениях 34,2 г/т и максимальном 217,35 г/т. Породы укугутского типа характеризуются наименьшими значениями Σ REE при среднем содержании 43,8 г/т, минимальном – 15,1 г/т и максимальном 132,43 г/т.

На текущий момент стандартные характеристики для образований различного генезиса (гидрогенные, диагенетические, гидротермально-метасоматические) хорошо проработаны для руд и рудоносных осадков океанического и морского происхождения. Применение их к рудам континентального генезиса зачастую дает неоднозначные результаты, в том числе потому, что характер распределения REE в породах изучаемого типа является результирующей индивидуальных вкладов слагающих их компонентов (оксиды и гидроксиды Fe-Mn, аутигенные минералы, аллотигенная примесь), по-разному концентрирующих REE в сходных условиях (Yang et al., 2017, Некипелова и др. 2022).

Результаты факторного и корреляционного анализов показывают, что концентрация, и характер фракционирования REE в породах различных типов в целом, зависит от содержания MnO и Fe₂O₃. Высокие содержания P₂O₅ и As в породах совпадают с таковыми для REE, но без отчетливой зависимости при незначительной степени корреляции. Однако породы кырбыканского и сырсарского типа имеют выраженную прямую корреляцию всех спектров REE и Na. Помимо этого, можно отметить корреляции Al₂O₃ и Σ REE в породах сырсарского типа, Σ REE с Zn при ярко выраженным, почти субвертикальным трендом для пород укугутского и сырсарского типа и логарифмическим трендом для пород кырбыканского типа. Это позволяет предположить, что концентрация Σ REE в породах зависит от объема железистой составляющей, в то время как для пород кырбыканского типа значительный вклад вносят аллотигенная, а для пород сырсарского и укутского типа – аутигенная составляющие.

Для пород кырбыканского типа, с учетом литологических особенностей состава, может быть смоделирован механический привнос щелочных полевых шпатов (альбита) из даек гранодиоритов чаро-синского комплекса и ассоциированных с ним проявления фельдшпатит-фельдшпатолитового метасоматоза, включающего пункты минерализации Ta, Nb.

Характер фракционирования REE в породах и значения Ce- Eu- и Y-аномалий позволяют предположить условия формирования и наложенных процессов на руды были схожими.

Характеристики спектров распределения REE в породах приводятся с учетом сравнения с рядом объектов-аналогов и стандартных значений, нормированных на стандарт PAAS (Taylor et al., 1985). Породы трех типов выражено обеднены Σ REE и имеют слабо выраженный экстремум в спектре MREE, при относительном обеднении пород LREE. Такие характеристики спектра являются весьма характерными для пород дельтаво-руслового осадконакопления,

формировавшихся в осцилирующих редокс-условиях (Yang et al., 2017), при растворении неустойчивых фаз морских железняков в аэробных условиях, способствующих истощению REE. (Rudmin et al., 2021).

В то же время, породы укугутского типа характеризуются наличием двух различных групп фигуративных полей. Первая – с незначительным обеднением в спектре LREE и близнормальном значении в спектрах MREE-HREE – в целом, весьма схожая с усредненным спектром континентальных оолитовых железных руд Бакчарского месторождения. Вторая группа – с выраженным обеднением LREE и слабым обеднением HREE и MREE. Причина тому может быть в длительном воздействии на породы поровых вод в промежуточных окислительно-восстановительных условиях при аккумуляции REE (преимущественно LREE) в поровых вод. Это согласуется и с значениями Ce-аномалии для пород в среднем составляющей 0,84. Более высокое содержание HREE может быть обусловлено большим количеством минеральных форм с P_2O_5 , которые могут избирательно аккумулировать HREE (Rudmin et al., 2021).

Для пород кырбыканского типа, сформированных за счет перемива пород укугутского типа, наблюдается сходная картина, при более выраженном обеднении LREE и слабо отрицательном наклоне в спектре HREE. В сочетании с преимущественно положительной Ce-аномалией, в среднем 1,24, это может указывать, на более длительное и интенсивное воздействие окислительных процессов на породы, в том числе, процессов формирования кор выветривания.

Наконец, руды сырсарского типа характеризуются отсутствием выраженной Ce-аномалии (среднее значение – 0,92) при менее выраженном обеднении LREE и слабом обеднении HREE. Такой спектр может быть обусловлен вкладом силикатного и алюмосиликатного материала, что подтверждается большей корреляцией Al_2O_3 и SiO_2 в рудах данного типа.

Кроме того, положительные Eu-аномалии, характерны только для пород сырсарской и кырбыканской толщи, что согласуется с предложением об отличном источнике вещества в петрофонде питающей провинции, по сравнению с таковым для пород укугутского типа. Ими могут являться гидротермально-метасоматические апокарбонатно-кремнистые образования и сульфидные руды во вмещающих карбонатных отложениях территории. В раннеюрское время базис эрозии еще не достиг уровня их распространения и они, вероятно, оставались захороненными.

Для реконструкции источников вещества морских Fe-Mn осадков используют дискриминационные диаграммы отношений величины Ce_N/Ce_N^* с Nd и Y_N/No_N (Bau et al., 2014). Полученные данные на диаграмме отношений Ce_N/Ce_N^* с Nd показывают, что образцы всех трех типов формируют компактное фигуративное поле, располагающееся в зоне сочленения полей различного генезиса. При этом породы кырбыканского типа тяготеют к полю гидрогенного источника, в то время как породы сырсарского формируют облако в зоне сочленения трех генетических типов, а породы укугутского типа попадают в поле гидротермального источника.

На диаграмме отношений Ce_N/Ce_N^* и Y_N/No_N фигуративные точки формируют обширное поле, где образцы сырсарского и укугутского типов располагаются преимущественно в полях гидрогенного и диагенетического типа, а породы кырбыканского типа – в поле гидрогенного и гидротермального типа. Полученные данные могут быть объяснены влиянием гипергенных процессов, обуславливающих различное поведение Y в коре выветривания, где на определенных горизонтах в условиях окисления происходила его десорбция с перетолжением. На это указывает, в частности, вариация значений Y-аномалии от 0,82 до 4,8.

Таким образом, характеристики фракционирования REE вместе с данными поведения основных петрогенных и примесных элементов подтверждают генетические различия и, в то же время, схожесть и парагенетическую связь рассматриваемых типов руд. Все типы пород формировались в условиях континентальных обстановок, в условиях обогащения среды кислородом, а впоследствии подверглись интенсивному гипергенному и гидрогенно-инфильтрационному преобразованию.

Руды укугутского типа могли формироваться в прибрежно-морской и эстуариевой обстановке, в то время как руды сырсарского типа формировались в континентальных аллювиально-озерных условиях. Руды же кырбыканского типа первоначально формировались

как более мелководный аналог руд укугутского типа, но в дальнейшем были подвергнуты наибольшему наложенному гипергенезу, совместно механическим перемещением в карстовые полости кембрия. При этом, характеристика распределения REE и характеры Eu- и Ce-аномалий указывают на различия в составе петрофонда питающей провинции, а именно, участии продуктов размыва кислых вулканических пород, сульфидных и карбонатных марганцевых руд в формировании руд сырсарского и кырбыканского типов.

Геология СССР. Том XVIII. Якутская АССР. Полезные ископаемые / Под ред. Козловский Е.А. // М.: Недра. 1979. 411 с.

Лебедев И.О., Козлов Г.А., Молчанов А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Вилуйская. Лист Р-52 – Якутск. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. 290 с.

Киселев А.Е. Предъюрский перерыв осадконакопления в Вилуйской синеклизе и Предверхоанском краевом прогибе // Геология и Геофизика. № 9. 1968. 53 с.

Некипелова А.В., Сокол Э.В., Кох С.Н., Филиппова К.А. Керченские осадочные железные руды-нетрадиционный источник Nd и MREE: особенности и перспективы // Руды и металлы. 202., вып. 1. С. 106-120.

Козлов Г.А. Генезис и геохимические особенности железомарганцевых руд Ботомской минерагенической зоны, Республика Саха (Якутия). / Рудная школа 2023. Сборник тезисов докладов IV Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ (15–17 февраля 2023 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ») // М.: ЦНИГРИ. 2023. С. 94-98.

Протопопов В.А. Ботомское месторождение железной руды. Отчет. инж. Протопопова В.А. / Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. // Якутск. 1927, № 2. С. 53-66.

Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историко-минералогический анализ геологического прошлого континентов. Статья 5. Киммерийский этап // Вестник ВГУ, серия: геология. 2010. № 2. С. 6-31.

Щербаков О.И., Юганова Л.А., Кокоулин М.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Амгинская, Листы Р-52–XXV (Синск), Р-52–XXVI (Тит-Ары), Р-52–XXVII (Булгунняхтах). Объяснительная записка. СПб.: Карт. Фабрика ВСЕГЕИ. 1999. 75 с.

Вау, М., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J.R., Usui A. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. // Chem. Geol. 2014. V. 381. P. 1–9.

Rudmin M., Kalinina N., Banerjee S., Reva I., Kondrashova E., Kanaki A., Trubin Y., Baldermann A., Mazurov A. Origin of Oligocene channel ironstones of Lisakovsk deposit (Turgay depression, northern Kazakhstan) // Ore Geology Reviews. 2021. V. 138. P. 104–391.

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its evolution and composition // London: Blackwell. 1985. 312 p.

Yang J., Torres M., McManus J., Algeo T.J., Hakala J.A., Verba C. Controls on rare earth element distributions in ancient organic-rich sedimentary sequences: role of post-depositional diagenesis of phosphorus phases // Chemical Geology. 2017. v. 466. P. 533-544.

Особенности химического состава апатита Тарутинского медно-скарнового месторождения (Южный Урал)

Корякина А. В.^{1,2}, Плотинская О. Ю.²

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, anna8691koryakina@yandex.ru

²ИГЕМ РАН, г. Москва

Тарутинское медноскарновое месторождение находится в 220 км к югу от г. Челябинска, в зоне сочленения Восточно-Уральской вулканогенной зоны и Зауральского микроконтинента. Месторождение приурочено к южному контакту Южно-Карамысовского массива диоритов и вулканогенно-осадочной катенинской толщи силурийско-девонского возраста (Грабежев и др, 2005).

Скарны представляют собой тела мощностью 1-28 м и длиной 50-100 м, перемежающиеся с измененными гранитоидами. Скарны практически повсеместно подверглись вторичным изменениям – гистерогенному разложению и сульфидизации. Главными минералами скарнов является гранат и эпидот, в подчиненном количестве встречается амфибол и пироксен (Грабежев и др, 2002).

Важную роль в процессах гидротермального рудообразования играют галогены (Грабежев и др, 2010), вариацию содержаний которых отражает состав апатита. В данной работе был изучен апатит скарнов скважин 506 и 3712. Изучение состава минералов проводилось на электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания, аналитик Н. Н. Коротаева).

Зерна апатита в изученных нами скарновых породах развиваются совместно с кварцем, хлоритом, карбонатом и рудными минералами на поздних стадиях гидротермального процесса. Апатит наблюдается в виде включений в зернах граната (рис.1а-б), а также совместно с другими поздними минералами в трещинах, в интерстициях зерен граната, а также на месте замещения зерен граната (рис.2в-г). Часть зерен имеет ксеноморфную форму, размером около 10 микрометров. Другие зерна гипидоморфные, размером от 10 до 100 микрометров.

Апатиты из скарновых пород Тарутинского месторождения характеризуются высокими содержаниями фтора (от 1.5 до 4.19 мас. %) (рис.2а) и низкими содержаниями хлора (от 0.1 до 1.32 мас. %) (рис.2б).

Такая закономерность продолжает тенденцию, выявленную А. И. Грабежевым при изучении химического состава апатита магматических пород на Тарутинском месторождении (Грабежев и др, 2010). Содержание фтора изменяется от 1.15 ± 0.13 мас. % (при содержании хлора 0.91 ± 0.41 мас. %) в диорите до 2.56 ± 0.90 мас. % (при содержании хлора 0.38 ± 0.18 мас. %) в измененном плагиограните, а содержание хлора от 0.07 ± 0.03 мас. % (при содержании фтора 2.06 ± 0.29 мас. %) в послерудном микропегматитовом гранодиорите до 0.91 ± 0.41 мас. % (при содержании фтора 1.15 ± 0.13 мас. %) в серицитизированном диоритовом порфирите.

Исходя из полученных результатов и данных предшественников можно сделать вывод, что ранние слабоизмененные магматические породы характеризуются самыми низкими содержаниями фтора и самыми высокими хлора. В более измененных магматических породах содержание фтора увеличивается, а хлора уменьшается. В скарновых породах мы наблюдаем наибольшие содержания фтора, при различных содержаниях хлора. И самыми низкими содержаниями хлора характеризуются послерудные гранитоиды, которые образуют на месторождении малые жильные тела.

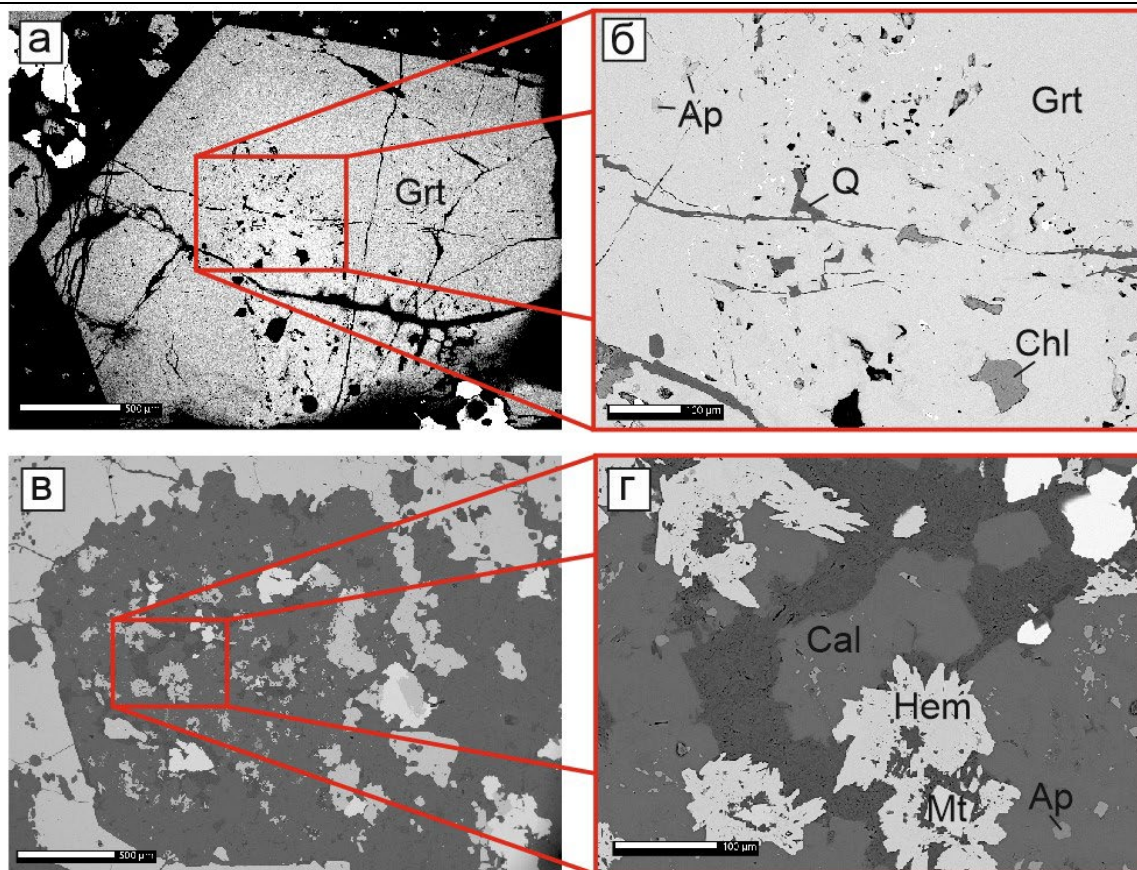


Рисунок 1. Апатит Тарутинского месторождения в обратно-рассеянных электронах.

а – зерна апатита образуют включения в гранате в образце Tar-3712-163.1; б – увеличенный фрагмент (а); в – зерна апатита, развивающиеся совместно с поздними минералами в образце Tar-506-153; г – увеличенный фрагмент (в).

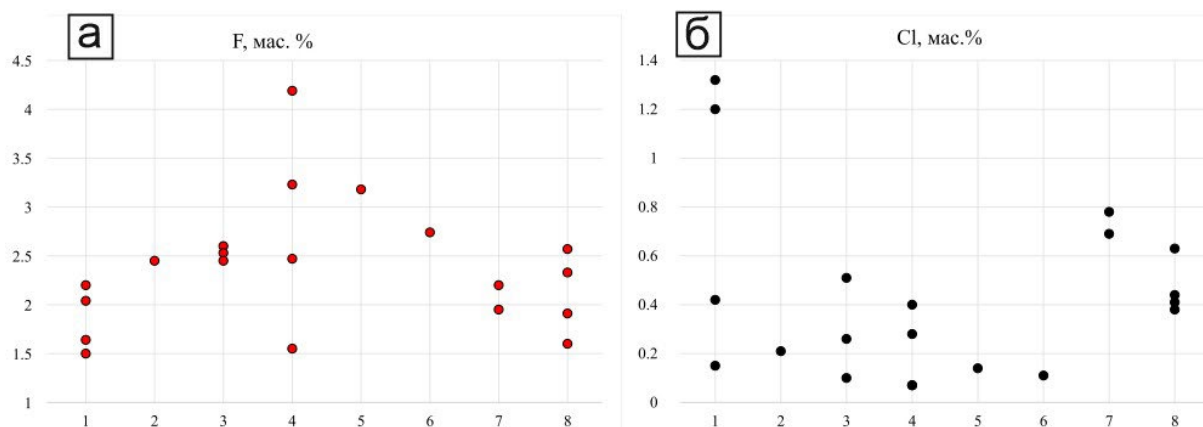


Рисунок 2. а – содержание фтора в скарновых породах Тарутинского месторождения; б – содержание хлора в скарновых породах Тарутинского месторождения.

1 – Tar-3712-163,1 – включения в зернах граната; 2 – Tar-3712-164 – включения в зернах граната; 3 – Tar-3712-187,5 – включения в зернах граната и в интерстициях зерен граната; 4 – Tar-506-127 – зерна, развивающиеся по гранату; 5 – Tar-506-137 – в интерстициях зерен граната; 6 – Tar-506-153,6 – в интерстициях зерен граната; 7 – Tar-506-156,3 – зерна, развивающиеся по гранату; 8 – Tar-506-153 – зерна, развивающиеся по гранату.

Такая зависимость связана с тем, что по мере кристаллизации основного гранитоида в каждой последующей генерации апатита наблюдается увеличение содержания фтора (Грабежев и др, 2010), а любые даже низкотемпературные метасоматические изменения приводят к

уменьшению содержания хлора в апатите. Данная зависимость подтверждается многими исследователями и в основном обусловлена понижением температуры, что подтверждается экспериментальными работами (Коржинский, 1991).

Грабежев А. И., Белгородский Е. А., Сотников В. И., Гмыра В. Г. Скарны Тарутинского скарново-медно-порфирикового месторождения (Южный Урал) // Петрология. 2002. Т. 10. № 1. С. 46-59.

Грабежев А. И., Гмыра В. Г., Вигорова В. Г., Пальгуева Г.В. Гранаты из скарнов Гумешевского и Тарутинского скарново-медно-порфириковых месторождений // Вестник Уральского отделения. 2005. Т. 4. С. 55-60

Грабежев А. И., Воронина Л. К., Чашухина В. А. Фтор и хлор в апатитах медно-скарновых и скарново-медно-порфириковых месторождений Урала // Ежегодник-2010, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158, 2011, с. 91–94

Грабежев А. И., Смирнов В. Н., Воронина Л. К., Гмыра В. Г. Галогены в апатитах рудно-магматических медно-порфириковых систем Среднего Урала // Ежегодник-2010, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158, 2011, с. 95–99

Коржинский М. А. Поведение растворенного солевого вещества в хлоридно- углекисловодном флюиде. Система $H_2O-HCl-CO_2$ // Геохимия. 1991. № 6. С. 755-768.

Новые данные о Se-Te минерализации в рудах Озерновского месторождения, Центральная Камчатка

Кудаева Ш. С.¹, Скильская Е. Д.¹, Козлов В. В.²

¹ИВУС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, kudaeva.sharapat@gmail.com

²ИГЕМ РАН, г. Москва

Озерновское месторождение расположено в пределах Северо-Камчатского горнорудного района, в 140 км севернее пос. Ключи и 600 км от г. Петропавловск-Камчатский. Оно занимает площадь около 100 км². В пределах месторождения выявлено 5 участков: БАМ, Промежуточное, Хомут, Каюрковское и Прометей (Трухачев, 2011; Промежуточный..., 2012). Месторождение локализовано в пределах миоценового базальтового палеовулкана, сложенного силлами и дайками андезибазальтов, прорванных вулканическими куполами андезитов, андезидацитов, дацитов, магматических брекчий и туффзитов. Оруденение связано с крутопадающими зонами гидротермальных изменений (кварцевые, кварц-алунитовые, кварц-каолинит-диккитовые метасоматиты и аргиллизиты; Наумова, 1995). Рудовмещающие породы тяготеют к зонам трещиноватости. Они представлены вторичными кварцитами, к которым и приурочена золотая минерализация (Трухачев, 2011; Промежуточный..., 2012). Наиболее распространенный рудный минерал (до 95 %) – пирит, который часто содержит примесь Se до 12 вес. %. Среди остальных рудных минералов устойчиво диагностируются: сфалерит, халькопирит, блеклые руды, теллуриды, селенотеллуриды золота, висмута и др., самородное золото (Наумова, 1995; Спиридонов и др., 2014; Kovalenker, Plotinskaya, 2005; Okrugin et al, 2020).

В начале 2021 года в лабораторию вулканогенного рудообразования была передана серия образцов с Озерновского месторождения. Из этих образцов были изготовлены полированные штуфы и аншлифы. В сообщении приводятся результаты их изучения. Основное внимание уделено минералам Se и Te, которые пользуются широким развитием в рудах месторождения.

Каменный материал предварительно просматривался (для диагностики и идентификации рудных минералов) с использованием микроскопов отраженного света Carl Zeiss и Nikon с цифровыми камерами для фотодокументации. Изучение химического и минерального состава руд проводилось с применением сканирующей электронной микроскопии (SEM Vega3 Tescan с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 80 mm²).

В образцах были диагностированы разнообразные минералы селена и теллура: твердый раствор Se-Te, фишессерит, клаусталит, теллуристая блеклая руда, богдановичит, селенистый голдфилдит, а также теллурит.

Среди перечисленных минералов наибольшим распространением пользуются твердый раствор Se-Te и теллурит, они могут слагать до 50-60 % объема образцов. Твердый раствор Se-Te формирует игольчатые, вытянутые агрегаты в кварцевой массе, размер отдельных зерен может достигать 3–4 мм. Теллурит встречается в виде отдельных зерен (размером до 300 мкм) как в кварце, так и в сростании с Se-Te. Теллурит был образован в результате окисления первичных теллуридов.

Остальные рудные минералы образуют мелкую вкрапленность дискретных зерен, размеры которых не превышают 50 мкм. В последние годы в рудах месторождения Озерновское было открыто два новых минерала – светланаит SnSe и округинит Cu₂SnSe₃. Они относятся классу сульфидов (Okrugin et. al, 2022; Vymazalova et. al, 2023). Ряд новых неназванных минералов находятся на стадии изучения: новый представитель группы тетраэдрита «висмутоголфилдит» (Cu₄Cu₂)(Cu₄Cu⁺²)(Te₄)(Se,S)₁₃, селенистый аналог бурнонита и др. (Okrugin, et al., 2022; Kozlov, Okrugin, 2022). Висмутоголфилдит образует мелкие включения (10-30 мкм) и тонкие прожилки на границах между зернами зонального арсено- и стибноголфилдита. Также нами обнаружен другой редкий минерал из группы тетраэдрита – арсенусталечит (Sejkora, et al., 2023), вторая находка в мире. Арсенусталечит встречается в виде

зон обогащенных Se в агрегатах арсеноголдфилдита (Kozlov, Okrugin, 2022). Округинит и светланиит были обнаружены в богатых бонанцевых Au-Te рудах. Светланиит образует мелкие идиоморфные веретенообразные агрегаты (размером 0,5–2×10–15 мкм) в кварце в тесной ассоциации с широким спектром Sn-, W- и Mo-содержащих сульфидов и сульфоселенидов, теллуридов и селенотеллуридов. Образование светланиита проходило в условиях повышенной рН и низкой летучести fS_2 , в диапазоне температур 200–300 °С (Okrugin et. al, 2022). Округинит встречается в виде отдельных богатых селеном зон в Se-содержащих кристаллах мохита или образует агрегаты мелких кристаллов размером до 10-15 мкм. Минеральная ассоциация округинита схожа с таковой светланиита. Он является крайним членом твердого раствора $Cu_2SnS_3 - Cu_2SnSe_3$ (Vymazalova et. al, 2023).

По мнению (Okrugin et. al, 2022) присутствие в рудах Озерновского месторождения большого количества минералов селена и теллура говорит о необычайно высокой активности Se и Te на более поздних стадиях цикла. Это может быть частично объяснено кинетическими факторами и связано с разницей в скоростях испарения H_2S , H_2Se и H_2Te из кипящего флюида.

Авторы выражают благодарность руководству и геологам АО «СиГМА» за возможность получения и изучения образцов руд Озерновского месторождения, сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования Платонову А. А., Куликову В. В. за помощь в подготовке каменного материала.

Наумова О.А. Гидротермально-измененные породы золотосеребряных месторождений Центральной и Южной Камчатки. Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. М.: ЦНИГРИ. 1996. 23 с.

Спиридонов Э. М., Иванова Ю. Н., Япаскурт В. О. Селенистый голдфилдит и твердый раствор фишессерит $AuAg_3Se_2$ - петцит $AuAg_3Te_2$ в рудах вулканогенного месторождения золота Озерновское (Камчатка) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458. № 2. С. 209-213.

Трухачев А.В. Зависимость концентрации самородного золота от типа вмещающих пород в пределах Озерновского рудного поля участка «Хомут» (Центральная Камчатка) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2011. № 1. С. 164-175.

Промежуточный отчет по геологическому изучению и разведке рудных тел Озерновского рудного поля с целью его подготовки к промышленному освоению (с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2012 г. Петропавловск-Камчатский. 2012. С.28-67.

Kovalenker V.A., Plotinskaya O.Y. Te and Se mineralogy of Ozernovskoe and Prasolovskoe epithermal gold deposits, Kuril–Kamchatka volcanic belt // *Geochemistry, Mineralogy and Petrology* (Sofia). 2005. V. 43. P. 118–124.

Kozlov V.V., Okrugin V.M. New data on Se-bearing minerals of the tetrahedrite group from Ozernovskoe deposit (Kamchatka, Russia) and some proposed additions to the goldfieldite subgroup. 2022. preprint

Okrugin V.M., Vymazalová A., Kozlov V.V., Laufek F., Stanley C.J., Shkilev I.A. Svetlanaite, $SnSe$, a new mineral from the Ozernovskoe deposit, Kamchatka peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2022. V. 86. № 2. P. 234-242.

Sejkora, J., Biagioni C., Škácha, P., Musetti S., Mauro D. Arsenoustalecite, IMA 2022-116. CNMNC Newsletter 72 // *Newsletter 72. Mineralogical Magazine*. V. 87. № 3. P. 512-518.

Vymazalová A., Kozlov V.V., Laufek F., Stanley C. J., Shkilev I. A., Kudaeva S., Kosek F. Okruginite, Cu_2SnSe_3 , a new mineral from the Ozernovskoe deposit, Kamchatka peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2023. В печати

Сравнительная характеристика сульфидных руд Северо- и Южно-Масловских месторождений (Норильский район)

Кузьмин И. А.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
Kuzmin.kuvanechka@yandex.ru

В Норильском районе располагаются уникальные платино-медно-никелевые месторождения, приуроченные к базитовым телам трапповой формации (Котульский, 1946; Дюжиков и др, 1988; Лихачёв, 2006; Малич и др., 2018). Однако в этом же районе также распространено огромное количество безрудных массивов, а также мелких интрузивных тел, рудоносность которых на данный момент недостаточно изучена. Одним из сравнительно небольших, но перспективных объектов является Масловское месторождение. Это один из самых молодых объектов Норильской группы, для которого только в 2004 году была проведена оценка прогнозных ресурсов.

Масловское месторождение связано с интрузией Норильск 1, которая в плане имеют форму протяженного лентовидного тела, близкого по конфигурации к латинской букве S (3 x 6 км). Она расположена частично в тунгусской серии, а частично - в породах туфо-лавовой толщи. Мощность пород меняется очень значительно: наблюдаются трубообразные участки до 400 м, которые могут рассматриваться как подводящие каналы, на фоне маломощных (менее 100 м) тонких ветвей. Детально, строение месторождения было охарактеризовано ранее (Krivolutskaya et al., 2012). В строении массивов Масловского месторождения принимают участие близкие по составу горизонты пород (контактовые, такситовые, пикритовые, оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты), хотя они и характеризуются присущими только им особенностями структуры и составов минералов. Руды месторождения – вкрапленные, реже – прожилково-вкрапленные; локализованы в нижней части интрузивных тел – в пикритовых и оливиновых (нижних), которые по составу являются аналогами такситовых габбро-долеритов. В зоне экзоконтактов интрузивов выделены мелкие рудные тела прожилково-вкрапленных, так называемых «медистых» руд, т.е. существенно халькопиритовых.

Цель работы – показать минералого-геохимические различия этих двух месторождений (Северно- и Южно-Масловского) на основе сравнения рудной (сульфидной и МПГ) минерализации. Для выполнения этой цели были систематически отобраны образцы из опорных скважин ОМ-4 и ОМ-24, вскрывающих наиболее мощные части Северо-Масловского и Южно-Масловского месторождений, соответственно. Для изучения составов рудных минералов использовался сканирующий электронный микроскоп MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments Ltd — NanoAnalysis Ltd), оснащённый ЭД-спектрометром. Анализ проводился в центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (аналитик М.В. Хлестов). Режимы работы: ускоряющее напряжение — 20 кВ; ток зонда — 1600 пА (1.6 нА); время набора спектра — 30 с. При данных условиях измерения разрешение рентгеновского спектрометра составляет 126—127 эВ на линии MnK α , а размер зонда — 12 нм. Локальность анализа определяется размером области генерации рентгеновского излучения, которая достигает величины 3—5 мкм и более в зависимости от среднего атомного номера образца и длины волны характеристического рентгеновского излучения. Предел обнаружения для большинства элементов составляет 0.2—0.3 % (3 σ -критерий).

Сульфидная вкрапленность встречается во всех разновидностях пород Масловского месторождения, но ее количество меняется по разрезу. Промышленное медно-никелевое оруденение локализуется, преимущественно, в нижних горизонтах Северо-Масловского и Южно-Масловского месторождений, а именно в оливин-биотитовых, пикритовых, оливиновых нижних и контактовых габбро-долеритах, где его максимальная мощность достигает 100 м. Оно

не имеет четких контуров, поэтому границы рудных тел определяются по результатам опробования. Повышенные содержания сульфидов также отмечаются иногда в породах верхней эндоконтактной зоны (малосульфидном горизонте). Сульфиды характеризуются неравномерным распределением; они присутствуют в рудах в виде вкрапленности и прожилков (0,5 – 35 об.%). В Северо-Масловском месторождении они локализованы в интервале глубин от 1043 до 1057 м (скв. ОМ-4), в то время как в Южно-Масловском они концентрируются на глубинах 853 – 870 м (скв. ОМ-24).

Руды представлены как мелкой (2-5 мм) интерстициальной вкрапленностью, так и более крупными гнездообразными или прожилковыми выделениями (до 5-6 см) (Krivolutskaya et al., 2011). Они имеют пентландит-халькопирит-пирротиновый состав. Соотношения главных рудных минералов меняются, за счет чего образуются основные минеральные разновидности руд: пирротиновая и пирротин-халькопиритовая, реже встречаются кубанитовая и борнит-миллерит-халькопиритовая. Как правило, пирротин преобладает в рудах, особенно в Южно-Масловском месторождении. На его контактах с силикатными минералами развиваются зёрна и каймы халькопирита и пентландита первой генерации (Pn_1 и Csp_1). Но иногда наблюдаются обратные взаимоотношения, когда халькопирит доминирует, а пирротин образует лентовидные выделения вокруг его зерен. Пентландит первой генерации, образованный в результате реакции остаточного сульфидного расплава с ранее закристаллизованным моносульфидным твердым раствором (MSS), в виде зерен различного размера локализуется на контакте с пирротинном. Ламели пентландита второй генерации (Pn_2), образованные в результате распада MSS, чаще всего располагаются вдоль трещин, заполненных магнетитом в ассоциации с халькопиритом второй генерации (Csp_2) или в краевой части зерен пирротина. Иногда пентландит первой генерации Pn_1 занимает более значительные площади в срезе аншлифа, слагая основную массу, в которой пирротин располагается в виде пятнообразных включений. Такие включения, вероятнее всего, представлены пирротинном второй генерации, образованном при распаде обогащенного железом промежуточного твердого раствора (ISS) (PO_2). В халькопирите часто встречается эмульсионная вкрапленность сфалерита, реже – обособленные изометричные кристаллики пирита.

С точки зрения вариаций химического состава главных рудообразующих минералов наибольший интерес представляет собой пентландит, составляющий от 15 до 30 об.% сульфидов, состав которого меняется по разрезу, в отличие от халькопирита и пирротина, характеризующихся близкими к стереометрическим составам. Главным примесным элементом в нем является кобальт, концентрации которого незначительно выше в Северо-Масловском месторождении (в среднем около 1,35%) по сравнению с Южно-Масловским (в среднем не более 1,10%).

Следует отметить, что для Южно-Масловского месторождения характерен общий тренд увеличения $Ni/(Fe+Ni)$ отношений в пентландитах с глубиной от пикритовых к оливиновым габбро-долеритам, в то время как в разрезе Северо-Масловского месторождения общий тренд отсутствует (рис. 1), пентландит нижней части пикритовых пород является существенно более никелистым по сравнению с верхней частью оливиновых габбро-долеритов, в которых, тем не менее аналогичная тенденция сохраняется.

Состав халькопирита отличается выдержанностью состава, соответствующего стехиометрии этого минерала. В пирротине практически постоянно присутствуют примеси кобальта и никеля, концентрации которых обычно находятся на уровне 0,5 мас. %, в редких случаях достигая значений до 4,1% и 3,8% мас. %, соответственно. Часто в рудах присутствует пирит, в котором также отмечаются эти элементы, причем Ni доминирует и более характерен для Северо-Масловского месторождения. К второстепенным рудным минералам относятся миллерит, кубанит, борнит, халькозин.

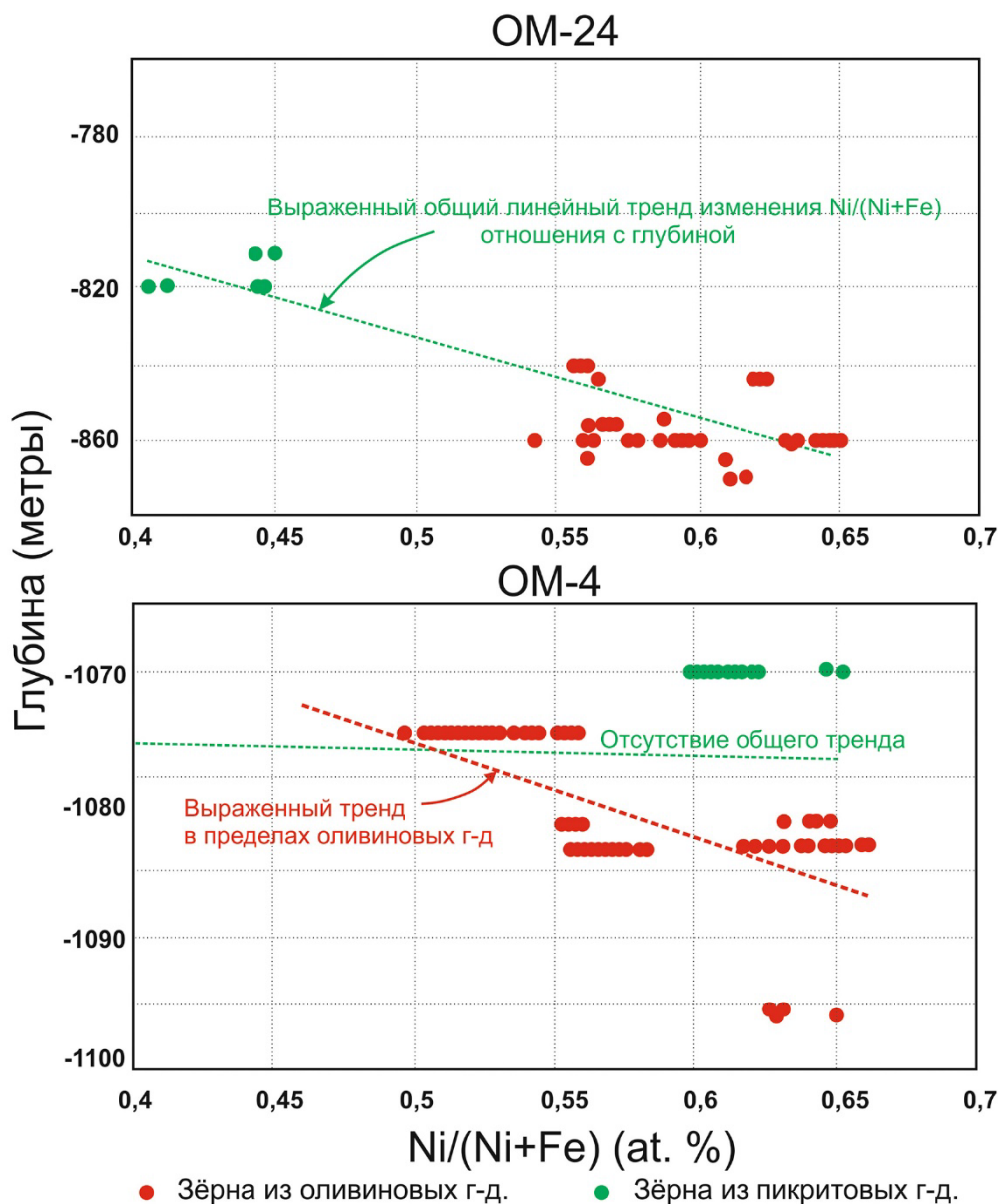


Рисунок 1. Изменение состава пентландита с глубиной, выраженное в Ni/(Ni+Fe) отношении для Южно-(ОМ-24) и Северо- (ОМ-4) Масловских месторождений.

В пикритовых габбро-долеритах скважины ОМ-24 наблюдаются повышенные содержания хромшпинелидов. В скв. ОМ-4, имеющей существенно пирротиновый состав (сульфиды занимают до 30 % объема породы) хромшпинелиды встречены не были, что, вероятнее всего, обусловлено тем, что отобранные образцы не попадают в зону локализации хромитовой минерализации. Широко распространён магнетит, который в обеих скважинах представлен тремя генерациями зерен: крупными обособленными кристаллами в силикатной матрице или на границе с сульфидами; изометричными и лентовидными агрегатами в трещинах и линейно ориентированными сегрегациями мелких кристаллов и ламелями, формирующимися при серпентинизации оливина. Таким образом, магнетит играет существенную роль в формировании рудных парагенезисов.

В рудах Южно-Масловского месторождения обнаружены минералы благородных металлов, такие как сперрилит, паоловит, атоцит. В большом количестве встречается звягинцевит, состав которого (мас. %) варьирует: Pb 38.1-39.3, Pd 58.6-62.1; присутствует Sb до 0.7 мас.%. Для руд Северо-Масловского месторождения характерно присутствие сперрилита, рустенбургита, а также паладарсенида. В обеих скважинах распространение МПГ-парагенезисов приходится на нижнюю часть горизонта пикритовых габбро-долеритов.

Таким образом, первые результаты изучения микропарагенезисов сульфидов и МПГ для руд Северо- и Южно-Масловских месторождений показали общую идентичность рудных парагенезисов для этих объектов, с некоторыми различиями: во-первых, для руд Северо-Масловского месторождения характерно присутствие хромита и хроммагнетита, в отличие от Южно-Масловского, что, однако, свидетельствует лишь о том, что изученные образцы из Южно-Масловского отбирались ниже зоны развития хромитового горизонта, что подтверждается валовыми содержаниями хрома по разрезу; во-вторых, для Северо-Масловского месторождения характерно уменьшение количества кобальта в пентландите с глубиной, в то время как для Южно-Масловского намечается тренд на увеличение доли кобальта в пентландите; и в третьих, для Южно-Масловского месторождения характерна общая для обоих слоев вертикальная зональность с увеличением количества Ni в пентландите с глубиной, тогда как в Северо-Масловском аналогичная зональность характерна только для оливиновых габбро-долеритов.

В соответствии с диаграммой (Kolonin. et al., 2000), отображающей зависимость состава пентландита в поле его устойчивости от летучести серы, при формировании сульфидов в нижних частях пикритовых горизонтов Южно- и Северо-Масловских месторождений характерны разные параметры фугитивности серы: низкая для Южно-Масловского, $lgS_2 = - (12-13)$ ($k=Ni/Ni+Fe = 0.40-0.45$), и очень высокая для в Северо-Масловского, $lgS_2 = - (8-9)$ ($k= 0.60-0.65$).

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Минобрнауки РФ № 13.1902.21.0018 (договор 075–15-2020–802). Автор выражает благодарность Надежде Александровне Криволицкой за предоставление каменного материала, и Надежде Дмитриевне Толстых, за оказанную помощь и научное руководство.

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра. 1988. 279 с.

Золотухин В.В. Трапповый магматизм и условия формирования рудоносных дифференцированных интрузий на Сибирской платформе // Траппы Сибирской платформы и их металлогения. 1971. Иркутск. С.53–59.

Котульский В.К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // Докл. АН СССР. 1946. Т.51. С.381–384.

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан. 2006. 496 с.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург, ИГГ Уро РАН. 2018. 287 с.

Krivolutskaya N.A., Gongalsky B.I., Yushin, A.A., Schlychkova T.B., Kononkova N.N., Tushentsova I.N. Mineralogical and geochemical characteristics of PGE-Cu-Ni ores of the Maslovsky deposit in the Noril'sk area, Russia // Canadian Mineralogist. 2011. V.49. No6. P.1649-1674.

Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Snisar S.G., Gongalskiy B.I., Hauff B., Kuzmin D.V., Tushentsova I.N., Svirskaya N.M., Kononkova N.N., Schlychkova T.B. Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt-Cu-Ni sulfide deposit, Noril'sk Region, Russia: Implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas // Mineralium Deposita. 2012. V.47. P.69-88.

Kolonin G.R., Orsoev D.A., Sinyakova E.F., Kislov E.V. The Ni/Fe ratio in pentlandite as an indicator of sulfur fugacity during the formation of PGE-bearing sulfide mineralization of the Ioko-Dovyren Massif // Dokl. Earth Sci. 2000. V. 370. P. 75–79.

Korolyuk, V. N., Usova, L. V., & Nigmatulina, E. N. Accuracy in the determination of the compositions of main rockforming silicates and oxides on a JXA-8100 microanalyzer. Journal of Analytical Chemistry, 2009. 64, 1042-1046.

Влияние техногенеза на гидрохимический режим подземных вод на примере г. Кострома

Куницкая С. Л.¹

¹МГРИ, г. Москва, s.kunja@mail.ru

Водные ресурсы являются одним из важных компонентов окружающей среды, и их качество и доступность имеют прямое влияние как на развитие экосистемы, так и на жизнь людей. Одним из основных источников водоснабжения являются подземные воды, которые обладают определенным гидрохимическим режимом. Однако, с развитием промышленности и городской застройки, наблюдается увеличение техногенного влияния на подземные воды, отражающегося в изменении их гидрохимического состава.

Одной из основных проблем, связанных с техногенным воздействием на гидрохимический режим подземных вод, является их загрязнение химическими веществами, такими как нефтепродукты, полимеры, тяжелые металлы и другие промышленные отходы. Формирование и аккумуляция этих загрязнений происходит в результате фильтрации загрязненных вод с поверхности, а также через промышленные отвалы, в результате протечек из изношенных коммунальных сетей и др.

Важно отметить, что техногенное влияние может быть, как прямым, так и косвенным. Например, изменение геологической структуры и гидродинамических условий подземных вод может привести к нарушению их естественного движения и смешивания. Это, в свою очередь, может повлиять на поступление и распределение различных химических компонентов в подземных водах.

Г. Кострома, расположенный на правом берегу Волги, является крупным промышленным и культурным центром региона. Развитие города сопровождалось строительством предприятий нефтедобычи, химической и пищевой промышленности, а также жилых массивов. Такое техногенное воздействие может негативно повлиять на качество и состав подземных вод в окрестностях г. Кострома.

В докладе дается оценка влияния техногенеза на гидрохимический режим подземных вод г. Кострома на основе комплексного исследования, заключающего в анализе химического состава подземных вод и его сравнения с фоновым режимом. В рамках такого исследования проводится отбор проб воды из различных водоисточников и их обработка и анализ, с последующим оконтуриванием участков с различной степенью техногенного влияния.

Выполненные оценки позволят не только определить степень загрязнения и изменения состава подземных вод в окрестностях г. Кострома, но и разработать меры по минимизации техногенного воздействия на водные ресурсы. Это могут быть меры по очистке воды, улучшение технологических процессов, контроль за соблюдением экологических стандартов и другие.

В заключение, техногенез является значительным фактором, влияющим на гидрохимический режим подземных вод. Примером такого влияния на гидрохимический режим подземных вод служит г. Кострома. Для эффективного решения проблем, связанных с техногенным влиянием на подземные воды, требуется комплексное исследование и анализ, а также принятие соответствующих мер по предотвращению и устранению негативного воздействия.

Гавочкин Т.А., Карташов А.В., Коваленко О.В. Изменение гидрохимического состава подземных вод в результате техногенного воздействия // Вестник Московского государственного университета. Серия 5: География. 2015. № 3. С. 9-20.

Дорофеев Г.В., Кочарян Г.С. Влияние промышленных объектов на состояние подземных вод в условиях городской среды // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. 2018. № 3. С. 68-76.

Разнова О.Л., Клепикова М.В. Гидролого-геохимическое состояние подземных вод за пределами застойных и радиоактивных зон // Известия Волгоградского государственного технического университета. 2019. № 9. С. 165-169.

Соколова В.К., Шарапова М.В., Степанова Л.А. Влияние технического прогресса на качество подземных вод в условиях городской среды // Вестник Российской академии наук, 2020, № 1, С. 85-91.

Тимошкова К.Е., Москаленко Н.А. Гидрохимическое состояние подземных вод в условиях города // Вестник Волжского университета имени В.Н. Татищева, 2015, № 1, С. 52-59.

Шеметов Д.А. Изменение состава подземных вод в результате промышленного развития г. Кострома // Материалы международной конференции "Экологические проблемы XXI века". Кострома. 2018. С. 327-331.

Минералогическая характеристика вмещающих пород и руд Ченкеленьинского рудного поля (Республика Саха (Якутия))

Лейбгам П. Н.¹, Беговатов С. С.², Бондаренко Н. В.¹

¹ФГБУ ЦНИГРИ, г. Москва, leibham@tsnigri.ru, bondarenko@tsnigri.ru

²ГК Золотой Актив, г. Москва

Ченкеленьинское рудное поле в административном отношении находится на территории Верхоянского района Республики Саха (Якутия), в 170 км к юго-востоку от пос. Батагай.

В геологическом отношении объект исследования расположен на северо-восточном фланге Адыча-Эльгинской складчато-глыбовой системы, прилегающий к Адыча-Тарынской антиклинорной системе Кулар-Нерского турбидитового бассейна. С северной и южной стороны от рудного поля расположены Ченкеленьинский и Ирюнджинский гранитоидные массивы, которые являются частью Дербек-Нельгесинской тектоно-магматической зоны северо-восточного направления (Султанаев, 2010; Аристов, 2017).

Центральная часть рудного поля представляет собой коробчатой формы свод антиклинали, сложенной терригенными породами ченкеленьинской свиты среднего и верхнего триаса. Свод осложнен серией сближенных надвигов дугообразной формы, выпуклая сторона которых обращена на запад-юго-запад (Султанаев, 2010).

В ходе проведённых исследований были встречены преимущественно метаморфизованные терригенные породы, которые были в дальнейшем изменены вторичными процессами.

Метаморфизованные терригенные породы представлены роговиками, сложенными кварцем (25-55 отн.%), полевым шпатом (10-25 отн.%), биотитом (5-20 отн.%), хлоритом (1-20 отн.%), серицитом (1-40 отн. %), полностью изменённым кордиеритом (1-10 отн.%), углеродистым веществом (0-10 отн.%).

В изученных шлифах кордиерит полностью замещён хлоритом и серицитом, и его присутствие в описываемых породах предположительное, так как в отчётах предшественников он был описан в роговиках (Султанаев, 2010). Образование псевдоморфоз кварца, серицита и хлорита по кордиериту может быть следствием как ретроградного метаморфизма с привнесом воды, так и наложенных метасоматических процессов.

Роговики пересечены прожилками различного состава: кварцевые, биотит-кварцевые, биотит-кварцевые с более поздним хлоритом, хлорит-кварцевые. Кварц прожилков всегда имеет блоковое либо волнистое погасание, извилистые и местами фьордовые границы, а также два типа дефектов структуры – конусы и полосы деформации. Всё это является следствием наложенных тектонических процессов. Помимо этого, по границам между крупными кристаллами наблюдались более мелкие, образовавшиеся при последующем процессе грануляции.

Биотит прожилков нередко встречается в виде скоплений близ зальбандов, где было отмечено, что данный минерал образовался за счёт первичного биотита из роговиков. Биотит как правило частично либо полностью замещён хлоритом, что происходило при привносе воды.

По совокупности изученных шлифов можно выделить три генерации кварца. Наиболее характерно три генерации проявлены в шлифе из кварцевого прожилка. Для кварц I генерации характерна штриховка Бёма, что говорит о залечивании трещин, образованных при деформациях. В кварце II генерации указанная штриховка отсутствует и характерной формой кристаллов является шестоватая и столбчатая. Кварц II генерации образует просечки в кварце I генерации. Кварц III генерации, встреченный во множестве шлифов прожилков, представлен мелкими зёрнами, образованными в следствии грануляции ранее деформированного кварца.

В метаморфических породах и секущих их прожилках были встречены рудные минералы, которые были изучены при помощи оптического и электронного микроскопа.

Арсенопирит встречается как в виде крестообразных сростков преимущественно панидиоморфных метакристаллов, так и отдельных индивидов. Строение кристаллов чаще всего мелкоситовидное за счёт включений пирротина и лёллингита, а также минералов вмещающей породы. Порфиروبласты арсенопирита из единичных шлифов отличаются слабым S-образным либо линейным расположением включений, что может говорить о росте метакристаллов в условиях контактового метаморфизма.

Для арсенопирита прожилков характерно трещиноватое и кавернозное строение. Минерал не редко по кайме и трещинам замещён скородитом.

Пирротин встречается в виде аллотриоморфных метакристаллов в базисе породы, а также отмечен в виде субизометричных включений в арсенопирите. Пирротин менее чётко кристаллографически оформлен по сравнению с арсенопиритом и располагается преимущественно по его кайме. Контакт минералов как ровный, так и извилистый, поэтому вероятно в породах присутствует две генерации пирротина.

Халькопирит встречается преимущественно в сростании с пирротинном в виде аллотриоморфных метакристаллов в базисе породы. Контакт халькопирита и пирротина отмечен преимущественно как извилистый, что может говорить о его более позднем образовании, реже отмечается ровный.

Пирит образует частичные либо полные псевдоморфозы по пирротину, а также выполняет тонкие просечки по биотит-кварцевому прожилку. Идиоморфные кристаллы пирита обычно расположены по кайме псевдоморфоз по пирротину в кварцевых жилах.

Галенит и сфалерит отмечены в виде единичных ксеноморфных метакристаллов в базисе породы. Галенит также встречается в виде ксеноморфных метакристаллов в жильном кварце и арсенопирите. Контакт с арсенопиритом извилистый, что может говорить о более позднем образовании галенита.

Лёллингит был определён по результатам электронной микроскопии. Минерал встречается только в виде неправильных по форме включений в арсенопирите.

Самородное золото встречается в виде единичных вкраплений различной морфологии. Неправильная форма с извилистыми границами характерна для зёрен (размер 0,008мм), расположенных в арсенопирите, а также в скородите (до 0,01мм). Субизометричная форма характерна для зёрен (0,008мм), расположенных на контакте с вторичными минералами по самородному висмуту. Прожилковидная форма зёрен (до 0,1мм) повторяет спайность биотита. Самородное золото также отмечено на контакте с прожилковидным пиритом.

По полученным данным о минеральном и элементном составе руд, вмещающих пород и наблюдаемым взаимоотношениям минералов была построена схема последовательности минералообразования (с учётом полученных данных о составе и условиях образования флюидных включений, которые будут рассмотрены в последующих работах) (рис. 1).

Этап контактового метаморфизма. Формирование в терригенных толщах ассоциации минералов, характерной для роговиков зеленосланцевой фации и нижней части амфиболитовой фации (эпидот-амфиболитовой), а также формирование кварца 1 генерации. Роговики этих двух фаций также изучались предшественниками (Султанаев, 2010) и ими были выделены несколько зон по появлению/исчезновению андалузита. С учётом новых данных и данных предшественников можно выделить зоны без кордиерита и андалузита (хлорит-мусковитовая субфация), с андалузитом (мусковит-хлорит-биотитовая субфация) и с андалузитом и кордиеритом (андалузит-биотит-мусковитовая субфация).

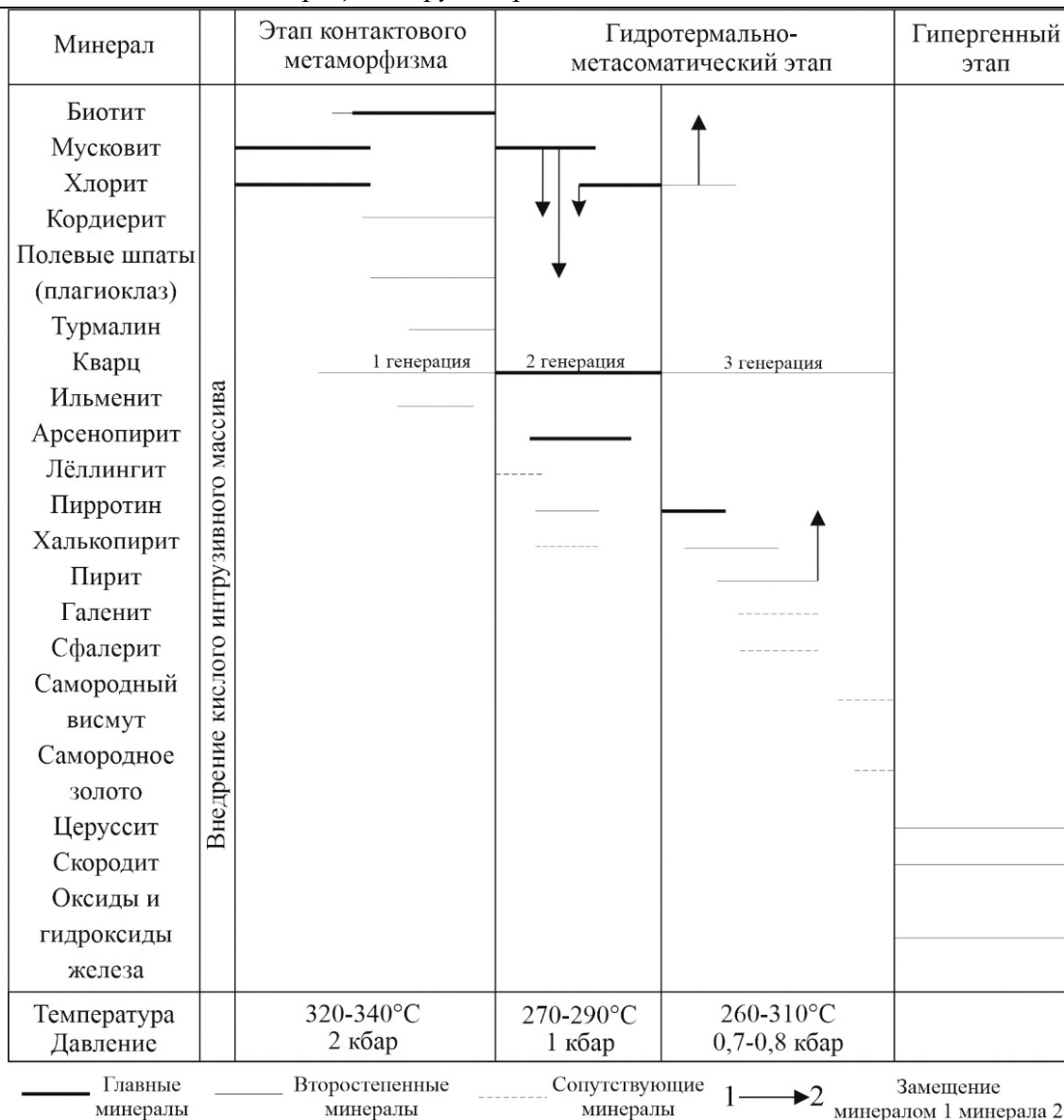


Рисунок 1. Схема последовательности минералообразования Ченкеленьинского рудного поля.

Гидротермально-метасоматический этап. Образование биотит-кварцевых прожилков (кварц 2 генерации) в роговиках, формирование рудных порфиробластов арсенопирита с лёллингитом, пирротином 1 и халькопиритом 1.

Серицитизация полевых шпатов в лейкоплаггиогранит-порфирах, хлоритизация биотита прожилков, изменение кордиерита в роговиках.

Формирование пирротина 2 при понижении температуры.

При дальнейшем понижении температуры, образовывались галенит, сфалерит, халькопирит, псевдоморфозы пирита по пирротину, самородный висмут и самородное золото, формирование кварца 3 генерации.

Султанаев Р.Г. Поисково-ревизионные работы на крупнообъемное золотое оруденение в центральной части Янского района (Республика Саха (Якутия)) // Отчет по Гос.контракту № 11/07. Батагай, 2010.

Аристов В.В., Кряжев С.Г., Рыжов О.Б., Вольфсон А.А., Прокофьев В.Ю., Сидорова Н.В., Сидоров А.А. Источники флюидов и рудного вещества золотой и сурьмяной минерализации Адычанского рудного района (Восточная Якутия). // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 2. С. 174–180.

Пространственное разделение железа и алюминия при образовании бокситов

Макарова М. А.^{1,2}, Шипилова Е. С.¹, Внучков Д. А.¹, Мельников Ф. П.¹, Лопухин М. А.³, Боева Н. М.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, frolikovam@gmail.com

²МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва,

³ФБУ ГКЗ, г. Москва

Геолого-генетические аспекты образования высококачественных бокситов изучены недостаточно. Общеизвестным на сегодняшний день считается, что бокситы образуются в результате латеритного выветривания алюмосиликатных пород. Это хотя и не вызывает сомнения, но не объясняет локализацию бокситовых залежей внутри латеритных кор выветривания. Геохимия гипергенных процессов и их эволюция изучены недостаточно.

Для решения этой проблемы необходимо детально проанализировать направленность геохимических процессов в условиях латеритного выветривания, выделив те из них, которые приводят к формированию бокситоносных латеритных покровов. А также оценить роль процессов, которые предшествовали или были наложены на бокситоносные латеритные покровы, в отличных от латеритного выветривания условиях, приводящих к образованию бокситов высокого качества.

Рассмотрим несколько вариантов пространственного разделения железа и алюминия в зоне гипергенеза.

Условия и роль пространственного разделения Al и Fe при формировании классических латеритных бокситов *in situ*. Для понимания общей геохимической направленности процессов в пределах латеритного автономного ландшафта были обобщены результаты анализов для бокситорудного района междуречья Когон-Томине. В таблице 1 приведены средние содержания основных породообразующих компонентов на основе более 6000 анализов в различных зонах-горизонтах латеритной коры выветривания, а также в объединенных вариантах: латеритной бокситоносной коры в целом (выше коренных пород), собственно латеритного покрова, в том числе для бокситоносных и безбокситовых (за пределами бокситовых залежей). На изоволюметрической основе в различных зонах-горизонтах рассчитаны коэффициенты концентрации (R_c) по отношению к материнскому субстрату (33 % долеритов и 64 % алевро-аргиллитов девона и силура). Величина $R_c > 1$ свидетельствует об абсолютном накоплении (привносе) вещества, а $R_c < 1$ – о выносе.

При формировании глинистого горизонта абсолютное количество алюминия и железа практически не изменилось, но произошел очень значительный вынос кремнезема и 80% щелочных и щелочноземельных элементов. В самом верху глинистого горизонта уже фиксируется на фоне продолжающегося выноса кремнезема, привнос железа и глинозема (с появлением свободного глинозема). Эта часть горизонта глин в сезон дождей периодически находится выше зоны постоянного обводнения.

Выше горизонта глин расположен горизонт железистых латеритов, который пространственно совпадает с гидрогеологической зоной колебания зеркала грунтовых вод в сезон дождей. Абсолютное накопление Fe_2O_3 здесь по сравнению с материнским субстратом (и глинами в среднем) составляет более 500 кг/м^3 , также накапливается Al_2O_3 до 240 кг/м^3 . В пределах этой зоны снизу вверх практически полностью выносятся SiO_2 , то есть происходит почти полное разложение каолинита и его замещение оксидами и гидроксидами Al и Fe – происходит собственно латеритизация. С этого горизонта вверх начинается собственно латеритный покров.

Общий баланс вещества в пользу привноса, и соответственно, объемная масса пород увеличивается с 1460 до 2000 кг/м³. Интенсивное накопление Fe₂O₃ безусловно свидетельствует о действии здесь активного окислительного геохимического барьера.

Выше зоны уровня колебания грунтовых вод начинается гидрогеологическая зона инфильтрации и аэрации. В соответствии с зональностью газового режима наблюдаются изменения состава продуктов латеритизации (Мамедов, Воробьев, 2011). Над зеркалом грунтовых вод по железистым латеритам образуются светлые бокситы, которые выше по разрезу сменяются красноцветными, более железистыми (в основном выше 5-3 м от поверхности), а еще выше образуются высокожелезистые латериты – кираса. По сравнению с породами переходной зоны в бокситовом горизонте фиксируется довольно резкий вынос Fe₂O₃ (почти до 300 кг/м³) и привнос Al₂O₃ (также почти 300 кг/м³). Это происходит в зоне загазованности CO₂, обедненной кислородом, что можно считать причиной изменения окислительной обстановки в нижележащей переходной зоне – к восстановительной – глеевой.

При образовании латеритного покрова (первые 9-11 м от поверхности) происходит мощное абсолютное накопление железа (R_c почти 4). Источником железа для латеритного покрова на этой площади являются только материнские породы. Чтобы получить R_c =4 необходимо было мобилизовать железо для каждого кубического метра латеритного покрова из 4 м³ материнского субстрата. Это минимум, если считать, что 100 % железа осталось в покрове, что маловероятно. Для глинозема же R_c составляет около 2, то есть в каждом м³ покрова осталось на месте Al₂O₃ только из 2 м³ материнского субстрата. Но переработано именно 4 м³, иначе не была бы достигнута реальная концентрация железа. Значит алюминий из каждых 2 м³ (из 4 м³ переработанных) был вынесен за пределы латеритного покрова.

Если бы процесс латеритного выветривания происходил без пространственного разделения алюминия и железа, но с тенденцией двойного накопления железа по сравнению с алюминием, то бокситов высокого качества и даже среднего вообще не существовало бы, так как среднее содержание Al₂O₃ и Fe₂O₃ в собственно латеритном покрове практически равные, а развитие профиля идет параллельно с деградацией бокситового горизонта – его ресилификацией.

Таблица 1. Содержание (мас. %) главных породообразующих компонентов в зонах-горизонтах латеритной коры выветривания и коэффициенты концентрации (R_c) по отношению к коренному субстрату

Зоны-горизонты		Объемная масса, кг/м ³	Содержание основных компонентов, мас. %				R _c к коренным породам		
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	RO+R ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Латеритный покров	Кираса	2300	3,12	35,96	36,80	0,12	0,05	2,09	4,28
	Бокситы	2000	2,07	46,05	23,48	0,08	0,03	2,33	2,37
	Железистые латериты	2050	4,73	33,90	39,07	0,15	0,07	1,76	4,05
Латеритный покров в целом, в том числе		2048	2,94	36,52	36,71	0,10	0,04	1,89	3,80
- бокситоносный		2000	2,70	42,93	27,50	0,10	0,04	2,17	2,78
- безбокситовый		2200	2,99	35,28	38,49	0,10	0,04	1,96	4,28
Глины в целом		1590	45,89	25,46	12,70	3,45	0,49	1,02	1,02
Латеритная бокситоносная кора в целом		1790	23,37	30,23	23,08	2,01	0,28	1,37	2,09
Коренные породы		2510	59,12	15,77	7,88	10,19	1	1	1

Роль процессов разделения Al и Fe на стадии, которая предшествовала латеритизации. Следующим вариантом является пример месторождения Сангареди, известного своим высоким качеством бокситов, среднее содержание Al₂O₃ 60-61 %, Fe₂O₃ ≤ 10 мас. %, SiO₂ ≤ 2 мас.%. Образование столь высококачественных бокситов могло произойти только в том

случае, если материнский субстрат перед латеритизацией был обелен – обезжелезен, в то время как в среднем составе пород собственно латеритного покрова содержание железа более 35 мас. % (табл. 1). Но в условиях жаркого и влажного климата с богатой растительностью и в биологически активной среде в обводненных, но проточных, условиях аллювиальных отложений должна была создаваться глеевая геохимическая обстановка с периодическим окислением, и как следствие, восстановление и вынос железа (Мамедов и др., 2020). При разведке нижних горизонтов месторождения Сангареди подсечены колонковыми скважинами исходные нелатеритизированные или слаболатеритизированные галечные, гравийно-галечные, песчаные и глинистые отложения серии Сангареди, по составу отвечающие каолиновым глинам с небольшой примесью гидроксидов алюминия и железа. Они также несут признаки ресилификации. Только по такому субстрату могли образоваться бокситы столь высокого качества.

Роль процессов разделения Al и Fe, наложенных на бокситоносные латеритные покровы при их захоронении. Еще одним вариантом пространственного разделения алюминия и железа являются широко известные факты обеления бокситов под действием наложенных на латеритный бокситоносный покров процессов. Классическим проявлением процесса обеления или деферризации, то есть пространственного разделения алюминия и железа являются белые бокситы Гайаны и Суринама (Bardossy, Aleva, 1990). Здесь, из погребенного под песчано-глинистыми отложениями с лигнитами латеритного покрова, благодаря глеевой геохимической обстановке, при массовом выносе железа образовались светлые высокоглиноземистые бокситы. При этом кинетика процесса ресилификации бокситов по скорости заметно отставала: обеление прошло на всю толщу латеритного покрова, а замещение бокситов каолиновыми глинами произошло только частично.

Мы рассмотрели три варианта геологических обстановок, при которых образуются бокситы высокого и экстра-качества. Каждый из них характерен для определенной стадии геотектонических и геоморфологических циклов развития бокситоносных территорий на фоне влажного жаркого климата.

Первый вариант, формирование классических латеритных покровов, реализуется на фоне, относительно медленных тектонических поднятий территорий и расчленения пенепленов и педиленов, когда обеспечиваются благоприятные гидрогеологические условия. Не смотря на явное преобладание интенсивности накопления в конечных продуктах латеритного выветривания Fe по сравнению с Al, в средней части латеритных покровов создаются геохимические условия для пространственного разделения этих элементов, что обеспечивает образование бокситов, как правило, среднего и реже высокого качества. Это наиболее масштабный процесс, приводящий к масштабному формированию бокситов на планете в каждую эпоху бокситообразования.

Второй вариант может реализовываться, по-видимому, только в пределах длительных эпох бокситообразования благодаря временной инверсии знака тектонических движений, как это имело место в среднем миоцене, на фоне неотектонического этапа развития Западно-Африканского региона. Продукты этого варианта образования наиболее высококачественных бокситов носят эфемерный характер на фоне геологической эволюции. Например, на Сангареди, к настоящему времени сохранилась менее 0,01% этих осадочно-латеритных руд.

Третий вариант, реализуется на фоне относительно медленного тектонического опускания территорий и перекрытия бокситоносных латеритных покровов континентальными отложениями, богатыми органическим веществом на фоне жаркого и влажного климата с богатой растительностью. Процесс образования высококачественных бокситов сопровождается их ресилификацией. Кроме того, образование этого типа месторождений было серьезно лимитировано проблемой физической сохранности исходных бокситоносных латеритных покровов от эрозии при их захоронении в континентальных условиях. Поэтому и столь невелика доля таких руд в общем балансе бокситов. Промышленный интерес к этим, технологически легко и экономически эффективно перерабатываемым рудам, очень высокий.

Во всех рассмотренных выше вариантах, образование бокситов обязано процессам пространственного разделения Al и Fe, обусловленное созданием глеевой (восстановительной) геохимической обстановки в зоне гипергенеза. При этом определяющая роль принадлежит органическому веществу и продуктам их трансформации.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза” № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

Мамедов В.И., Воробьев С.А. Газовый режим бокситоносной латеритной коры выветривания (Гвинейская республика) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. № 6. С. 28-36.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Слукин А.Д., Шипилова Е.С., Бортников Н.С. Главные процессы и стадии формирования уникального месторождения бокситов Сангареди (Западная Африка) // ДАН. Науки о земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 1–7.

Mamedov. V.I., Chausov A.A., Makarova M.A. Principal Conditions and Geochemical Trends in Formation of High-grade Bauxite Deposits, Republic of Guinea // 16th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-16) and 13th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry. E3S Web Conf. Volume 98. V. 98. France, 2019. P. 1–5.

Bardossy G. And Aleva G.J.J. Lateritic Bauxites. Developments in Economic Geology 27, Elsevier Sci. Publ. 1990. 624 p.

Patterson S.H., Kurtz H.F., Olson J.C., Neely C.L. World bauxite resources. U.S. Geol. Survey Bull. Washington. Prof. Paper. 1986. 1076-B. 151 p.

Типы рудной минерализации месторождений Темирского рудного поля и оценка их потенциала при формировании россыпей золота (Кузнецкий Алатау)

Мартынова А. Д.¹, Макаров В. А.¹

¹ ФГАОУ ВО СФУ, г. Красноярск, Anna1301z@mail.ru

Темирское рудное поле расположено в пределах Алтае-Саянской складчатой области в зоне сопряжения восточного склона Кузнецкого Алатау и Батенёвского кряжа. В структурном плане рудное поле приурочено к Мрасско-Азыртальской структурно-формационной зоне, Азыртальской подзоне (тектоническому блоку).

Следы первых разработок Темирских медных руд относятся к временам чудских племен. Первые литературные сведения о геологическом строении месторождений Темирского рудного поля относятся к XVIII-XIX векам и отражены в работах П.С. Палласа, Д.А. Клеменца, А.М. Зайцева и др.

В пределах рудного поля предшественниками были выявлены и оценены медные месторождения Посельщик, Темир-Даг и Горы Глухариной, а также рудопроявления Восточный-Базисный и Сюттик-Пергим. В последние годы (2004 г) здесь было обнаружено проявление коренного золота Сыспань. В аллювии всех водотоков, дренирующих рудное поле обнаружены промышленные россыпи золота и отдельные россыпные проявления. Коренные источники россыпей золота, как и перспективы медных объектов на предмет золотоносности до конца не ясны. В этой связи анализ минеральных типов руд, проявленных в пределах рудного поля и оценка их золотоносного потенциала представляется актуальным и является предметом настоящей статьи.

Точка зрения на генезис перечисленных объектов менялась неоднократно. Некоторые геологи (Я. С. Эдельштейн, В. С. Кузбный) относили месторождения меди к контактово-метаморфическому типу, а некоторые (Н.И. Воронцов, Б.А. Фрайнд), отмечая ряд особенностей Темирских месторождений, не исключали возможности первично осадочной природы оруденения (Макаров, 1984). В последствии, Ю. М. Михалев в 1978 г и В. А. Макаров 1984 г, руководствуясь вещественным составом и текстурно-структурными особенностями руд, отнесли месторождения Темирского рудного поля к полихронным объектам - первично медноколчеданным, испытавшим в последствии динамотермальный метаморфизм (Макаров, 1984).

Структурно-геологическая позиция медного оруденения в пределах Темирского рудного поля определяется его главной складчатой структурой – Темирской брахиантиклиналью. Основная масса месторождений и рудопроявлений располагается на крыльях этой антиклинали и контролируется переслаивающимися алевролитами, алевросланцами и темно-серыми мраморизованными известняками объединённой бродовской, козгольской и усинской свит (рис. 1). Стратифицированные породы прорваны многочисленными интрузиями когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового и тигертышского гранитового интрузивных комплексов среднекембрийского возраста (Макаров, 1984).

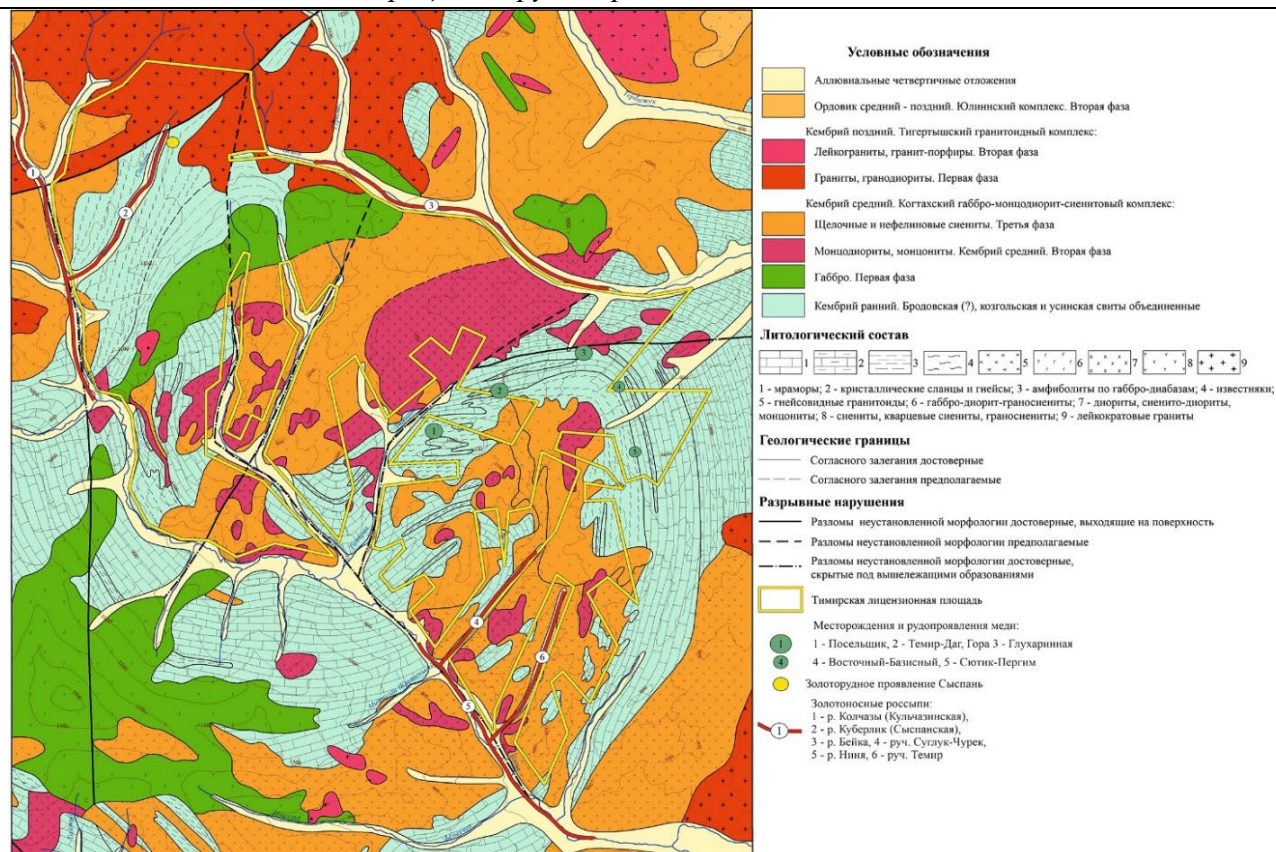


Рисунок 1. Геологическая карта Темирского рудного поля.

Ниже приведена сравнительная геологическая характеристика объектов рудного поля, отражены минеральные типы руд и данные по их золотоносности (табл. 1).

Месторождение Посельщик приурочено к резкому флексурному перегибу брахиантиклинальной складки, выполненной карбонатно-сланцевой толщей пород раннекембрийского возраста. Руды локализованы в различных по составу породах, но наиболее благоприятными для локализации руд являются скарны. В них обнаруживается максимальная частота встречаемости рудных пересечений.

На месторождении выделены две минерализованные зоны – Северная и Южная. Южная минерализованная зона прослеживается на 1100 м по простиранию и 500-600 м по падению, при средней мощности 200 м. По текстуре сульфидные руды в центре рудных тел относятся к сливным (10-15%), а на периферии сменяются вкрапленными. В составе руд преобладают пирротин и пирит, халькопирит развит в меньшей степени. Преобладающий тип рудной минерализации - пирит-пирротиновый (табл. 1). Северная минерализованная зона прослежена по простиранию на 1000 и 500 м по падению. Вещественный состав первичных руд аналогичен рудам Южной зоны, однако роль сливных руд здесь угнетена и в составе руд отмечается меньше пирротина. Основным минеральным типом руд является – пирит-халькопиритовый (табл. 1). Из полезных компонентов кроме меди (0,78-1,01 %) в рудах установлены молибден (0,013 %), свинец, цинк, серебро (5,1-12 г/т) и золото (0,2 г/т).

Рудные залежи месторождения Темир-Даг, по своей геолого-структурной позиции, аналогичны месторождению Посельщик. Здесь выделяют три минерализованные зоны: Северная, Центральная и Южная. Особых различий в строении зон в рудах не отмечается. По минеральному составу, в отличие от руд месторождения Посельщик, здесь больше магнетита и меньше пирротина и халькопирита, т. е. руды можно отнести к халькопирит-пирротин-магнетитовому минеральному типу (табл. 1). Из полезных компонентов кроме меди (0,51-1,75 %) в рудах установлены молибден (0,005 %), свинец (0,006%), цинк (0,02%), серебро (9,2 г/т) и тонкодисперсное золото (0,2 г/т) (Макаров, 1984).

Отличительной особенностью месторождения Горы Глухаринной и рудопроявлений Восточный-Базисный и Сюттик-Пергим является отсутствие в рудных зонах скарных ассоциаций минералов. Минерализация носит существенно вкрапленный характер и приурочена к мраморам, гнейсам и кристаллическим сланцам. Участки Восточный-Базисный и Сюттик-Пергим являются естественным продолжением оруденения участка Горы Глухаринной на восток – юго-восток. Вещественный состав рудных тел относительно простой и представлен в таблице 1. По типу рудной минерализации на всех трех объектах – халькопирит-пиритовая. Соотношение молибдена и меди 1:50. Содержание меди – 0,01-0,7 %, молибдена – 0,001-0,02 %.

На всех изученных месторождениях и рудопроявлениях присутствуют зоны окисления местами до глубины 20-30 м, в различных по составу гнейсах и сланцах наблюдаются примазки малахита и азурита с налетами медно-марганцево-железистой и железо-марганцевой черни, нередко с реликтами сульфидных минералов. На месторождении Темир-Даг, в зонах окисления, выявлены повышенные содержания золота (до 50 г/т).

Помимо охарактеризованных выше, довольно хорошо изученных объектов, в 50 км от железной дороги (станция Усть-Бюрь) в 20 км от рудника Майский расположено рудопроявление золота Сыспань (рис. 1). Н его площади интерес представляет одно Туралыкское рудное тело, не имеющего самостоятельного промышленного значения (ТКЗ, 2004 г). Параметры рудного тела составляют: длина по простиранию 1400 м, длина по падению от 80 м до 290 м. По морфологическому типу рудное тело представляет собой крутопадающую жилообразную залежь мощностью от 0,4 до 5,5 м. Вещественный состав его простой: руды представлены метасоматическим кварцем, карбонат-кварцевой брекчией и метасоматитами серицит-кварцевого состава с прожилками кварца, из рудных минералов в небольшом количестве (до 1-5%) присутствуют пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, самородное золото. Попутным полезным компонентом в руде является серебро. Золоторудное тело относится к эндогенному гидротермально-метасоматическому типу, золото-кварц-сульфидной формации, средних глубин формирования (табл. 1).

Россыпное золото в пределах рудного поля имеет существенное значение. Основными источниками промышленных россыпных месторождений рек Бейка и Ниня являются маломощные золоторудные кварцевые жилы и линейные прожилковые зоны золото-кварцевой формации, локализованные в рудоносных тектонических зонах северо-восточного простирания.

В итоге по геолого-структурному и минерально-формационному анализу на площади Темирского рудного поля выявлено несколько типов рудной минерализации: 1 – пирит-халькопиритовая (северная зона месторождения Посельщик); 2 – пирит-пирротиновая (южная зона месторождения Посельщик); 3 – халькопирит-пирротин-магнетитовая (месторождение Темир-Даг); 4 – халькопирит-пиритовая (месторождение горы Глухаринный и рудопроявлений Восточно-Базисный и Сюттик-Пергим); 5 – золото-кварц-сульфидная (проявление Сыспань).

Проведенный анализ, позволяет сделать вывод, что месторождения и рудопроявления Темирского рудного поля, могли являться коренным источником золотоносных россыпей. Это могли быть сульфидные медные руды, в которых золото отмечено пробирным анализом, а также присутствует в самородном состоянии. Более значительным россыпеобразующим потенциалом, очевидно, обладают объекты с золото-кварц-сульфидными рудами (проявление Сыспань), на которые системных поисковых работ не проводилось. Кроме того, для окончательного определения россыпеобразующего потенциала меднорудных объектов, необходимо детально изучить руды зоны окисления, где возможны процессы укрупнения металла.

Таблица 1. Сравнительная характеристика месторождений и проявлений Темирского рудного поля.

Название зоны	Вмещающие породы	Состав руд	Минеральный тип руд и их золотоносность	Вторичные изменения	Г/Х спектр
Месторождение Посельщик					
Северная	мраморы, гнейсы, кристаллические сланцы, орто- и параамфиболиты, метапесчаники и графитистые кварциты,	халькопиритпирит, пирротин, магнетит, молибденит, галенит, теллуриды *, золото самородное *	пирит-халькопиритовая	бурые железняки с примазками малахита, азурита и налетами медно-марганцево-железистой черни	Cu, Mo, Pb, Zn, Mn, Au
Южная	скарны, габбро-монцодиорит-сиениты, граниты	пирротин, пирит, халькопиритмагнетит, сфалерит, галенит, молибденит, золото самородное *	пирит-пирротиновая		Cu, Mo, Pb, Zn, Mn, Au
Месторождение Темир-Даг					
Северная	мраморы, гнейсы, кристаллические сланцы, скарны, граниты, сиениты, монцониты	магнетит, пирротин, халькопирит молибденит, сфалерит, галенит, самородное золото	халькопирит-пирротин-магнетитовая	марганцевые бурые железняки с примазками малахита и азурита	Cu, Mo, Pb, Zn, Mn, Au
Центральная					
Южная					
Месторождение Горы Глухаринной					
Центральная	мраморы, гнейсы, кристаллические сланцы, граниты, сиениты, монцониты	пирит, халькопирит, пирротин, магнетит, молибденит, сфалерит	халькопирит-пиритовая	примазки малахита и азурита, реликты сульфидов, налет железо марганцевой черни	Cu, Mo, Pb, Zn, Mn, Au
Рудопроявления Восточно-Базисный и Сютик-Пергим					
Центральная	мраморы, гнейсы, кристаллические сланцы, граниты, сиениты, монцониты	пирит, халькопирит, сфалерит, молибденит	халькопирит-пиритовая	примазки малахита и азурита, нередко с реликтами сульфидов	Cu, Mo, Pb, Zn, Mn
Золоторудное проявление Сыспань					
Туралыкское рудное тело	серицит-кварц-анкеритовые, кварц-серицит-полевошпатовые березиты, жилы измененного кварца, кварц-карбонатные брекчия	пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, самородное золото	золото-кварц-сульфидная	гидроокислы железа	Au, As, Ag, Pb, Zn

* – Выявлено работами ООО ЦГИ «Прогноз», 2023 г

Макаров В. А. Условия образования и оценка перспектив месторождений Темирского рудного поля (Кузнецкий Алатау): автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук: 04.00.14. КИЦМ, Красноярск, 1984. 18 с.

Влияние примеси теллура на термические свойства синтетического аналога минерала инсизваита PtBi₂

Межуева А. А.¹, Каримова О. В.¹, Упорова Н. С.², Иванова Л. А.¹, Ширяев А. А.³, Чареева П. В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, ann_mezhueva@mail.ru, oxana.karimova@gmail.com, ldsamoshnikova@gmail.com, evstpolinav@gmail.com

²ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, nuporova84@yandex.ru

³ИФХЭ РАН, Москва, a_shiryaev@mail.ru

Как известно, в бинарной системе Pt-Bi существует 4 полиморфные модификации у соединения состава PtBi₂ (Okamoto, 1991). Подробное исследование данных полиморфных превращений описано авторами ранее (Межуева и др., 2022). Целью данной работы являлось экспериментальное изучение влияния примеси теллура на кристаллическую структуру и термические свойства (температуры полиморфных переходов и температуру плавления) среднетемпературной кубической β-модификации – синтетического аналога минерала инсизваита PtBi₂.

Для этого была получена синтетическая фаза Pt(Bi,Te)₂ с помощью метода «сухого» синтеза из простых элементов в вакуумированных ампулах из кварцевого стекла. Навески простых элементов взвешивались в стехиометрических количествах с незначительным избытком висмута. Фаза отжигалась в течение месяца при температуре 450°C с одним промежуточным перетирианием.

Полученная в результате синтеза фаза была исследована с помощью методов сканирующей электронной микроскопии и рентгенофазового анализа. Исследования проводились в лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН.

Дифрактограмма фазы Pt(Bi,Te)₂ получена на кобальтовом излучении при пошаговом режиме съемки (шаг 0.02) с экспозицией в точке 1 с при непрерывном вращении в диапазоне углов 2θ от 8 до 90°. Обработка полученной дифрактограммы производилась при помощи программы Jade 6. Диагностика - по базе данных PDF-2.

Рентгенофазовый анализ полученной фазы показал, что полученная в результате синтеза фаза идентифицируется как минерал инсизваит PtBi₂ (табл. 1) и соответствует эталонной карточке PDF#89-2029.

Термические свойства полученной в результате синтеза фазы были исследованы с помощью методов дифференциально-термического анализа и терморентгенографии.

Дифференциально-термический анализ проводился в лаборатории физики минералов и функциональных материалов ИГГ УрО РАН. Анализ проводился для двух образцов – чистого PtBi₂ в качестве эталона и Pt(Bi,Te)₂. Эксперимент проходил в корундовых тиглях в режиме нагрева до температуры 750°C и 700°C соответственно, и последующего охлаждения в атмосфере аргона при скорости сканирования 10° С/мин.

На кривой ДТА нагрева образца PtBi₂ (рис. 1) зафиксированы два эндотермических пика при температурах 440.0°C и 635.1°C соответственно в твердом состоянии. Эти температуры коррелируют с температурами полиморфных переходов на фазовой диаграмме Pt-Bi (Okamoto, 1991) для данного состава. Термический эффект при температуре 649.2°C связан с инконгруэнтным плавлением соединения PtBi₂ или с температурой солидус (ts), выше которой образец находится в двухфазной области. Плавление заканчивается при температуре 717.0°C – температуре ликвидус (tl), при которой отмечается неглубокий эндотермический пик. Зафиксированное значение изменения массы в температурном интервале 30–750°C не превышает предела погрешности изменения массы (0.05%) встроенных весов прибора. Наличие отчетливого эндотермического пика (635.1°C) перед плавлением у исследуемого состава PtBi₂ свидетельствует об образовании фазы δ-PtBi₂, которая существует в узком интервале температур до начала плавления образца.

Таблица 1. Рентгенофазовый анализ Pt(Bi,Te)₂

Исследуемая фаза			Эталонная карточка PDF#89-2029			hkl
2θ	d (Å)	I%	2θ	d (Å)	I%	
26.641	3.8823	4.8	26.669	3.8783	1.9	1 1 1
30.881	3.3597	21.2	30.914	3.3563	41.6	2 0 0
34.680	3.0012	91.5	34.689	3.0004	100.0	2 1 0
38.140	2.7377	68.6	38.137	2.7380	81.4	2 1 1
44.360	2.3694	27.5	44.350	2.3699	22.8	2 2 0
52.580	2.0195	100.0	52.568	2.0200	79.1	3 1 1
55.120	1.9333	10.1	55.106	1.9337	7.5	2 2 2
57.580	1.8573	24.0	57.569	1.8577	26.8	0 2 3
59.980	1.7895	53.7	59.966	1.7899	39.8	3 2 1
64.620	1.6735	6.3	64.599	1.6740	4.3	4 0 0
73.440	1.4960	19.4	73.396	1.4968	6.2	0 2 4
75.560	1.4601	28.8	75.525	1.4606	16.4	4 2 1
77.660	1.4266	12.8	77.634	1.4270	7.7	3 3 2
81.840	1.3656	10.5	81.806	1.3661	5.5	4 2 2
88.020	1.2874	34.2	87.991	1.2878	19.9	5 1 1

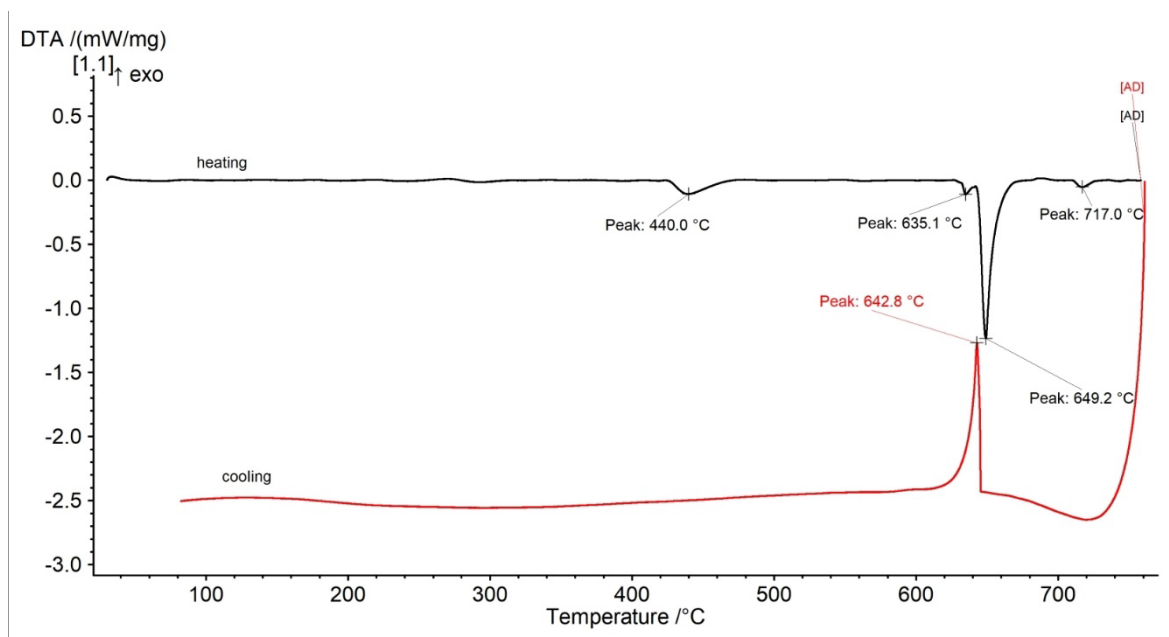


Рисунок 1. Температурные зависимости ДТА образца PtBi₂.

Что касается ДТА - кривой охлаждения, то на ней чётко регистрируется только одна реакция, проявляющаяся в виде экзотермического пика (642.8°C), связанного с кристаллизацией вещества с некоторым переохлаждением.

По ДТА-кривым нагрева и последующего охлаждения можно заключить факт о том, что реакции, связанные с полиморфными превращениями соединения PtBi₂ являются необратимыми и скорее всего из расплава кристаллизуется фаза δ-PtBi₂, которая впоследствии «живет» до комнатной температуры, не претерпевая изменения кристаллической структуры, что было показано в работе (Межуева и др., 2022) по результатам терморентгенографических исследований.

По данным исследований ДТА образца Pt(Bi,Te)₂ (рис. 2) зафиксированы несколько эндотермических реакций на кривой нагрева. Зарегистрированные пики в твердом состоянии при

температурах 523.3°C и 626.1°C скорее всего связаны с полиморфными превращениями $\beta \rightarrow \gamma$ и $\gamma \rightarrow \delta$ модификаций PtBi_2 соответственно, которые происходят несколько смещенные по температуре в сравнении с образцом чистого PtBi_2 . Наличие данного факта связано с присутствием примеси теллура в образце, который изоморфно входит в кристаллическую решетку. Далее при увеличении температуры обнаружена ещё одна эндотермическая реакция (698.4°C), вероятно, связанная с началом плавления образца – температурой солидус (t_s). Завершение реакции не было зафиксировано.

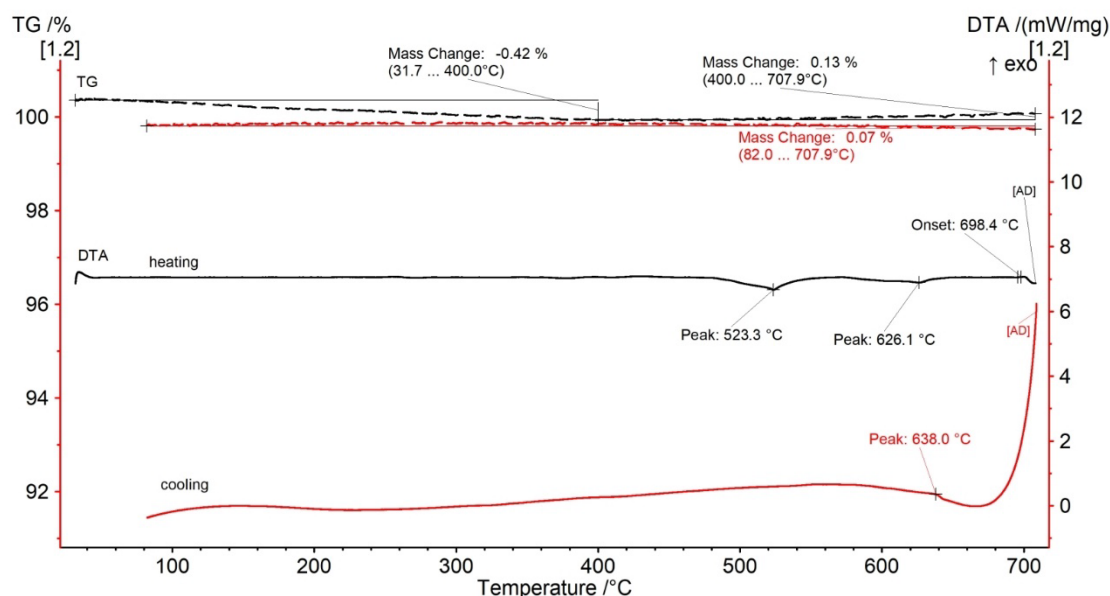


Рисунок 2. Температурные зависимости ДТА образца $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$.

На кривой охлаждения отмечается экзотермический пик при температуре 638.0°C, который связан с кристаллизацией соединения. На кривой термогравиметрии отмечаются изменения массы: -0,29% в интервале температур (31.7-707.9)°C, которые связаны с низким давлением паров теллура, прежде всего.

Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют о том, что изоморфная примесь теллура в синтетическом аналоге минерала инсизвайта $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ увеличивает температуру полиморфного превращения кубической β -модификации в гексагональную γ -модификацию на 83°C, что расширяет поле стабильности кубической модификации, однако температуры второго полиморфного превращения из γ - в δ -модификацию практически не смещаются. Температура начала плавления (температура солидус (t_s)) при вхождении изоморфной примеси теллура в кристаллическую структуру кубической β -модификации увеличивается на 49°C – от 649.2°C у чистого PtBi_2 до 698.4°C у синтетической фазы $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 23-27-00470.

Межуева А.А., Каримова О.В., Упорова Н.С., Ширяев А.А., Чареев Д.А. Термическое поведение PtBi_2 и возможность использования минерала инсизвайта в качестве геотермометра // Геология рудных месторождений. 2022. т.64. №5. С. 462-470

Okamoto H. The Bi-Pt (bismuth-platinum) system // Journal of phase equilibria. 1991. Т.12. №2. Р. 207-210.

Особенности флюидных включений центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау)

Молукпаева Д. К.¹, Ворошилов В. Г.¹

¹ТПУ, г. Томск, dkm3@tpu.ru, v_g_v@tpu.ru

С помощью изучения флюидных включений в минералах можно не только реставрировать физико-химические условия формирования рудоносных флюидов (Реддер, 1987), но и выявить особенности синхронного генезиса жильных минералов и околожильных метасоматитов.

Изученные рудные тела представлены кварц-золото-сульфидными жилами с околорудными березитами. Жилы локализованы в пределах Центральнинского гранитоидного массива Кузнецкого Алатау, сложенного гранодиоритами и кварцевыми диоритами (Алабин, 1971). По гранитоидам сформировались колонки березитов, состоящие из восьми метасоматических зон (Ворошилов, 1995). Визуально диагностируются по характерным минералам три зоны: внутренняя (кварцево-серицитовая), промежуточная (серицит-анкеритовая) и внешняя (хлоритовая). Исследованы газово-жидкие включения (ГЖВ) в жильном кварце и в трех визуально выделяемых зонах метасоматической колонки березитов.

Флюидные включения изучались с помощью прибора Linkam THMS600, совмещенного с оптическим микроскопом Carl Zeiss Axio Imager, по общепринятой методике (Борисенко, 1977; Плечов, 2014; Реддер, 1987). Изучения проводились по первичным включениям, которые определялись по характеру расположения и распространению их в минерале.

Размер флюидных включений от 3 до 9 мкм. Форма включений в основном вытянутая эллипсоидная, реже круглая, прямоугольная. В первичных включениях в соответствии с их текстурным распределением и фазовыми соотношениями при комнатной температуре были выделены два различных типа включений: 1 тип – двухфазные включения (жидкость+газ); 2 тип – однофазные (либо жидкость, либо газ).

Газово-жидкие включения изучены в 2 генерациях жильного кварца (рис.1). Кварц-1 формировался при значениях температур гомогенизации 216–181° С и солёности 5,3–9,6 % NaCl-экв. Кварц-2 пресекает кварц-1 и характеризуется температурами гомогенизации ГЖВ в 203–142 С° и солёности 4-8,7 % NaCl-экв. Водная фаза включений представлена смесью хлоридов К и Na.

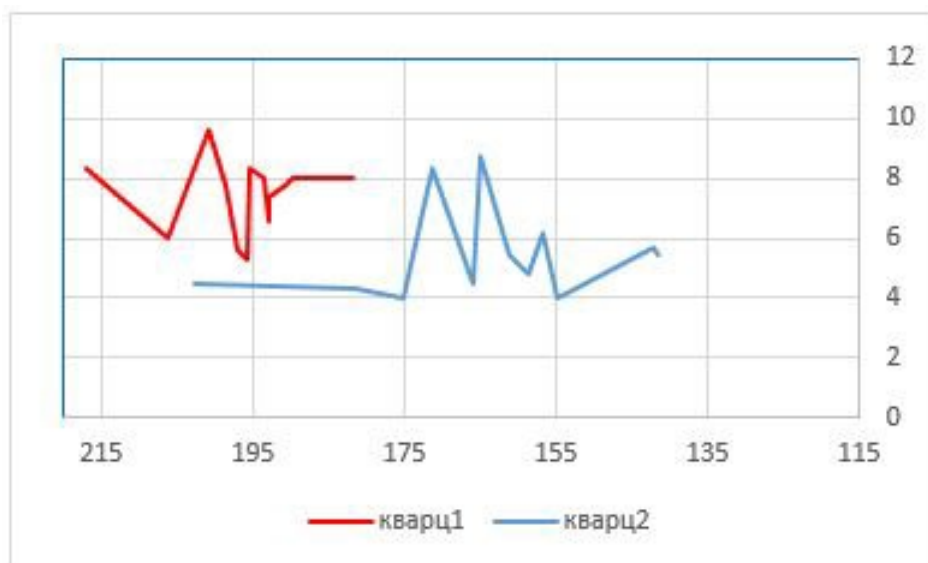


Рисунок 1. Соотношение температуры гомогенизации газово-жидких включений (в °С) и их солёности (в NaCl-экв.) при формировании кварца-1 и кварца-2.

Резкие колебания солёности в кварце-1 наблюдаются в интервале 200–190 °С, что мы связываем со вскипанием растворов и отложением пирита, ассоциирующего с кварцем-1. Начальная температура гомогенизации ГЖВ кварца-2 в 203 °С превышает температуру завершения отложения кварца-1, что указывает на подток новых порций низкосолевого флюида, не затронутого кипением. Этот раствор остывал в достаточно спокойной обстановке до 170 °С, после чего новые тектонические подвижки вызвали резкие перепады давления, кипение растворов и, вследствие этого, колебания его солёности (рис. 1). С кварцем-2 ассоциирует полисульфидная минерализация – галенит, сфалерит, халькопирит.

Флюидный режим внутри колонки березитов в значительной мере зависит от их положения относительно жильного выполнения. На выклинивании структуры, где жильное выполнение отсутствует, термобарические характеристики ГЖВ в кварце березитов изменяются следующим образом (рис. 2).

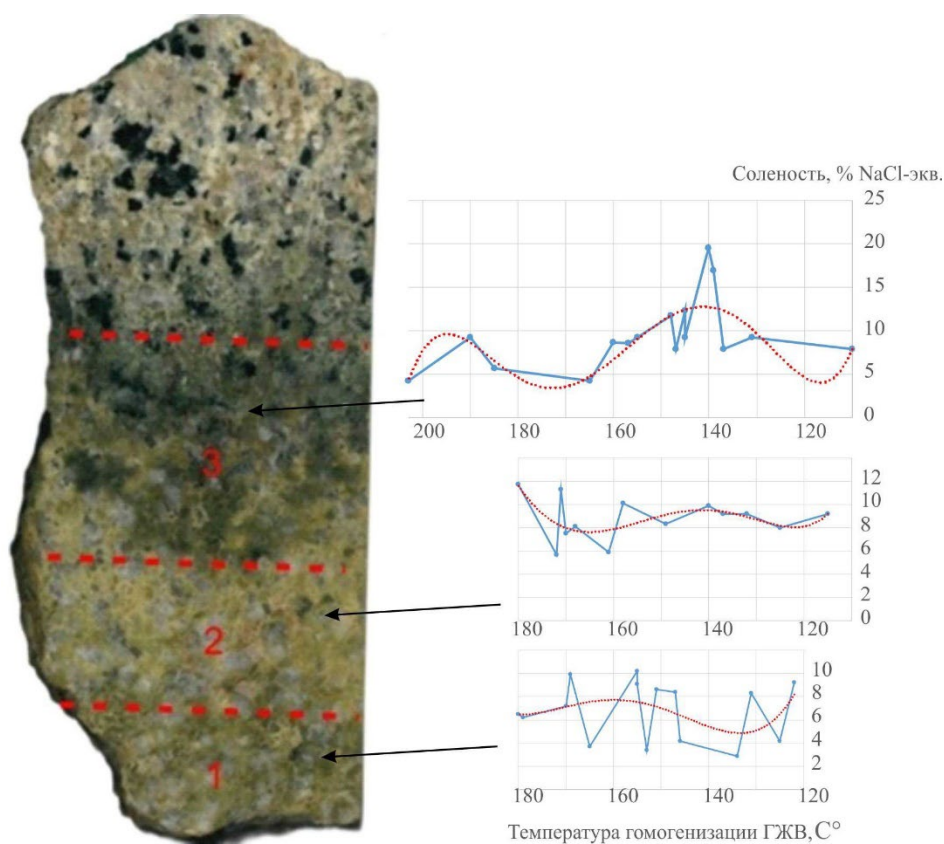


Рисунок 2. Метасоматическая колонка березитов и графики соотношения солёности и температуры гомогенизации ГЖВ в кварце внутренней (1), промежуточной (2) и внешней (3) зон березитов.

По данным температуры эвтектики состав водной фазы во внешней зоне определяет хлорид Na, а во внутренней и промежуточной – хлорид K.

Первый пик кипения, как и в центральной части жилы, отмечается в интервале 200–190 °С, но только во внешней зоне метасоматической колонки. По мере возрастания интенсивности березитизации температура гомогенизации ГЖВ снижается, а температура первого кипения во внутренней зоне метасоматической колонке укладывается в интервал 170–145 °С.

Это однозначно указывает на то, что в этой части трещинной структуры при снижении давления растворы поступали из окружающего порового пространства в трещину, а не наоборот. Второй пик кипения проявлен здесь во внутренней зоне березитов в интервале 130–120 °С, что на 40° ниже, чем в кварце центральной части жилы.

В средней зоне метасоматической колонки график соленость–температура ГЖВ более спокойный, проявлен только первый пик кипения в интервале 180–160°C, дальше вплоть до 115°C соленость оставалась в интервале 8–10 NaCl-экв.

В спокойной тектонической обстановке давление флюидов постепенно росло и во внешней зоне начался рост солености ГЖВ, который кипением объяснить невозможно, поскольку в более пористых и проницаемых внутренних зонах колонки кипения не было. Резкое повышение солености до 20 % NaCl-экв. во внешней зоне в районе 140°C мы связываем с явлением явления обратного осмоса: выдавливанием молекул воды сквозь полупроницаемую границу с ненарушенными породами и ростом, в итоге, солености растворов. Обратный осмос возможен только при избыточном давлении растворов, превышающем гидростатическое давление, что, видимо, и наблюдалось в промежутке между тектоническими подвижками.

Таким образом, можно представить процессы формирования рудных жил в следующем виде. Сначала идет накопление раствора в трещине и околотрещинном пространстве, давление возрастает. Далее происходит тектоническая подвижка, вызывая падение давления и температуры и кипение растворов. Растворы движутся к открытой полости и залечивают ее. Движение это происходит не только внутри открытой трещины, но и по направлению к трещине из окружающего порового пространства. При установлении баланса давление снова возрастает и наблюдается повышение солености во внешней зоне метасоматической колонки, связанное с явлением обратного осмоса. С новыми тектоническими подвижками процесс повторяется. Особенности этого механизма эволюции гидротермального флюида необходимо учитывать при построении генетических и прогнозных моделей рудообразования и расшифровке структуры рудогенных геохимических полей.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта FSWW-2023-0010.

Алабин Л.В. Центральнинский массив Мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. 1971. № 79. С. 169-213.

Борисенко А.С. Исследование солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-27.

Ворошилов В.Г. Условия формирования Центрального рудного поля в гранитоидах (Кузнецкий Алатау) // Руды и металлы. 1995. № 3. С. 68-80.

Плечов П. Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. 2014. С. 266.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. 1987. Том 1. С. 558.

Пикробазальты Западного Сангилене и их соотношения с раннепалеозойским базитовым магматизмом (на примере Нарынского массива)

Мороз У. А.¹, Ярмолюк В. В.¹, Никифоров А. В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, ulianamoroz@mail.ru

В Западном Сангилене широко представлены раннепалеозойские массивы основных пород. Они различаются по возрасту и по составу (Владимиров и др., 1999, 2013), что является показателем неоднократного проявления здесь базитового магматизма. Одной из форм этого магматизма являются дайковые пояса, в том числе с участием комбинированных базит-гранитных даек (Цыганков и др., 2019). Образование таких даек на Западном Сангилене связывается со сменой тектонического режима сжатия на постколлизийное растяжение.

Соотношения между разновозрастными проявлениями базитового магматизма были изучены нами на примере Нарынского габброидного массива, в строении которого были обнаружены многочисленные дайки пикробазальтового состава. Собственно Нарынский массив представляет достаточно крупное тело (3х2 км), вытянутое в широтном направлении. Он в основном сложен гигантозернистыми, иногда пегматоидным габбро, среднезернистые разности в его строении более редкие и сосредоточены в южной части массива. Массив пронизан многочисленными дайками, которые характеризуются резкими контактами. Дайки преимущественно широтноориентированы, имеют протяженность до 100 м при мощности около 4 м. Преобладают дайки базитового (пикробазальтового) состава, кроме того, отмечаются комбинированные дайки, где помимо базитов участвуют кислые (салические) породы. Их мощность больше – до 7 м и более. Базитовые породы в таких дайках расположены в осевой части, краевые части сложены лейкогранитами, контакты основных и кислых составляющих даек характеризуются соотношениями минглинга. При этом в лейкогранитах отмечаются базитовые обособления округлой и слегка вытянутой по простиранию даек формы. Зон смешения состава между базитовыми и салическими участками не наблюдалось, в базитах на контакте местами отмечаются небольшие зоны более тонкозернистых пород (зоны закалки). Эти соотношения свидетельствуют об одновременном участии базитовых и кислых расплавов в образовании даек, что позволило оценить возраст пикритового магматизма по возрасту циркона из лейкогранитов комбинированной дайки. Он составил ~ 440 млн лет.

Минералого-петрографическая характеристика пород.

Пикробазальты комбинированных даек сложены оливином (33–35%), плагиоклазом (~40%), ортопироксеном (~10%), клинопироксеном (~15%), а также аксессуарными ильменитом и пиритом. Структура пород соответствует панидиоморфной, где плагиоклаз и оливин характеризуются большей степенью изоморфизма (рис.1.а). Салические породы комбинированных даек отличаются равным соотношением калиево-полевого шпата и кварца в своем составе (36–40%), с содержанием плагиоклаза ~12%. Темноцветные минералы представлены биотитом, иногда мусковитом, образуют скопления ~0,7 см с цирконом и апатитом.

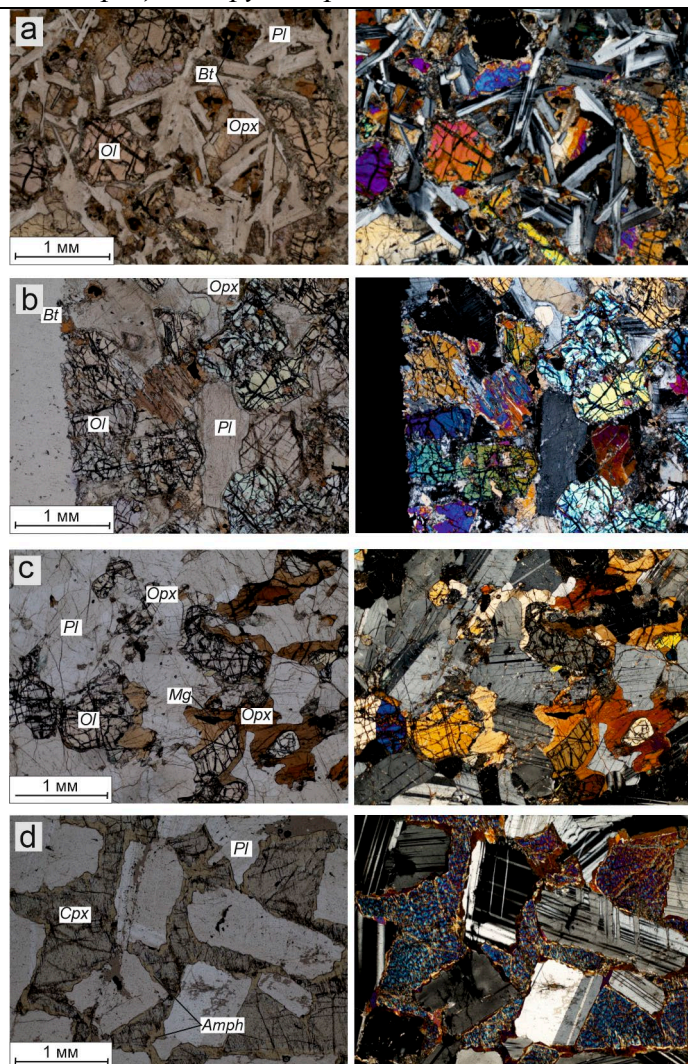


Рисунок 1. а – пикробазальты комбинированных даек; б – пикробазальты самостоятельных даек; с – габбро среднезернистые; d – габбро гигантозернистые.

Слева с анализатором, справа без анализатора.

Состав однородных пикробазальтовых даек отличается большим количеством оливина (45–48%). Это среднезернистые породы с аллотриоморфной структурой, где оливин, ортопироксен и плагиоклаз изометричны. Количество ортопироксена и плагиоклаза в этих породах соответствует ~20% каждого, биотит (7,5%), амфибол (<5%, вторичный), ильменит и пирит.

Вмещающие гигантозернистые габбро с офитовой структурой, составляющие основную часть массива, имеют в своем составе такие минералы как: плагиоклаз (~50%), клинопироксен (~44%) и развивающийся по нему амфибол (до 5–7%), рудные представлены пиритом, галенитом, магнетитом. Породы южной части массива это среднезернистые, гипидиоморфные габбро с отдельностью близкой к шаровой. Минеральный состав «южных» сильно отличен от габбро из основной части массива: главное отличие — это присутствие оливина до 25% и ортопироксена 7–10%. Переходных разновидностей нами не обнаружено, поэтому не исключено, что мы наблюдаем выходы двух разных фаз внедрения или самостоятельных массивов.

Для всех пород участвующих в строении Нарынского габброидного массива были изучены и определены составы породообразующих минералов (плагиоклаза, оливина, пироксена, и амфибола) (рис.2.).

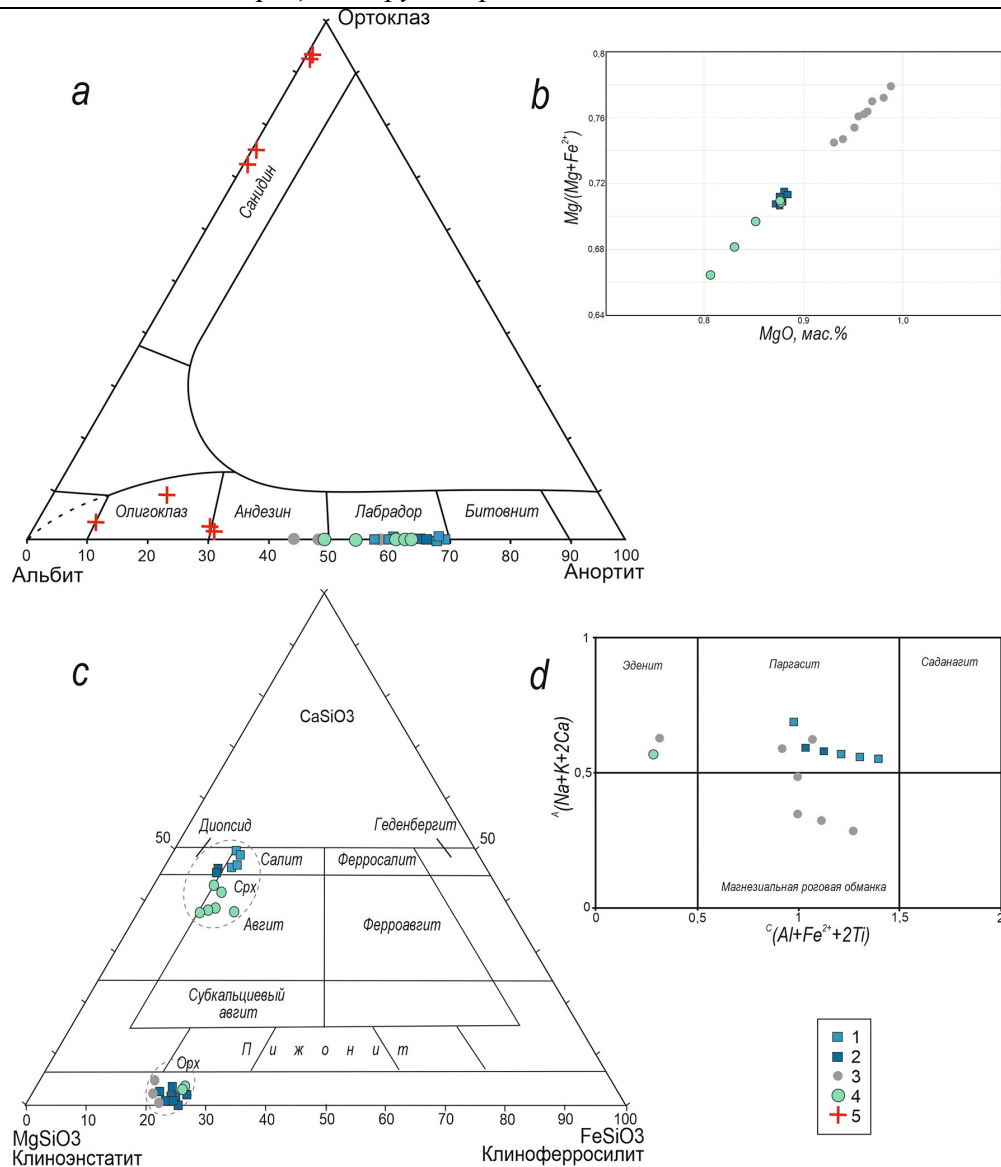


Рисунок 2. Диаграммы положения составов минералов: а – полевых шпатов на диаграмме альбит-ортоклаз-анортит (мол. %); б – график зависимости магнезиальности оливинов; с – пироксенов на диаграмме CaSiO₃-MgSiO₃-FeSiO₃ (мол. %); д – амфиболов на классификационной диаграмме.

1 – гигантозернистые габбро Нарынского массива; 2 – среднезернистые габбро Нарынского массива; 3 – пикробазальтовые дайки; 4–5 – породы комбинированных даек: 4 – пикробазальты, 5 – лейкограниты.

Плагиоклаз. Для базитов комбинированных и простых даек состав плагиоклазов не равномерен и отмечается небольшая зональность в зернах. В центре составы содержат 60–64% анортитового минала (An), а ближе к краю 45–48% An (рис.2.а). В калической части комбинированных даек плагиоклазы содержат 30–33% An на краях, их центр сильно изменен, из чего можно сказать о более основном составе в центре кристаллов. Калиевые полевые шпаты в калических породах характеризуются двумя составами, с содержанием 73–86% и около 93% ортоклазового минала. Плагиоклаз из габбро Нарынского массива более основной: 60–70 An, с зональностью от центра к краю в пределах этих значений.

Оливин пикробазальтов характеризуется самой высокой магнезиальностью около 0,76 (рис.2.б.). В базитах комбинированных даек и вмещающих ср/з габбро Нарынского массива магнезиальность оливинов отвечает диапазону 0,68–0,72.

Пироксен. Клинопироксены участвующие в строении пикробазальтов комбинированных даек имеют состав отвечающий авгиту (Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)₂O₆]) с магнезиальностью 0,69-0,76 (рис.3.с.). Гигантозернистые габбро Нарынского массива содержат клинопироксен, отвечающий диопсид-салитовому составу (Ca(Mg,Fe)[Si₂O₆]) (Mg~0,7 мас. %), а их среднезернистые различия

имеют клинопироксен с большим количеством Mg (~0,8 мас. %). Ортопироксены во всех породах содержат от 70 до 80% энстатитовой молекулы и до 5% волластонитового минала. Магнезиальность ортопироксенов 0,75–0,8.

Амфибол. Во всех разновидностях вмещающих габбро состав амфибола соответствует паргаситу $(\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})[(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}](\text{OH})_2)$, с содержанием CrO (0,4–0,9 мас. %) и Na_2O (1,6–1,8 мас. %) (рис.2.d.). Амфибол в дайках пикробазальтов развивается по разным минералам и характеризуется различным составом. По оливину развивается магнезиальная роговая обманка (вак. $\text{Ca}_2(\text{Mg}_4\text{Al})[(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}](\text{OH})_2$), кайму вокруг оливина образует эденит $(\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}](\text{OH})_2)$, а по пироксену развивается паргасит. В комбинированных дайках по оливину развивается эденит.

Заключение.

По результатам изучения пород габброидного массива можно сделать следующие выводы:

На территории Западного Сангилена в пределах габброидного массива развиты многочисленные дайки пикробазальтов и комбинированные дайки, с пикробазальтовой и гранитной составляющими. Возраст даек составляет 440 млн лет.

Габбро Нарынского массива характеризуются различным минеральным составом. В одном случае это плагиоклаз (~50%) и клинопироксен (~44%), в другом плагиоклаз (~55%), оливин (~25%), пироксены (<10%). Это позволяет предполагать, что данные габбро могут являться отдельными фазами внедрения или разными интрузивными телами.

Пикробазальты простых и комбинированных даек имеют схожий минеральный состав. В то же время пикробазальты простых даек содержат в своем составе самые магнезиальные минералы: оливин имеет магнезиальность – 0,75–0,78, ортопироксен – 0,75–0,8. Предполагается, что их образование было связано с процессами растяжения, сопровождавшимися образованием ряда дайковых поясов в северном обрамлении Сангиленской части Тувино-Монгольского массива (Гибшер и др., 2012).

Работа выполнена в рамках госзадания № FMMN-2021-0006.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н., Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники, геодинамические условия формирования // Доклады Академии Наук. 1999. т. 369. № 6. С. 795-798

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. том 21. № 2, С. 177–201

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. т.53. № 8. С. 998-1013;

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А. и др. Состав и U/Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст цирконов комбинированных даек Западного Сангилена (Тувино-Монгольский массив) // Геология и геофизика. 2019. т. 60. № 1, С. 55—78.

Преобразование бентонитов в модельных растворах захоронения радиоактивных отходов

Морозов И. А.¹, Королева Т. А.¹, Нестеренко А. А.¹, Козлов П. П.², Крупская В. В.^{1,3}

¹ИГЕМ РАН, Москва, ivan.morozov@yandex.ru

²РХТУ имени Д. И. Менделеева, Москва

³МГУ имени М. В. Ломоносова, геологический факультет, Москва

Проблема захоронения радиоактивных отходов на сегодняшний день является одной из актуальных и требующих многочисленных исследований. В рамках выполнения Федеральной целевой программы по ядерной безопасности планируется сооружение пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов (ПГЗРО) на участке недр Енисейский в Красноярском крае. Согласно концепции, система ПГЗРО включает в себя мультибарьерную систему, одним из компонентов которой предполагается буфер на основе глинистых материалов. Для обоснования безопасности, а также прогнозирования эволюции буферного материала проводились экспериментальные исследования, нацеленные на изучение стабильности глинистых материалов.

В качестве модельных условий были выбраны повышенные температуры (90°C) и различный pH (от 1.1 до 11.2). Эксперименты длились 1, 3 и 6 месяцев во фторопластовых стаканах, при этом соотношение твердой к жидкой фазе составило 1:10 соответственно. Для экспериментов были выбраны бентонитовые глины 2 месторождений: 10-й Хутор (республика Хакасия) и Таганское (Казахстан), как наиболее перспективные по своим физико-механическим свойствам.

Проведенный по результатам экспериментов количественный рентгенодифракционный анализ показал незначительные изменения в фазовом составе исследуемых бентонитов. В основном изменения произошли за счет растворения карбонатов, входящих в состав исходных образцов. В остальном минеральный состав бентонитов по данным рентгеновской дифракции меняется незначительно. Эти данные подтверждаются данными химического анализа.

По результатам анализа ИК-спектров и для образцов месторождения 10-й Хутор, и для образцов Таганского месторождения наблюдается снижение интенсивности полос поглощения Al-Fe-OH и Al-Mg-OH, что может говорить о выщелачивании ионов железа и магния из октаэдрических сеток, что коррелирует с данными химического анализа. Данные изменения в равной степени проявляются на всех образцах, вне зависимости от pH раствора.

По результатам анализа емкости катионного обмена (ЕКО), в ходе эксперимента она снижется, причем на образцах бентонита месторождения Таганское доля падения ЕКО в нейтральной и щелочной средах выше, чем для образцов 10-го Хутора. Это связано с переходом смектита в преимущественно кальциевую форму, но также может свидетельствовать о частичном растворении смектита и появлении аморфного вещества.

Анализ области (060) глинистых минералов также не показал видимых изменений как в структуре смектитов, так и появления новых фаз глинистых минералов. Не наблюдается образование как триоктаэдрических форм смектитов, так и других глинистых минералов, таких как иллит, хлорит и т.п.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-17-00252

Последовательность минералообразования руд Южно-Магнетитового месторождения (Озёрнинский рудный узел, Бурятия).

Москвитина М. Л.¹, Дамдинов Б. Б.¹, Извекова А. Д.¹

¹ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, homashca@mail.ru, damdinov@mail.ru, boxjer@mail.ru

Озёрнинский рудный узел входит в состав Курбино-Еравнинского рудного района, расположенного в центральной части Саяно-Байкальской складчатой области (Гордиенко, 2015). В тектоническом плане рудный узел приурочен к Еравнинской вулкано-тектонической структуре (ВТС), являющейся фрагментом Удино-Витимской островодужной системы (УВОС), которая существовала на протяжении почти всего фанерозоя (Гордиенко, 2010).

Озёрнинский рудный узел располагается в останце карбонатно-терригенно-вулканогенных отложений олдындинской свиты, которые повсеместно прорываются многочисленными интрузивными и субвулканическими комплексами.

В пределах Озёрнинского рудного узла известно крупнейшее в России по запасам цинка Озёрное полиметаллическое месторождение, а также около 30 более мелких месторождений и рудопроявлений (Назаровское, Ульзутуйское, Гурвунурское, Гундуйское, Аришинское, Октябрьское, Южно-Магнетитовое, Васильевское и т.д.).

Предшественниками достаточно хорошо изучен минеральный состав руд Озёрного месторождения, тогда как минералогия других месторождений рудного узла (в том числе и Южно-Магнетитового) недостаточно изучена. Кроме того, особенностью данного месторождения является проявление золоторудной минерализации, которая ранее была установлено только на Назаровском золото-полиметаллическом месторождении, но не характерна для Озёрного месторождения.

Таким образом, целью данного исследования является изучение минерального состава руд и выделение этапов и стадий минералообразования Южно-Магнетитового месторождения, что в дальнейшем позволит нам сделать вывод о происхождении золоторудной минерализации.

Южно-Магнетитовое месторождение расположено в 3 км к востоку от Озёрного полиметаллического месторождения.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы олдындинской свиты, которые прорываются дайками кварцевых сиенит-порфиров и долеритовых порфиров. Встречающиеся на месторождении комплексы пород подвержены гидротермальным изменениям - окварцеванию, пропилитизации и аргиллизации.

В ходе полевых работ в пределах Озёрнинского рудного узла, было установлено, что на Южно-Магнетитовом месторождении присутствуют три типа руд: пирит-гематит-магнетитовые, прожилково-вкрапленные сульфидно-кварцевые и золото-сульфидно-кварц-карбонатные.

На месторождении установлено около 30 минеральных видов, главными из которых являются магнетит (диагностируется в двух генерациях), гематит, халькопирит и пирит (диагностируется в двух генерациях), а среди второстепенных и редких минералов отмечаются борнит, барит, галенит, сфалерит, арсениды (арсенопирит, глаукодот, аллоклазит, лунзонит и лёллинит), а также минералы Bi и Te.

Самородное золото пространственно приурочено к зёрнам пирита второй генерации (пирит-2) и находится в ассоциации с халькопиритом и ковеллином. По морфологическому признаку, минералы золота делятся на выделения вытянутой, столбчатой, округлой, овалообразной, угловатой, каплевидной и неправильной формы, размером до 20 мкм. Пробность самородного золота варьирует от 723 до 797‰.

Большое разнообразие рудных минералов, а также их морфологические характеристики и взаимоотношения друг с другом, позволили нам установить последовательность минералообразования, а также выделить три временных этапа: скарновый, гидротермально-метасоматический и гипергенный (рис. 1).

Этап Стадия Минерал	Скарновый	Гидротермально-метасоматический				Гипергенный
		Пропилитовая	Кварц-сульфидная	Bi-Te	Аргилизитовая	
Магнетит	I	II				
Пирит	I	II				
Гематит						
Арсенопирит						
Халькопирит						
Борнит						
Сфалерит						
Пирротин						
Барит					
Галенит						
Аллоклазит					
Глаукодот					
Лёллингит					
Лузонит					
Теннантит					
Тетрадимит					
Штютцит					
Эмпрессит					
Гессит					
Висмутинит					
Шапбахит					
Айкинит					
Самородный Те					
Виттихенит					
Идаит					
Куприт					
Самородная Си					
Ковеллин					
Гидроокислы Fe и Си					
Золото				
Апатит					
Кварц	I	II	III			
Карбонат	I	II	III			
Мусковит						
Хлорит						
Эпидот						
Глинистые минералы						

Рисунок 1. Этапы и стадии минералообразования руд Южно-Магнетитового месторождения.

Первый временной этап, судя по всему, связан со становлением щелочных гранитоидов, которые взаимодействовали с вулканогенно-осадочными породами олдындинской свиты. Реакция магматического раствора с пластами или прослоями карбонатных пород – известняков, доломитов, а также известковистых туффов и туффитов вулканогенно-осадочной толщи олдындинской свиты привело к интенсивному скарнированию карбонатов. Установлено, что в пределах Южно-Магнетитового месторождения развиты карбонатные породы в состав которых входят такие минералы, как доломит, кальцит, сидерит. Разнообразие карбонатных толщ, которые взаимодействовали с магматическим комплексом способствовало образованию скарнов известкового и магнезиального состава. Индикаторные отношения химического состава

магнетитов из первичных пирит-гематит-магнетитовых руд подтверждают данное предположение (рис. 2)

Нужно отметить, что собственно скарнов, а также характерных для них минералов (гранат, пироксен, амфибол и т.д.) на месторождении обнаружено не было, и делать вывод о присутствии первого этапа рудообразования можно лишь опираясь на элементный состав магнетитов из пирит-гематит-магнетитовых руд.

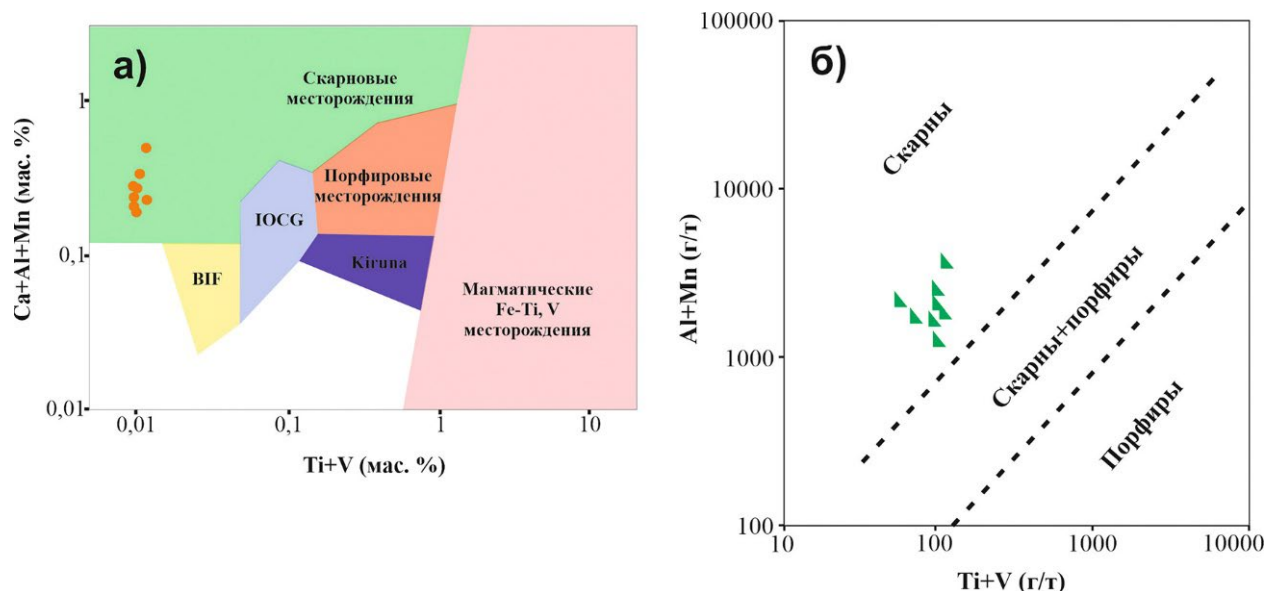


Рисунок 2. Дискриминационные диаграммы условий образования магнетита (на основе элементно-примесного состава) из первичных пирит-гематит-магнетитовых руд.

а - BIF – месторождения полосчатых железных руд; IOCG – окисленные железно-медно-золотые месторождения, Kiruna – тип апатит-магнетитовых месторождений (Dupius, 2011); б - Диаграмма элементно-примесных отношений для скарновых и порфировых систем (Nadoll, 2015).

К раннему (скарновому) этапу минералообразования относится пирит-гематит-магнетитовая стадия. Здесь происходит массовое отложение магнетита первой генерации (магнетит-1), который, впоследствии, подвергся процессу мартитизации, что привело к образованию гематита. Близодновременно с гематитом, в небольших количествах, отлагается барит. На этой же стадии наблюдаются зёрна пирита первой генерации (пирит-1). Чуть позднее, магнетит замещает игольчатые и столбчатые кристаллы гематита, что приводит к образованию магнетита второй генерации (магнетита-2) или мушкетовита, который полностью сохраняет исходную форму гематита. На заключительном этапе скарнообразования появляются кварц и карбонат первых генераций (кварц-1 и карбонат-1), которые заполняют пространство между зёрнами магнетита первой генерации (магнетит-1).

Второй возрастной этап – гидротермально-метасоматический, связан с влиянием магматизма, продукты которого представлены дайковыми комплексами кварцевых сиенит-порфиров и долеритовых порфиринов, которые прорывают вулканогенно-осадочные породы олдындинской свиты. На данном этапе, на значительной площади месторождения, происходит гидротермально-метасоматические преобразования первичной вулканогенно-осадочной толщи с образованием околорудных метасоматитов различного состава, который зависит от первоначального состава вмещающей породы. Процесс околорудного метасоматического изменения сопровождается процессами пропилитизации, аргиллизации и окварцевания. Вторичные изменения, в частности, проявлены в замещение плагиоклаза серицитом (серицитизация) и щелочного полевого шпата сосюритом (сосюритизация). Судя по всему, скарновые образования, также подверглись гидротермально-метасоматическим изменениям и целиком превращены в кварц-эпидот-хлорит-карбонатные метасоматиты.

Второй этап минералообразования проходил в несколько стадий.

Пропилитовая стадия, знаменует начало гидротермальной деятельности, которая начинается с метасоматического преобразования скарнированных пород вулканогенно-осадочной толщи, которые замещаются такими минералами как хлорит, мусковит (серицит), эпидот, а также продолжают отлагаться кварц-1 и карбонат-1. На этой же стадии происходит массовое отложение пирита второй генерации (пирит-2), а также в небольших количествах отлагается халькопирит. Кроме того, данная стадия характеризуется образованием арсенопирита который образует угловатые зёрна в карбонате. С арсенопиритом ассоциируют другие соединения мышьяка, в частности, его кобальтовые разновидности глаукоdot и аллоклазит, которые образуют непрерывный изоморфный ряд.

В сульфидно-карбонат-кварцевую стадию происходит массовое отложение кварца второй генерации (кварц-2) и карбоната второй генерации (карбонат-2). По зонам дробления в кварце-2 и карбонате-2 происходит отложение более поздних кварца третьей генерации (кварц-3) и карбоната третьей генерации (карбонат-3). Также эта стадия сопровождается образованием сульфидных минералов. Халькопирит и борнит, очень часто, находятся в сростании друг с другом, а пластинки халькопирита в виде табличек и линз (распад твёрдого раствора) свидетельствуют об единовременном образовании данных минералов. Сфалерит содержит вкрапленность халькопирита (распад твёрдого раствора), что также может свидетельствовать об их синхронном отложении. Галенит, образуется значительно позже, отлагаясь в трещинах и дефектах на поверхности халькопирита. Барит заполняет трещины и микродефекты в халькопирите и борните, что позволяет считать его более поздним минералом. Зёрна арсенопирита, в свою очередь, по микротрещинам замещаются более поздними арсенидами – лёллингитом и лузонитом, а также теннантитом.

Образование серии золотоносных кварцевых жил северо-восточного простирания, вероятно, также связано со становлением мезозойских дайковых комплексов. Кварцевые жилы сопровождаются зонами метасоматических изменений, которые проявлены как во вмещающих породах, так и в самих дайках. Наличие разных по времени этапов скарнирования и жилообразования свидетельствуют о влиянии двух магматических процессов, либо о пульсационном характере магматизма.

Висмут-теллуридная стадия является наложенной на более ранние и высокотемпературные минеральные ассоциации. Рудные минералы представлены – сульфотеллуридами (тетрадимит), сульфосолями Cu и Bi (виттихенит), теллуридами Ag (гессит, штюцит, эмпрессит), сульфовисмутитами (шапбахит, айкинит), а также висмутином, самородным теллуrom. Минеральные формы данной ассоциации пространственно приурочены к трещинам, порам и микродефектам в кварце, сидерите, пирите второй генерации (пирит-2), халькопирите и пирротине.

Заключительная стадия гидротермально-метасоматического этапа - аргиллизитовая, характеризуется проявлением посмагматической деятельности, которая приводит к замещению исходных минералов глинистым материалом.

Третий временной этап – гипергенный. Зона гипергенеза характеризуется окислением халькопирита, которое протекает с образованием гидроокислов железа и формированием зоны вторичного сульфидного обогащения, в результате которого образуются ковеллин, идаит и куприт, известные, как типичные минералы зоны окисления меднорудных месторождений и встречающиеся совместно с самородной Cu.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, грант № 22-17-00106.

Гордиенко И. В., Булгатов А. Н., Руженцев С. В., Минина О. Р., Климук В. С., Ветлужских Л. И., Ласточкин Н. И., Ситникова В. С., Ветлужских Т. А. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее–палеозое // Геология и геофизика. 2010. Том 51. № 5. С. 589–614.

Гордиенко И. В., Нефедьев М. А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С 114-124.

Dupuis C., Beaudoin G. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types // *Mineralium Deposita*. 2011. Vol. 46. Is. 4. P. 319–335.

Nadoll P., Mauk J.K., Leveille R.A., Koenig A.T. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States // *Mineralium Deposita*. 2015. Vol. 50. Is. 4. P. 493–515.

Особенности золотой минерализации колчеданного месторождения Абыз (Центральный Казахстан)

Николаева А. Н.¹, Ярчук А. В.²

¹НИ ТПУ, г. Томск, nikolaevaanastas759@gmail.com

²НИ ТПУ, г. Томск, avy29@tpu.ru

Руды месторождения Абыз являются труднообогатимыми. Технологическая упорность их обуславливается тонким срастанием минералов между собой, разнообразием текстурно-структурных особенностей и минерального состава. С целью увеличения извлечения золота и повышения рентабельности предприятия было решено провести детальное изучение вещественного состава руд: характеризовать текстурно-структурное и минеральное своеобразие, исследовать специфику распределения золотой минерализации в минералах концентраторах.

Месторождение Абыз расположено в восточной части Карагандинской области Центрального Казахстана в 52 км от поселка Карагайлы. Геологическое строение района довольно сложное, вследствие расположения его на стыке двух крупнейших структур Центрального Казахстана: Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и Северо-Балхашского мегасинклинория, разделенных меридиональным Центрально-Казахстанским разломом (Мазуров А. К., 2005). Оруденение приурочено к зоне березитизации, сформированной по вулканогенно-осадочным породам среднего-основного состава, а также их туфогенным производным и осадочным отложениями. Руды по своим текстурно-структурным характеристикам представлены сплошным и вкрапленным типами (Мазуров А. К. и др., 2021).

В результате проведенного исследования было установлено, что золото в руде находится в минеральной (электрум, петцит, калаверит) и самородной формах (рис.1) и концентрируется преимущественно в сульфидах: пирите и халькопирите. При этом около 76% диагностируемой золотой минерализации приурочено к сплошному типу.

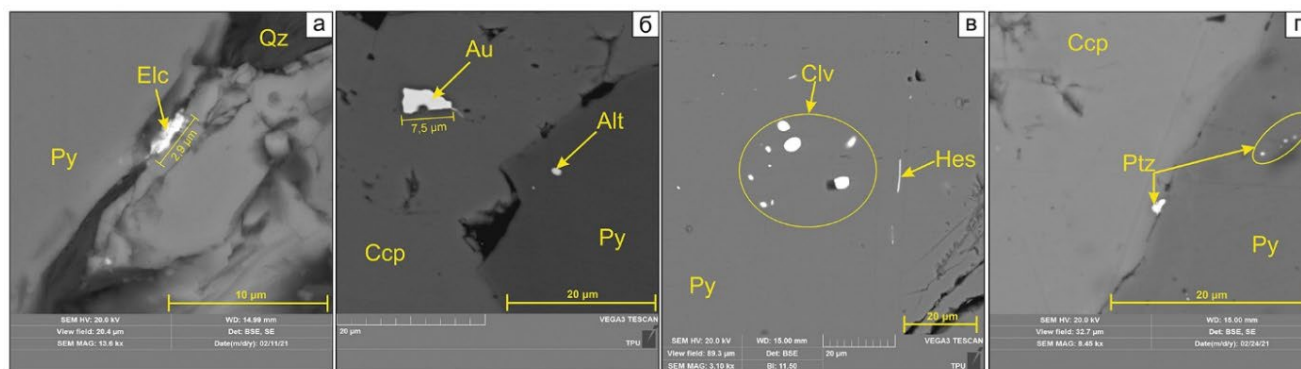


Рисунок 1. Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения электрума (а), самородного золота (б), калаверита (в), петцита (г).

Py – пирит, Qz – кварц, Ccp – халькопирит, Alt – алтаит, Hes – гессит, Clv – калаверит, Ptz – петцит, Au – самородное золото, Elc – электрум.

Золото в рудах месторождения часто отлагалось совместно с серебром, вследствие этого их корреляционные связи довольно устойчивые. По этой причине в рудах отмечается доминирование минерала **электрума (AuAg)**, относящегося к интерметаллическим соединениям. Содержания Au в нем колеблется в пределах 61,5...72 мас. %. Данный факт указывает на преобладание в рудах преимущественно низкопробного золота. Электрум в парагенетической связи с сульфидами обнаружен в самих рудных минералах (пирите и халькопирите) в виде просечковидных форм, заполняющих межзерновые пространства (рис.1 а),

образуя неправильные формы. Соотношение ширины и длины данных выделений колеблется от 1:2 до 1:5, где длина варьирует в диапазоне 2...10 микрон.

Самородное золото (Au) занимает второе место по распространенности. Форма выделений достаточно разнообразна, диагностированы прожилковидные выделения, заполняющие пустоты и трещины, а также неправильные, удлиненные, комковидные, каплевидные выделения. Самородное золото приурочено к халькопириту (рис.1 б) и пириту, обычно заполняет пустоты в них или трещины, нередко развивается на периферии зерен или же заполняет интерстиции между сульфидами. Средний размер агрегатов составляет 3...4 микрона, при этом максимальный размер может достигать 8 микрон. Протяженность прожилковидных агрегатов в длину варьирует в диапазоне 5...6 микрон.

Калаверит (AuTe₂) является третьим по распространенности минералом с содержанием золота 43...44 мас. %. В рудах встречается в виде овальных, округлых и каплевидных форм. Развивается минерал исключительно на поверхности пирита в виде эмульсиевидных включений и практически всегда образует неравномерные скопления своих агрегатов (рис.1 в). Ни раз калаверит отмечался в ассоциации с гесситом. Размер агрегатов варьирует в пределах 0,25...4 микрон, но преобладают более крупные формы выделения.

Петцит (Ag₃AuTe₂) самый редкий минерал золота с содержанием благородного металла до 25 мас. %, в разрезе характеризуется неправильными включениями трапециевидных, прямоугольных, угловатых и неправильных форм. Нередко минерал заполняет интерстиции пирита и халькопирита, тем самым и образуя своеобразные формы выделения. Средний размер агрегатов составляет 1,45 микрон. Нередко для петцита характерно неравномерное скопление зерен (рис.1 г) неправильных и округлых форм размером до 1 микрона.

Таким образом, золото в рудах помимо самородной формы представлено также и в виде минеральной (электрум, калаверит, петцит). Так же по результатам ISP-МС анализа в сульфидных концентратах было выявлено рассеянное тонкодисперсное золото размером до 1 микрона. Данный фактор может являться причиной потери золота в результате флотации.

Полученные результаты имеют производственную значимость и могут быть использованы для усовершенствования схемы обогащения, с целью уменьшения потерь золота на Карагайлинской обогатительной фабрики корпорации «Казахмыс».

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWW–2023–0010).

Мазуров А. К. Металлогеническое районирование Казахстана // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2005. Том 308. № 4. С. 33-39.

Мазуров А. К., Рудмин М.А., Байболова Ш. Ж., Кряжева Т. В. Золото в рудах золото-колчеданного месторождения Абыз (Центральный Казахстан) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Том 332. № 11. С. 78-88.

Дюсембаева К.Ш. Микроскопическое исследование руд золота: Учеб. пособие. Алматы: КазНТУ. 2011. 135 с.

Теллуру-висмутовая минерализация колчеданных месторождений Казахстана

Николаева А. Н.¹

¹НИ ТПУ, г. Томск, nikolaevaanastas759@gmail.com

В результате технологических исследований на золоторудных месторождениях Абыз и Малеевское было установлено, что руды характеризуются довольно сложным минеральным составом, но наибольший интерес при этом вызвало присутствие теллура и висмута. До настоящего времени исследователи не принимали во внимание важность изучения пары полуметаллов Те-Ві как минералообразующих элементов, определяющих специфику минеральных ассоциаций орогенных руд золота. В связи с этим было решено изучить более детально особенности распределения теллуру-висмутовой минерализации в рудах данных месторождений.

Золото-колчеданное месторождение Абыз расположено в Карагандинской области Казахстана в 30 км от рудника Кентюбе. Формирование пород, слагающих месторождение, происходило в вулканической островодужной системе активной континентальной окраины (Мазуров, 2005). В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные отложения девона, прорванные интрузивными и субвулканическими образованиями средне-основного состава. Последовательность гидротермально-метасоматических образований направлена от пропилитов к березитам (Мазуров и др., 2020). Морфология рудных тел линзовидная, линзовидно-пластовая. В ходе исследования, по текстурно-структурным особенностям на месторождении выделено два типа руд: сплошные и вкрапленные. Основные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

В ходе исследований на месторождении Абыз мною выявлено многообразие теллуру-висмутовой минерализации, представленной такими минералами как: алтаит ($PbTe$), гессит (Ag_2Te), петцит (Ag_3AuTe_2), теллуrowисмутит (Bi_2Te_3), раклиджит ($(Bi,Pb)_3Te_4$), штютцит (Ag_5Te_3), ченгуодаит ($Ag_9FeTe_2S_4$), калаверит ($AuTe_2$) и колорадоит ($HgTe$). Отмечается, что среди всех минералов данного типа большую распространенность на месторождении имеет алтаит, в меньшем объеме развит петцит, гессит, раклиджит, штютцит и теллуrowисмутит. Спорадически отмечаются такие минералы как калаверит, ченгуодаит и колорадоит. До 83% всей минерализации приурочено к сплошному типу оруденения, где диагностированы такие минералы как алтаит, штютцит, гессит, теллуrowисмутин, ченгуодаит, петцит, калаверит, раклиджит и колорадоит. Вкрапленный тип оруденения содержит в себе до 17% выявленных минералов Те-Ві состава, а именно гессит, раклиджит, гессит, теллуrowисмутин, штютцит и калаверит. Выявленные минералы Те-Ві состава разделены на восемь систем (таблица 1).

Отмечается многообразие форм выделения теллуру-висмутовых минералов, а также общее сходство – приуроченность к сульфидным минералам (рис.1). Минералы характеризуются неправильными, просечковидными, амебообразными и угловатыми формами выделения, развивающимися как по трещинам и пустотам в минералах, так и по их периферии. Размер агрегатов составляет от 1,5 до 21 микрон в длину.

Таблица 1. Общая характеристика минералов Те-Vi состава на месторождении Абыз.

Минерал	Усредненные формульные коэффициенты	Минерал-хозяин
Система Pb-Te		
Алтаит	$Pb_{1.01}Te_{1.00}$	Пирит, халькопирит
Система Bi-Te		
Теллурувисмутин	$Bi_{1.90}Te_{3.00}$	Пирит
Система Bi-Bb-Te		
Раклиджит	$((Bi, Pb)_{3.01}Te_{4.00})$	Пирит
Система Ag-Te		
Гессит	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$	Пирит, халькопирит, кальсилит, дикцит
Штютцит	$Ag_{4.70}Te_{3.00}$	Пирит, халькопирит
Система Ag-Te, Fe, S		
Ченгуодаит	$Ag_{8.93}Fe_{1.00}Te_{1.98}S_{4.00}$	Халькопирит
Система Ag-Au-Te		
Петцит	$Ag_{3.00}Au_{1.00}Te_{2.00}$	Халькопирит
Система Au-Te		
Калаверит	$Au_{0.98}Te_{2.00}$	Пирит
Система Hg-Te		
Колорадоит	$Hg_{1.00}Te_{1.00}$	Пирит

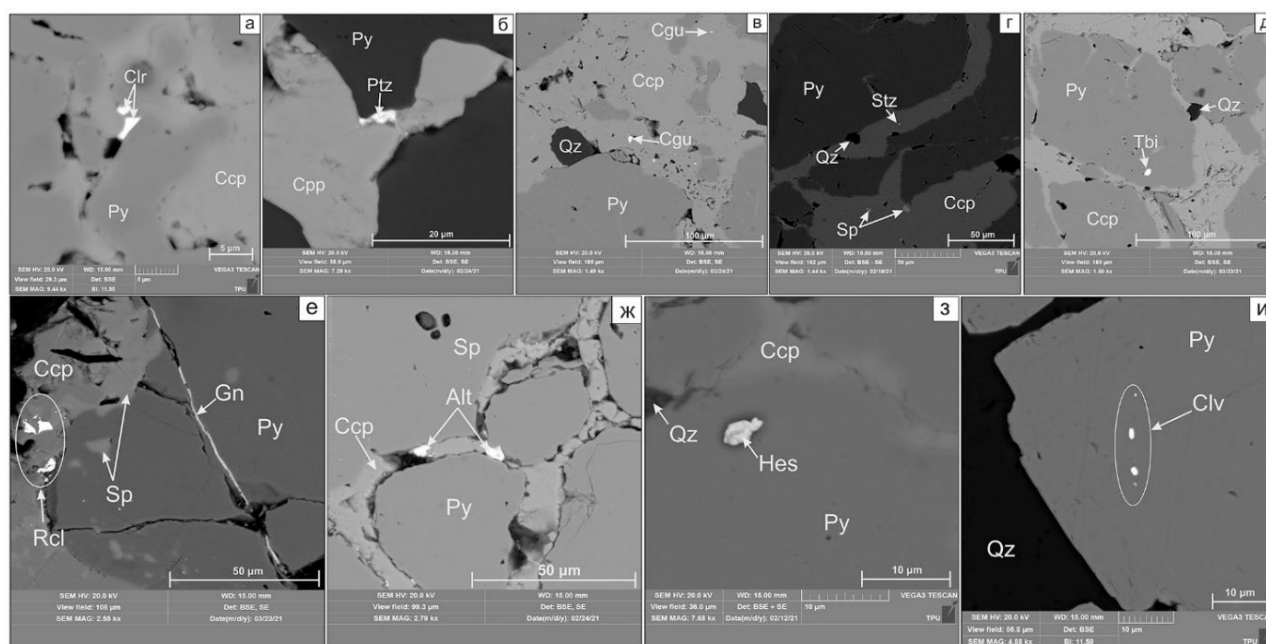


Рисунок 1. Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратном рассеянных электронах, демонстрирующие включения калаверита (а), петцита (б), ченгуодаита (в), штютцита (г), теллурувисмутина (д), раклиджита (е), алтаита (ж), гессита (з), колорадоита (и).

Py – пирит, Qz – кварц, Cal – кальцит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит, Alt – алтаит, Ges – гессит, Clv – калаверит, Tbi – теллурувисмутин, Rcl – раклиджит, Stz – штютцит, Cgu – ченгуодаит, Ptz – петцит, Clr – колорадоит.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Малеевское находится на территории Зырянского района Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан. Формирование оруденения связано с рифтогенным вулканизмом ранней стадии герцинского

тектонического цикла и локализовано в полого лежащей складчатой толще в пределах сравнительно узкого интервала вулканогенно-осадочного разреза маслянской свиты (Гаськов, 2018). Руды метаморфизированы под воздействием Щербнохинского массива гранитоидов Змеиногорского комплекса С₂₋₃. Мощности рудных тел не выдержаны, имеются резкие раздувы и пережимы. По текстурным типам оруденения выделяются сплошные и густо-вкрапленные. Главные минералы в рудах представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и арсенопиритом.

В результате исследований в рудах выявлены минералы Те-Ві состава: алтаит (PbTe), гессит (Ag₂Te), цервеллеит (Ag₄TeS), самородный висмут (Bi), строкаит (Bi₃TeS₂), плюмботеллурид (PbTeO₃), ксилингоит (Pb₃Bi₂S₆), изоклейкит (Pb₂₇(Cu, Fe)₂(Sb, Bi)₁₉S₅₇). Большая часть выявленной минерализации приурочена к минералам теллуридного состава, находящимся в тесной связи с Ag, Pb и Sb: алтаит, гессит, цервеллеит, плюмботеллурид. Висмут, в свою очередь, представлен как самородной формой выделения, так и сульфосолями Cu-Ag-Pb-Fe-S-Bi-Te состава: ксилингоит и изоклейкит. Также в рудах отмечен минерал теллурида висмута, представленный строкаитом. По распространенности минералов теллуридо-висмутового состава наблюдается значительное преобладание в рудах изоклейкита, далее в порядке убывания расположены самородный висмут, гессит, алтаит, строкаит, цервеллеит, ксилингоит и плюмботеллурид. До 64% всей Те-Ві минерализации приурочено к сплошному типу оруденения, где диагностированы такие минеральные формы как изоклейкит, самородный висмут, строкаит, гессит, ксилингоит. Густо-вкрапленный тип оруденения содержит в себе до 36% выявленных минералов Те-Ві состава, а именно гессит, цервеллеит, алтаит и плюмботеллурид. Выявленные минералы разделены на пять систем (таблица 2).

Таблица 2. Общая характеристика минералов Те-Ві состава на месторождении Малеевское.

Минерал	Усредненные формульные коэффициенты	Минерал-хозяин
Система Pb-Te, O		
Алтаит	Pb _{0.97} Te _{1.00}	Халькопирит, сфалерит
Плюмботеллурид	Pb _{0.99} Te _{1.00} O _{3.00}	Пирит
Система Ag-Te, S		
Гессит	Ag _{1.98} Te _{1.00}	Пирит
Цервеллеит	Ag _{4.21} Te _{1.06} S _{1.00}	Халькопирит
Система Bi-Te, S		
Висмут самородный	Bi	Ксилингоит
Строкаит	Bi _{3.17} Te _{1.12} S _{2.00}	Пирит, халькопирит
Система Pb-Bi, S		
Ксилингоит	Pb _{3.18} Bi _{2.09} S _{6.00}	Пирит, халькопирит
Система Pb-Bi-Sb, S, Cu, Fe		
Изоклейкит	(Pb _{27.14} (Cu,Fe) _{2.03} (Sb,Bi) _{18.93} S ₅₇)	Пирит, халькопирит

Для данных минералов отмечается приуроченность к таким сульфидам как пирит, халькопирит и сфалерит, при этом самородный висмут развивается исключительно по ксилингоиту. Чаще всего минералы Те-Ві состава развиваются по трещинам и пустотам «минералов-хозяев», образуя тем самым своеобразные выделения неправильных форм. Размер агрегатов варьирует в диапазоне 1,5...80 микрон, при этом преобладает средний размер в пределах 30...60 микрон (рис.2).

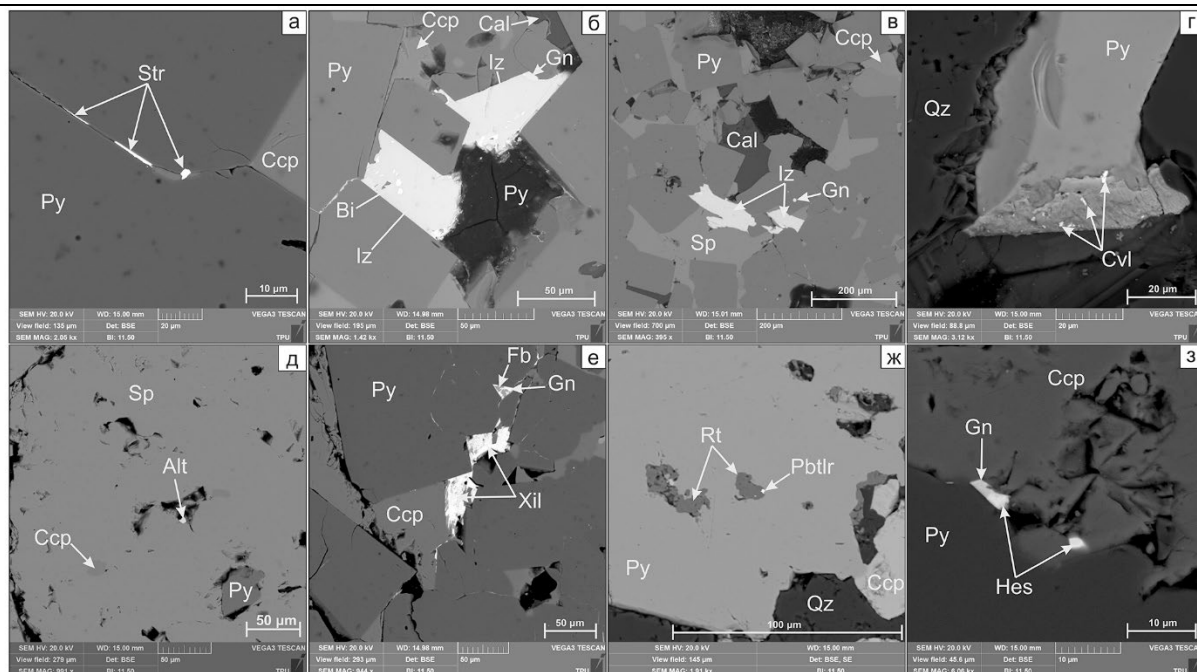


Рисунок 2. Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения строкаита (а), самородного висмута (б), изоклейкита (в), цервеллеита (г), алтаита (д), ксилингоита (е), п्लумботеллуриита (ж), гессита (з).

Py – пирит, Qz – кварц, Cal – кальцит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит, Alt – алтаит, Hes – гессит, Cvl – цервеллеит, Xil – ксилингоит, Pbtlr – п्लумботеллурит, Iz – изоклейкит, Bi – самородный висмут, Str – строкаит, Fb – фрейбергит.

Полученные результаты имеют производственную значимость. Выполненное детальное изучение теллуру-висмутовой минерализации позволит совершенствовать технологию обогащения руд месторождений Абыз и Малеевское с целью попутного извлечения теллура и висмута. Данная корректировка технологических схем, несомненно, приведет к увеличению рентабельности предприятий, а также будет являться значительным фактором развития и повышения конкурентоспособности минерально-сырьевой базы Казахстана на мировом рынке.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWW–2023–0010).

Мазуров А. К. Металлогеническое районирование Казахстана // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2005. Том 308. № 4. С. 33-39.

Мазуров А. К., Рудмин М.А., Байболова Ш. Ж., Кряжева Т. В. Колчеданные месторождения энсиматических островных дуг Казахстана на примере месторождения Абыз // Известия Томского политехнического университета. 2020. Том 331. № 4. С. 28-37.

Гаськов И.В. Особенности эндогенной металлогении Горного и Рудного Алтая (Россия) // Геология и Геофизика. 2018. Том 59. № 8. С. 1254-1270.

Эрденетская вулcano-плутоническая ассоциация: возраст и геохимические характеристики. (Северная Монголия)

Новикова А. С.¹, Козловский А. М.¹, Ярмолук В. В.¹, Сальникова Е. Б.², Травин А. В.³

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, novikova-a-s@yandex.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

³Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Раннемезозойские вулканические и интрузивные комплексы широко распространены в восточной части Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса, протягивающегося из Северной Монголии в Западное Забайкалье. Интрузивные породы этого пояса, относимые к селенгинскому, шивотинскому и эрденетскому комплексам, фиксируют предрудный и рудный этапы крупного Cu-Mo месторождения Эрденет. В тоже время, их возрастные и вещественные соотношения с пространственно взаимосвязанными раннемезозойскими вулканическими комплексами охарактеризованы слабо. Вулканические породы выполняют группу наложенных впадин (мульд) в вытянутом с СВ на ЮЗ Орхон-Селенгинском прогибе и по литературным данным перекрывают Эрденетский рудный. Фундаментом для мезозойских вулканических пород являются неопротерозой-раннепалеозойские складчатые структуры Джидинской зоны с перекрывающими их позднепалеозойскими вулканитами (Гаврилова и др., 2010)

Стратиграфическое положение раннемезозойских вулканитов Орхон-Селенгинского прогиба определено по поздне триасовым фаунистическим останкам подстилающей абзогской свиты и перекрывающей верхнеюрской песчано-конгломератовой толще, однако надежные данные абсолютного возраста для этих пород до настоящего времени отсутствовали, что затрудняло их корреляцию с интрузивными образованиями.

В данной работе для детальной характеристики раннемезозойского вулканизма, его структурного положения и корреляции с интрузивными образованиями Cu-Mo месторождения Эрденет были изучены вулканические разрезы Бугатской, Селенгинской и Орхонской мульды: их петрографические, геохимические и изотопные характеристики. Для геохронологических исследований были выбраны амфиболовые трахиты из верхних частей разрезов могодской свиты (Орхонская мульда) и содержащие циркон калиево-полевошпатовые трахиты из Бугатской мульды.

Стратотипом раннемезозойских вулканитов Орхон-Селенгинского прогиба является могодская свита, изученная в южной части прогиба. В нижней части разреза могодская свита образована покровами андезибазальтов, которые верх по разрезу сменяются серией чередующихся Rх-порфировых трахиандезитов, Amph- и Pl-Rх-порфировых трахиандезибазальтов и Kfs-порфировых трахитов. Общая мощность вулканического разреза варьирует от 1000 до 1800 м. Среди трахиандезибазальтов преобладают афировые и Pl-Rх-порфировые породы, реже Amph- и Ol-порфировые с трахитовой/интерсертальной структурой, плотной/пористой текстуры. В трахиандезитах преобладают афировые, реже Srx-, Amph- и Pl/Kfs-порфировые разности с такситовой текстурой из микролитов плагиоклаза и пироксена, магнетита и вулканического стекла. Доминирующая часть вулканических пород относится к трахиандезит-трахиандезибазальтовой известково-щелочной серии; большая часть вулканитов кварц- и гиперстен-нормативная, на дискриминационных геохимических диаграммах попадает в поле островодужных пород. В отличие от подстилающих позднепалеозойских вулканитов, породы могодской свиты характеризуются более фракционированными спектрами REE с La/Yb \approx 18, с выраженным Nb-Ta и Ti минимумами.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 1) видно, что трахиандезибазальты могодской свиты имеют схожие геохимические характеристики с порфировым монцогаббро и габбро-диоритами шивотинского и эрденетского рудного комплекса месторождения Эрденет – ярко выраженные Nb-Ta и Ti, Y минимумы и максимумами по Sr, K и обогащение LILE (Berzina et al,

2016). Однако в вулканитах сильнее выражен Th-U максимум и отмечаются более высокие концентрации большинства высоко- и умеренно-несовместимых микроэлементов, что может быть связано с более высокой степенью дифференциации магматического расплава.

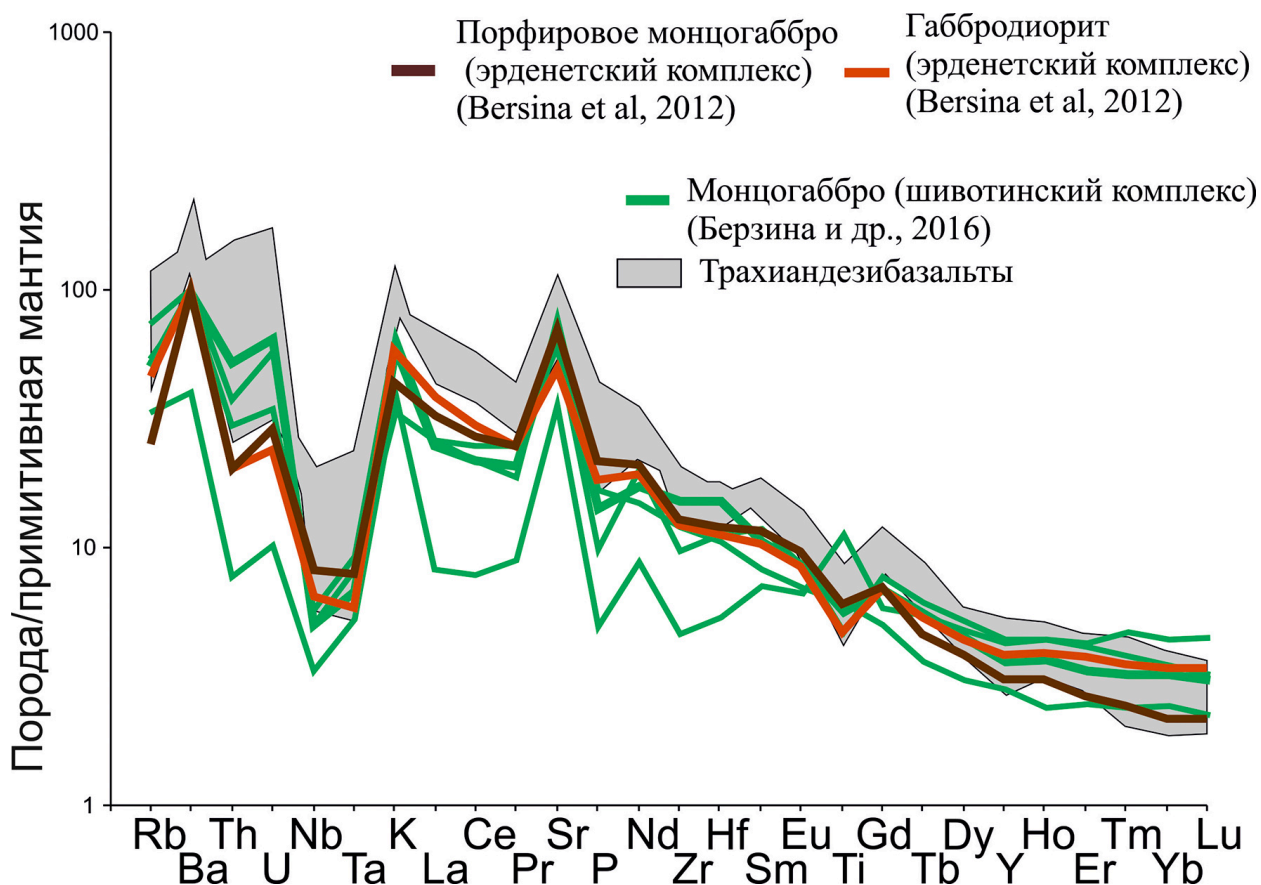


Рисунок 1. Сравнение геохимических характеристик трахиандезибазальтов могодской свиты (серое поле) с габброидами шивотинского и эрденетского комплекса (месторождение Эрденет).

U–Pb ID-TIMS исследования циркона из трахитов Бугатской мульды показали возраст его кристаллизации 236 ± 1 млн лет, который рассматривается нами как время вулканизма в этой мульде (рис. 2б). Датирование амфибола из Amph-порфировых трахиандезибазальтов могодской свиты из Могодской мульды было выполнено Ar-Ar методом. Рассчитанные по плато значения возраста соответствуют 233 ± 4 и 230 ± 6 млн лет (рис. 2а). В целом, полученные геохронологические данные показывают, что вулканизм в разных мульдах протекал субсинхронно в позднем триасе.

Интрузивный магматизм и Cu-Mo оруденение порфирового комплекса Эрденет, по крайней мере частично, формировались в том же возрастном интервале. Так, шивотинский габброидный интрузивный комплекс имеет возраст 232 ± 3 млн лет (U-Pb SIMS по циркону) (Berzina et al, 2012). Процессы рудообразования габбро-гранодиорит-гранитной ассоциации порфирового комплекса, датированные Re-Os методом по молибдениту, протекали около 240 ± 1 млн лет назад (Watanabe and Stein, 2000).

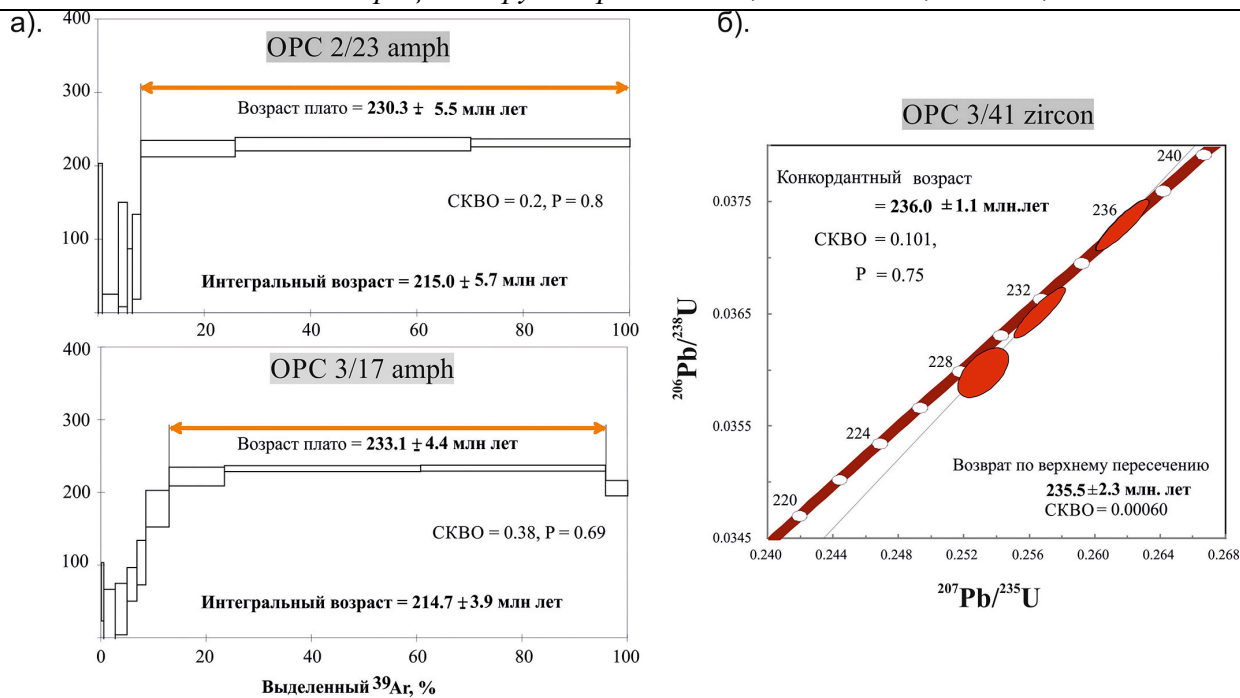


Рисунок 2. Ar-Ar (а) и U-Pb (б) возраст вулканитов Орхон-Селенгинского прогиба.

Таким образом, полученные данные показывают геохимическую и геохронологическую схожесть основных вулканических пород разных мульд Орхон-Селенгинского прогиба с интрузивными габбро-гранодиоритовыми комплексами месторождения Cu-Mo Эрдэнэт, а также субсинхронность вулканизма и процессов рудообразования. В связи с этим, рассмотренные интрузивные и вулканические комплексы должны рассматриваться как единый вулканоплутонический комплекс.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект 22-17-00033).

Гаврилова С.П., Максимюк И.Е., Оролмаа Д. Молибден-медно-порфировое месторождение Эрдэнэт (Монголия). Москва: ИМГРЭ. 2010.

Berzina, A.P., Lepekina, E.N., Berzina, A.N. et al. Zircons of igneous rocks at the Erdenetuin-Obo porphyry Cu-Mo deposit (Mongolia): U-Pb dating and petrological implications // Dokl. Earth Sc. 442. 2012.

Berzina, A. N., Berzina A. P., and Gimón V. O. "Paleozoic–Mesozoic Porphyry Cu (Mo) and Mo(Cu) Deposits within the Southern Margin of the Siberian Craton: Geochemistry, Geochronology, and Petrogenesis (a Review)" // Minerals 6. no. 4: 125. 2016 <https://doi.org/10.3390/min6040125>.

Watanabe, Y.; Stein, H.J. Re-Os ages for the Erdenet and Tsagaan Suvarga porphyry Cu-Mo deposits, Mongolia, and tectonic implications // Econ. Geol. 2000.

Состояние и развитие МСБ цветных и благородных металлов Центрально-Азиатского региона

Пашков В. С.¹, Сватков А. С.¹

¹ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, man.svat@mail.ru

Страны западной части Центрально-Азиатского региона – Республика Казахстан, Кыргызская Республика, Республика Таджикистан, Республика Узбекистан – являются крупными мировыми производителями различных видов минерального сырья. Для этих стран характерна высокая доля горно-добывающей промышленности в общем объеме их промышленной продукции и значительный рост горно-рудного производства за последние 10 лет.

Развитие экономической и хозяйственной деятельности этих стран региона в 20-м веке характеризуется общей историей и тесным взаимодействием. Совместные усилия союзных республик в геологическом изучении и проведении геологоразведочных работ заложили основу минерально-сырьевого потенциала этих стран, позволили в короткий период добиться успехов в изучении геологии Тянь-Шанского горно-складчатого региона и прилегающих территорий. Резкий рост запасов широкого спектра полезных ископаемых позволил создать мощную горнодобывающую и металлургическую промышленность на западе Центральной Азии.

Перечисленные четыре страны Центрально-Азиатского региона СНГ обладают мощной минерально-сырьевой базой (МСБ) мирового значения по основным видам твердых полезных ископаемых (ТПИ). Так, доля ресурсов и запасов этих стран от мировых составляет по меди около 3 %, свинцу – 6,7 %, цинку – 4,6 %, золоту – 4 %, а по серебру – 17% (за счет перспективных ресурсов серебра Таджикистана). Значительная МСБ позволяет развивать интенсивное рудничное производство. Доля этих стран в мировом рудничном производстве составляет по меди около 3 %, свинцу – 2,4 %, цинку – 2,8 %, золоту – 6,3 %, серебру – 2,7 %.

По суммарным запасам и ресурсам «базовых» цветных (медь, свинец, цинк – за исключением никеля) и благородных (золото и серебро) металлов страны Центрально-Азиатского региона СНГ практически не уступают таким мировым минерально-сырьевым державам как Россия и Китай. При этом суммарное производство этих видов ТПИ в регионе примерно в 1,5-2 раза ниже российского (несколько превышая его по цинку) и существенно отстает от китайского – в три раза по меди, в пять раз по серебру и более чем на порядок – по свинцу и цинку (по золоту и никелю - в 1,5-2 раза). Таким образом, наиболее существенные диспропорции между МСБ и рудничным производством в регионе заметны по свинцу и серебру, что позволяет ожидать здесь в будущем существенного увеличения их производства. Кроме того, пример Китая показывает возможность более интенсивного использования имеющейся МСБ меди и цинка.

Черных А. И., Гирфанов М. М., Истомин В. А., Фёдоров Д. Т., Пашков В. С., Сватков А.С. Минерально-сырьевая база стран СНГ Центрально-Азиатского региона: состояние, направления взаимодействия и развития // Руды и металлы. 2023. № 3. С. 6–36. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10011.

Геохимические ассоциации тяжёлых металлов и радионуклидов в пахотных чернозёмах: многомерный статистический анализ

Погожев П. Е.¹, Жерненко А. О.¹, Парамонова Т. А.¹

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, Факультет почвоведения, г. Москва, zhiernienkov99@mail.ru

Пахотные почвы – это экосистемы, постоянно подвергающиеся антропогенному воздействию посредством интенсивных агротехнической и агрохимической обработок. В этой связи живой интерес вызывает анализ антропогенного вклада тяжёлых металлов (ТМ) и тяжёлых природных и техногенных радионуклидов (ТРН) в геохимический фон пахотных почв, а также выявление геохимических ассоциаций элементов, характеризующихся сходными особенностями радиальной миграции (на основе анализа их распределения по профилю агропочв). При этом, поскольку почва является одним из сложнейших по составу и функционированию природных тел, которое подвергается воздействию различных факторов, учесть все аспекты, влияющие на формирование пула и миграционную активность ТМ и ТРН, не представляется возможным без помощи статистических методов анализа (Дмитриев, 2009), в частности, без многомерного статистического анализа.

Объектом исследования послужил пахотный чернозем типичный (агрочернозём глинисто-иллювиальный) агроценоза картофеля в центральной части Плавского радиоактивного пятна (ПРП) Тульской области (ореол чернобыльских выпадений). Образцы почвы были отобраны в конце сентября 2022 года из генетических горизонтов профиля послойно с шагом в 10 см. Ореол радиоактивного загрязнения ПРП был сформирован конденсационными выпадениями ¹³⁷Cs после чернобыльской аварии 1986 г. При этом плотность поверхностного радиоактивного загрязнения почвы ¹³⁷Cs исходно оценивалась в диапазоне 185-555 кБк/м², что определило непрерывное использование пахотных земель ПРП в обороте при условии радиационно-гигиенического контроля получаемой на них продукции растениеводства (Закон РФ «О социальной защите граждан...», 1991). Этим объясняется тот факт, что территория ПРП на 80% занята сельскохозяйственными угодьями (Региональный доклад о состоянии и использовании земель в Тульской области в 2020 году, 2021).

В отобранных в 3-кратной повторности образцах почв из профиля пахотного чернозема определялись валовые формы соединений ряда ТМ 1-3 классов опасности (Cd, Pb, Zn, Cu, Co, Mo, V, Ag, Mn), а также ¹³⁷Cs и основные природные ТРН – ²²⁶Ra и ²³²Th. Анализ содержания ТМ проводился масс-спектрометрическим методом на приборе PlasmaQuant MS Elite; ТРН детектировались методом γ -спектрометрии на сцинтилляционном γ -спектрометре «Мультирад» с блоком детектирования БДКС-63-01А с использованием программы обработки спектров «Прогресс 5.1» (Россия).

Многомерный статистический анализ данных и их визуализация осуществлялись на основе пакета прикладных программ STATISTICA 10.0.1011 (StatSoft). Факторный анализ осуществлялся на основе метода главных компонент с выбором двух значимых факторов нагрузки по критерию «каменистой осыпи» с объяснением 79% дисперсии. Иерархическая агломеративная кластеризация выполнялась с предварительной стандартизацией данных, не содержащих пропуски, и построением дендрограмм сходства методом невзвешенного попарного среднего по метрике Евклидова расстояния.

Общий анализ содержания ТМ и ТРН в исследованном пахотном черноземе показал очень сильную степень загрязнения почвы соединениями Zn с 1,5-кратным превышением величины ПДКвал, а также среднюю степень загрязнения почвы соединениями Mn и V с 1,5-кратным превышением величин ПДКвал в пахотном горизонте и ниже по профилю вплоть до переходного к почвообразующей породе горизонта ВССа, что позволяет предположить наличие региональной природной аномалии содержания этих элементов в покровных отложениях района исследования. Относительно повышенные концентрации ТМ в пахотном горизонте, что позволяет

предположить значимость антропогенного источника привнесения элементов в почву для трансформации ее природного геохимического фона. ^{137}Cs полностью из антропогенного источника и содержится в верхних горизонтах в значительном количестве. Соединения ^{232}Th и ^{226}Ra в верхних горизонтах тоже несколько повышено, что может определяться долговременным внесением в почву минеральных фосфорных удобрений (табл. 1).

Таблица 1. Распределение валовых форм ТМ (мг/кг) и ТРН (Бк/кг) в профиле пахотного чернозема типичного, Плавский район Тульской области.

Горизонт, см	Валовое содержание, мг/кг									Удельная активность, Бк/кг		
	Co	Cu	Zn	Pb	Cd	V	Mo	Ag	Mn	^{226}Ra	^{232}Th	^{137}Cs
А пах (0-10)	57,9	95,4	329,0	16,8	0,5	236,7	2,9	4,7	1846,5	70,85	43,21	516,9
А пах (10-20)	58,3	87,6	295,5	17,0	0,6	243,2	3,0	3,6	1849,3	84,52	47,45	563,6
А ст.пах (20-30)	71,7	102,1	338,0	20,9	0,6	260,4	3,1	4,3	2269,5	64,76	49,34	553,7
АВ (30-40)	50,4	85,6	291,0	14,9	0,6	248,1	4,2	3,5	1601,3	48,15	39,88	302,3
АВ (40-50)	56,6	90,1	332,0	15,8	0,5	222,0	2,5	4,7	1749,0	49,87	38,46	335,36
Вса (50-60)	50,8	74,2	258,7	14,7	0,6	231,7	3,6	3,6	1692,0	49,54	26,68	84,83
Вса (60-70)	85,8	122,7	439,1	24,5	0,7	253,0	5,2	4,5	2778,4	35,76	27,43	37,23
Вса (70-80)	26,9	36,4	128,8	8,2	0,5	153,3	3,7	1,8	828,1	76,29	35,03	6,66
ВСса (80-90)	45,0	64,6	250,5	13,1	0,6	230,4	3,8	3,7	1425,0	5,90	4,74	2,25
ВСса (90-100)	38,1	54,6	208,5	12,1	0,4	246,8	2,4	2,9	1235,5	5,73	31,73	2,18
ВСса (100-110)	36,8	58,4	217,7	11,3	0,3	230,6	2,3	3,6	1135,4	42,57	33,87	2,18

При анализе массива полученных данных на основе метода главных компонент выявились определенные черты сходства и различий в распределении ТМ и ТРН по профилю пахотного чернозема (рис. 1). Основная группа катионогенных тяжёлых металлов нерадиационной природы (Cd, Pb, Zn, Cu, Co, V, Ag, Mn) обнаруживала тесную зависимость от фактора 1, который только частично определялся глубиной пробоотбора, но, по-видимому, был также связан с наличием в средней части профиля карбонатного геохимического барьера, совпадающего со средней частью горизонта Вса (на глубине 60-70 см). В отдельную группу выделились ТРН, геохимическая ассоциация которых в значительной степени отражала влияние фактора 2, а область проявления тяготела к верхней части профиля. Интерес вызывает то, что такая группировка произошла, несмотря на естественную природу ^{226}Ra и ^{232}Th и сугубо техногенную – радиоцезия. Профильное распределение анионогенного Мо не совпадало с поведением основной группы ТМ, но было противоположно паттерну распределения ТРН.

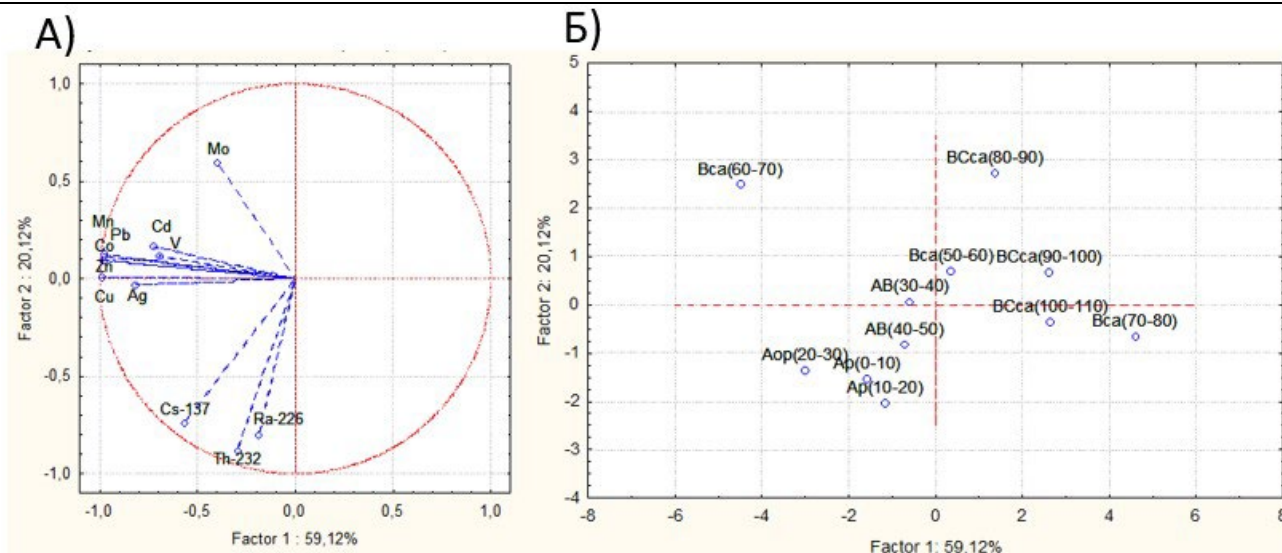


Рисунок 1. Проекция характеристик содержания ТМ и ТРН в горизонтах и слоях пахотного чернозёма типичного на плоскости 1 и 2 главных компонент: показатели элементов (А), глубины пробоотбора (Б).

Выявленные при использовании метода главных компонент геохимические ассоциации ТМ и ТРН в целом проявляли себя в виде отдельных групп на дендрограмме иерархической кластеризации. На основе агломеративной кластеризации можно было выделить 4 кластера элементов. В первый кластер вошли ТРН – ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{137}Cs , во второй – Cd и Mo, в третий – V, и в четвёртый, самый многочисленный, – Co, Cu, Zn, Pb, Ag и Mn. Элементы в разных кластерах характеризуются разными геохимическими особенностями (табл. 2).

Таблица 2. Геохимические особенности анализируемых элементов.

	Co	Cu	Zn	Pb	Cd	V	Mo	Ag	Mn	^{226}Ra	^{232}Th	^{137}Cs
Степени валентности (с преобладающей в природе валентностью)	II/III	II/I	II/I	II/IV	II/IV	II/III/IV/V	от II до VI	II/(I)	от II до VII	II	IV	-
Кларк (Тейлор, 1964)	25	55	70	13	0	135	1,5	0	950	-	9,6	3
Эссенциальность	+	+	+	-	-	+	+	-	+	-	-	-
Способность к минералообразованию	-	+	+	+	-	-	+	+	+	-	-	+

Анализ профильного распределения усредненных для кластеров ТМ и ТРН стандартизированных показателей их содержания продемонстрировал различия в их радиальной миграции (рис. 2). Для геохимической ассоциации ТРН 1-го кластера был характерен в целом равномерно-аккумулятивный тип распределения; для элементов 2-го, 3-го и 4-го кластеров – аккумулятивно-элювиально-иллювиальный с все более возрастающей ролью нижней части агротурбированного слоя (Аст.пах) на глубине 20-30 см и средней частью горизонта Bca на глубине 60-70 см в качестве накопительных геохимических барьеров.

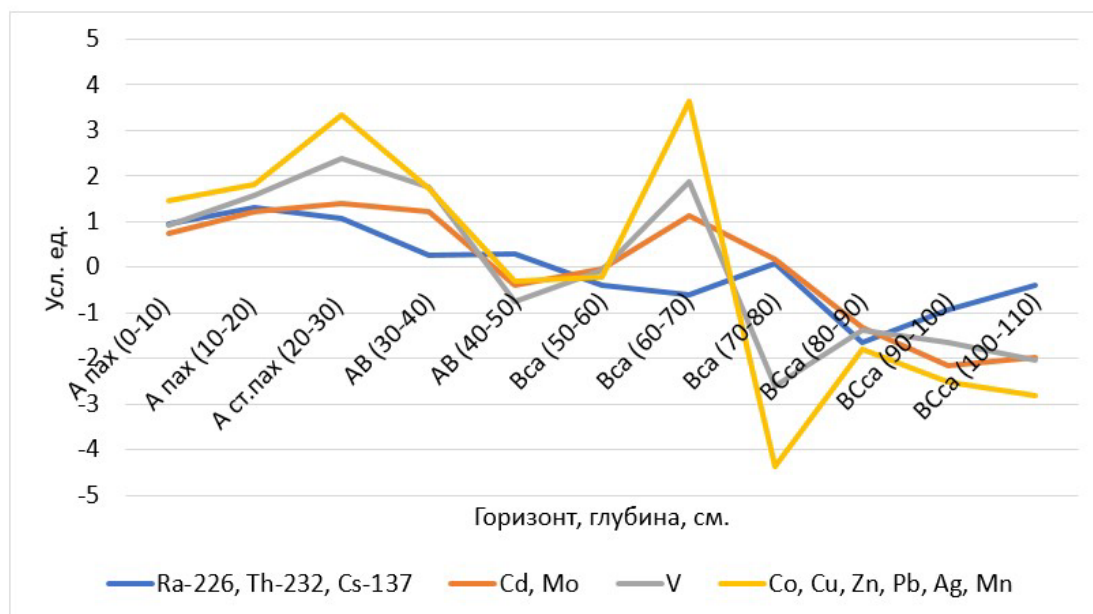


Рисунок 2. Профильное распределение усредненных стандартизированных характеристик кластеров ТМ и ТРН в пахотном чернозёме типичном.

Таким образом, многомерный статистический анализ данных по содержанию и профильному распределению ТМ и ТРН в исследованных пахотных чернозёмах позволяет предположить значимость антропогенных источников привнесения для большинства контролируемых элементов, а характер их дальнейшего перераспределения может быть предсказан на основе группировки в отдельные геохимические ассоциации.

Дмитриев Е. А. Математическая статистика в почвоведении. Москва, 2009. 327 с.

Закон РФ "О социальной защите граждан, подвергшихся воздействию радиации вследствие катастрофы на Чернобыльской АЭС" от 15.05.1991 №1244-1.

РОСРЕЕСТР, «Региональный доклад о состоянии и использовании земель в Тульской области в 2020 году». 2021.

Высоко-Ti гранаты из щелочных силикатных и силикатно-карбонатных пород Чикского массива (Сангиленское нагорье, Тыва)

Поляков Н. А.¹, Никифоров А. В.¹, Хертек А. К.²

¹ ИГЕМ РАН, г. Москва, nik4pol@yandex.ru, nikav@igem.ru

² ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл, ajlan@mail.ru

Высоко-Ti гранаты являются важным петрогенетическим индикатором. Они встречаются в составе как магматических (Vuorinen et al., 2005; Melluso et al., 2010; Chen et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Vozniak et al., 2023), так и метасоматических пород (Wang et al., 2019; Samal et al., 2021). Данные о микро- и макроэлементном составе таких гранатов могут быть источником информации об эволюции системы, в которой они сформировались (Vuorinen et al., 2005; Melluso et al., 2010; Chen et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Wang et al., 2019; Samal et al., 2021; Vozniak et al., 2023). Также высоко-Ti гранаты всё чаще используются в современных геохронологических исследованиях, как минералы-геохронометры (Сальникова и др., 2018; Salnikova et al., 2019; Стифеева и др., 2020, 2023). Один из самых первых примеров где успешно проведено датирование пород по высоко-Ti гранату был Чикский массив Восточно-Тувинской щелочной провинции (Сальникова и др., 2018). При этом информация о распространенности гранатсодержащих пород на этом массиве, его составе и разнообразии фрагментарна, или вообще не освещалась в литературе. В настоящем сообщении восполняется этот пробел.

Чикский массив расположен на территории Сангиленского нагорья и относится к группе раннепалеозойских щелочных массивов данного региона. Массив залегает в толще позднепротерозойских графитистых кальцитовых мраморов. Все многообразие пород, слагающих его, определяется количественным соотношением основных породообразующих минералов: нефелина, кальцита и клинопироксена. Западный и северо-восточный фланги сложены преимущественно массивными ийолит-мельтейгитами с небольшим содержанием кальцита (до 5 об. %) и зонами их пегматитов. Ближе к центру массивные породы сменяются шпирово-полосчатым комплексом (далее - ШПК), который представляет собой чередование полос ийолит-уртитов, кальцитовых ийолит-уртитов (>10 об. % кальцита), и силикатно-карбонатных пород со шпирами силикатно-карбонатных пород, мельтейгитов и кальцитовых мельтейгитов. Он характеризуется наиболее неоднородным строением с сильной изменчивостью состава и структуры слагающих его разностей. В южной части массива выделяется зона, сложенная уртитам и кальцитовыми уртитам. В юго-западной части массива расположена зона, сложенная силикатно-карбонатными породами. Южная и западная части массива отличаются обилием ксенолитов мраморов.

Первыми исследователями щелочных массивов Сангиленского нагорья считалось, что ийолит-уртиты Чикского массива являются породами магматического происхождения, в то время как силикатно-карбонатным и гранатовым породам приписывалось возникновение в результате кальциевого метасоматоза (Кононова, 1957, 1976; Яшина, 1982). Исследование расплавных включений в пироксене и нефелине из ийолитов показали расплавную природу этих пород (Базарова и др., 1975). В современных работах по отношению к силикатно-карбонатным породам применялся термин «карбонатиты», подразумевая их магматическое происхождение (Vrublevskii et al., 2020). Исследования изотопных характеристик O и C в кальците из щелочных и силикатно-карбонатных пород Чикского и других массивов Сангиленского нагорья показали, что основным источником карбонатов в расплавах были вмещающие карбонатные толщи (Nikoforov et al., 2021).

Противоречивые сведения о природе силикатно-карбонатных и гранатовых пород заставили нас более подробно изучить минералогию пород Чикского массива, в том числе и гранаты, что позволило решать генетические вопросы.

Все изученные гранаты из 39 представительных образцов разделяются на три группы в соответствии с их химическими и петрографическими особенностями: высоко-Ti (10-16 мас. % TiO₂), умеренно-Ti (5-10 мас. % TiO₂) и низко-Ti (до 5 мас. % TiO₂).

Высоко-Ti гранаты относятся к главным или второстепенным породообразующим минералам. Они встречаются в породах южной части массива в пределах уртитовой и силикатно-карбонатной зоны, а также характерны для пород ШПК в непосредственной близости от этих зон, где наблюдаются их наиболее высокие содержания, местами вплоть до мономинеральных агрегатов. Высоко-Ti гранаты формируют, как правило, идиоморфные или субидиоморфные кристаллы, размером от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров, значительно реже встречаются в виде ксеноморфных зерен, заполняющих интерстиции, в шлифах имеют черный или темно-коричневый цвет. Интересно взаимоотношение их с другими породообразующими минералами – нефелином, клинопироксеном и кальцитом: нередко наблюдаются взаимные включения и прорастания, пойкилитовые или ситовидные структуры, что говорит об их одновременной кристаллизации. Состав большинства высоко-Ti гранатов отвечает моримотоиту с подчиненным содержанием шорломитового, андрадитового и гроссулярового миналов (расчет выполнен с использованием листа Excel из (Лососк, 2008), для построения диаграмм использовались только данные с качеством пересчета «Superior», «Excellent», «Good» и «Fair») (рис.1-А).

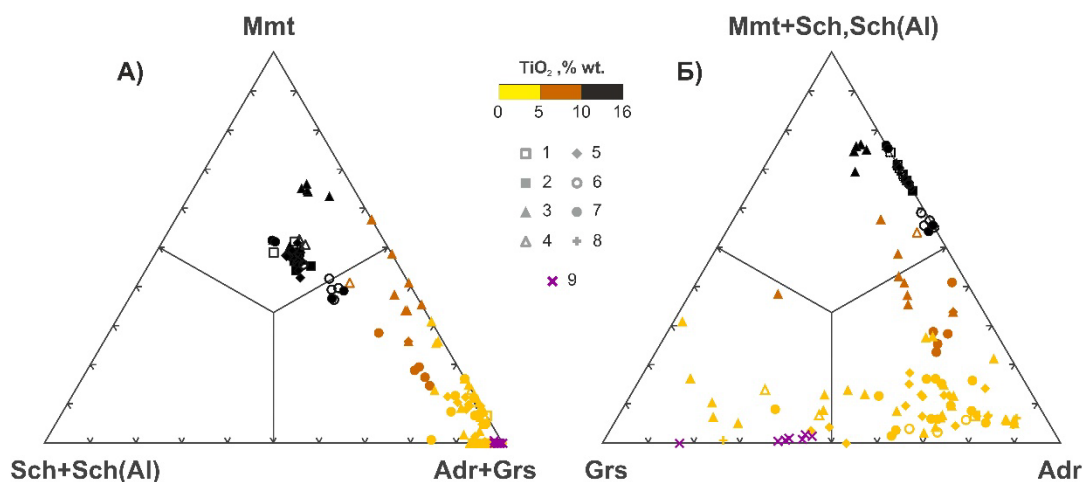


Рисунок 1. Составы гранатов из пород Чикского массива.

Цвет значка соответствует содержанию TiO₂, форма значка соответствует породной разновидности. 1- гранат- кальцитовая порода; 2- гранат-нефелиновая порода; 3- ийолит; 4- кальцитовый ийолит; 5- силикатно-карбонатная порода; 6- кальцитовый уртит; 7- уртит; 8- клинопироксен-графитовая порода; 9- кальцит-волластонит-нефелиновая порода. Mmt= моримотоит; Sch= шорломит; Adr= андрадит; Grs= гроссуляр

Умеренно- и низко-Ti гранаты не образуют форм, которые можно было бы назвать первичными. Они замещают кристаллы высоко-Ti гранатов, часто в ассоциации с титанитом, образуя симплектитоподобные структуры, а также развиваются по клинопироксенам в виде кайм и вдоль трещин, иногда замещая существенную часть кристалла. Спиридоновым Э.М. подобные образования определены, как послемагматические метасомы (Спиридонов и др.,2018). Их цвет варьирует от темно- до бледно-коричневого, что коррелирует с содержанием TiO₂ (чем больше TiO₂, тем гранат темнее). Низко-Ti гранаты также часто встречаются в ассоциации с другими вторичными минералами, такими, как эгирин, Na-амфибол, канкринит, цеолиты, графит. В составе большинства умеренно- и низко-Ti гранатов преобладает андрадитовый минал, однако среди некоторых низко-Ti гранатов присутствуют значительные вариации по содержанию Al₂O₃ (рис.1-Б). Закономерностей таких вариаций в зависимости от типа породы или петрографической позиции не выявлено, за исключением граната из контактово-реакционной кальцит-волластонит-нефелиновой породы из Обр. 20-39-е: в данной породе весь гранат проявляется в виде

бесцветного тонкозернистого агрегата в межзерновом пространстве, характеризуется преобладанием гроссулярового минала над андрадитовым и одним из самых низких содержаний TiO_2 (до 0,6 мас.%) (рис.1-Б).

С помощью квадрупольного масс-спектрометра Thermo XSeries 2 с системой лазерного пробоотбора New Wave UP213 (ИГЕМ РАН) были проанализированы однородные кристаллы высоко-Ti гранатов из различных гранатсодержащих пород ШПК на одном из участков, где наиболее ярко проявлена неоднородность данного комплекса с участием максимального разнообразия породных разностей (обнажения V-1 и V-2). Спектры распределения РЗЭ в гранатах из ийолитов, уртитов и силикатно-карбонатных пород практически полностью идентичны и характеризуются относительным обеднением легкими редкими землями при приблизительно равном уровне средних и тяжелых земель (рис.2). Наиболее близкий к полученным характер спектров наблюдается в высоко-Ti гранатах из пироксенитов и ийолитов Вуориярви, Салланлатва и Салмагорского массивов Кольской магматической провинции (Стифеева и др.,2020). В целом форма наблюдаемых спектров ближе к таковой для известных в литературе первично-магматических Ti-гранатов, чем для метасоматических, для которых характерно значительное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых, что обусловлено спецификой поведения РЗЭ при взаимодействии флюид-порода (Vuorinen et al., 2005; Gaspar et al.,2008; Melluso et al.,2010; Salnikova et al.,2019; Wang et al.,2019; Samal et al.,2021; Vozniak et al.,2023).

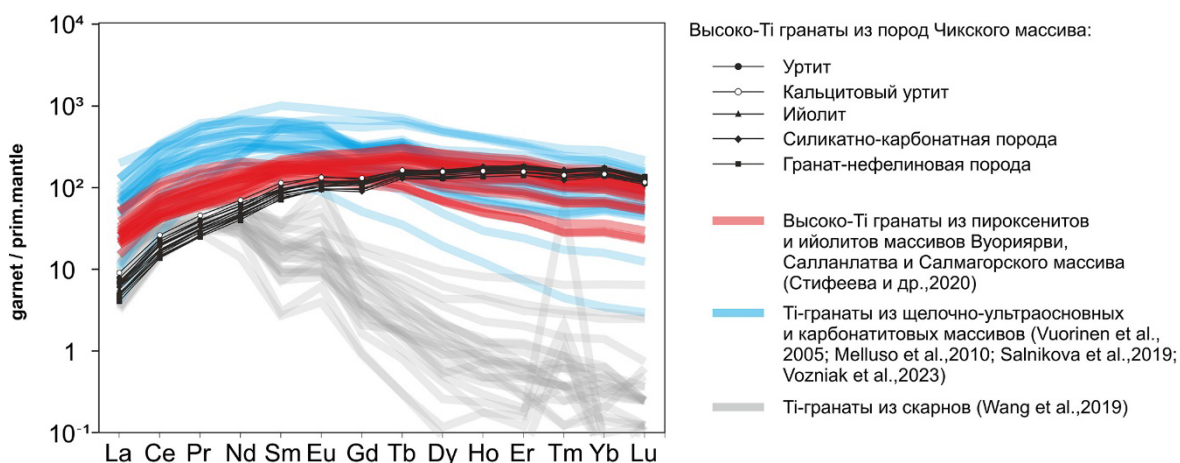


Рисунок 2. Спектры распределения РЗЭ высоко-Ti гранатов Чикского массива в сравнении с литературными данными. Нормализовано по (Sun, McDonough, 1989).

Выводы:

1 Высоко-Ti гранаты Чикского массива проявляют все признаки первично-магматических минералов, их состав соответствует твердому раствору моримотоит-шорломит-андрадит с преобладанием моримотоитовой молекулы;

2 Умеренно- и низко-Ti гранаты развиваются по ранним минералам в результате позднемагматических или гидротермальных процессов. В них главным миналом является андрадит, в отдельных случаях – гроссуляр, что, по-видимому, связано с локальной спецификой флюидного режима;

3 Высоко-Ti гранаты из силикатных щелочных и силикатно-карбонатных пород обладают идентичным редкоэлементным составом, что говорит о геохимически-однородной среде формирования тех и других пород.

Работа выполнена в рамках Госзадания № FMMN-2021-0006.

Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука. 1975.

Кононова В.А. Уртит-ийолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании // Известия АН СССР, Серия геологическая. 1957. №5.

Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М: Наука, 1976. 215 с.

Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В. и др. Гранаты ряда андрадит-моримотоит - потенциальные минералы-геохронометры для U-Pb-датирования ультраосновных щелочных пород // Докл. АН. 2018. Т. 480. № 5. С. 1–4.

Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Стрональсит $\text{SrNa}_2[(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_2]$ и ассоциирующие послемагматические амфиболы, гранаты и канкринит кальцитовых ийолитов интрузива Чик-Хем, Тува// Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018: Рудно-магматические системы Сангилен (щелочные интрузивы, карбонатиты). Кызыл. 2018. С.108-113

Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.

Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 279 с.

Chen W, Zhang W, Simonetti A, Jian S Mineral chemistry of melanite from calcitic ijolite, the Oka carbonatite complex, Canada: Implications for multi-pulse magma mixing // *Canad J Earth Sci.* 2016. 27. P. 599–610

Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L.D., Moretti, R. REE in skarn systems: A LA-ICPMS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. 72. P. 185–205.

Locock AJ (2008) An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Comput Geosci* 34. P.1769–1780

Melluso, L., Srivastava, R. K., Guarino, V., et al., Mineral Compositions and Petrogenetic Evolution of the Ultramafic-Alkaline-Carbonatitic Complex of Sung Valley, Northeastern India. // *The Canadian Mineralogist.* 2010. 48(1). P. 205–229. doi:10.3749/canmin.48.1.205

Nikiforov, A.V.; Dubinina, E.O.; Polyakov, N.A.; Sugorakova, A.M.; Khertek, A.K. Influence of Host Marble Rocks on the Formation of Intrusive Alkaline Rocks and Carbonatites of Sangilen (E. Siberia, Russia). *Minerals.* 2021. 11. P. 666.

Salnikova EB, Chakhmouradian AR, Stifeeva MV, Reguir EP, Kotov AB, Gritsenko YD, Nikiforov AV (2019) Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks. // *Lithos.* 2019. 338. P. 141–154.

Samal A.K., Srivastava R.K., Upadhyay D. Major, Trace, and Rare-Earth Element Geochemistry of Nb-V Rich Andradite-Schorlomite-Morimotoite Garnet from Ambadungar-Saidivasan Alkaline Carbonatite Complex, India: Implication for the Role of Hydrothermal Fluid-Induced Metasomatism // *Minerals.* 2021. 11(7). P. 756

Sun, S. -s., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications.* 42(1). P. 313–345.

Vozniak, A.A., Kopylova, M.G., Nosova, A.A. et al. Compositional evolution of igneous garnets: calcic garnets from alkaline rocks of Terskiy Coast (Kola Alkaline Carbonatite Province) // *Miner Petrol.* 2023. 117. P. 553–571.

Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline-carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2020. 188.

Vuorinen JH, Hålenius U, Whitehouse MJ, Mansfeld J, Skelton AD Compositional variations (major and trace elements) of clinopyroxene and Ti-andradite from pyroxenite, ijolite and nepheline syenite, Alnö Island, Sweden // *Lithos.* 2005. 81(1–4). P. 55–77.

Wang M, Shang X, Zhang F, Wei K, Wang W In-situ major and trace element chemistry of melanite from Tieshan Fe–Cu skarn deposit, Hubei Province, Eastern China: Implications for hydrothermal fluid evolution. // *Ore Geol Rev.* 2019. 111. P. 102996.

Типичные спектрограммы фотолюминисценции кальцитов Сюльдюкарского кимберлитового поля

Попов Е. М.¹, Ерёменко Р. У.¹, Евтушенко М. С.¹, Игнатов П. А.¹

¹ ФГБОУ ВО МГРИ, г. Москва, Egor_popov02@mail.ru, eremenko-ruslan@mail.ru,
mihailvtusenko82@gmail.com, petrignatov@gmail.ru

Произведен анализ спектрограмм фотолюминисценции (далее ФЛ) кальцитов из кимберлитовмещающих пород кембрия Сюльдюкарского кимберлитового поля и прилегающих перспективных площадей Ыгыаттинского района.

Фактической основой послужили результаты качественного фотолюминесцентного и фосфоресцентного анализов прожилковых и друзовых выделений кальцитов, распространенных в терригенно-карбонатных породах кембрия и основных породах триасовых траппов. Авторская коллекция включала сборы полевых работ 2018 и 2019 гг. общим количеством проб 128 проб. Из ряда образцов, отобранных с одной глубины, просмотрены пробы, которые отличались люминесценцией. В коллекцию вошли практически все скважины из центральной части Сюльдюкарского поля, включая участки оконтуривающих кимберлиты скважин и опытно-методического бурения, расположенные от 300 м до 2 км от кимберлита, а также скважины по Верхне-Сюльдюкарской площади (Игнатов, 2020).

Ранее, по данной коллекции П.А. Игнатовым выделено 5 групп кальцитов по соотношению ФЛ и ФФ: (Игнатов, 2020).

- 1) пробы из покровов и силлов базитов триасового возраста (23 определения);
- 2) кальциты их кембрийских пород из скважин ближайшего околокимберлитового пространства, пройденных на участке Т 54-14 по сети через 20 м (17 замеров);
- 3). кальциты из кембрийских пород из скважин опытно-методического бурения, которые охватывают площадь со стороны порядка ,1,5 км, в центре которой расположены кимберлиты, скважины пройдены по сети примерно 150x200 м (49 определений);
- 4) кальциты из скважин, пройденных по сети 250x500 м и 500x500 м в центральной части Сюльдюкарского поля с примерной площадью 10x12 км (74 замера);
- 5) кальциты из пород кембрия Верхне-Сюльдюкарской площади из скважин, пройденных по сети 2x4 км (18 определений).

При изучении цветов люминисценции кальцитов от их пространственного расположения получилось соотношение цветов ФЛ и ФФ в зависимости от их позиции.

Из таблицы следует что кальциты, обладающих разными ФЛ и ФФ, их соотношения отличаются для околотрубного пространства и остальной территорией (Таблица 1). Участок с кимберлитами отличается по кальцитам, имеющим ограниченный набор ФЛ, включающий только красный, оранжевый, синий и белый цвета. На всех других площадях появляются желтый и зеленый цвет. Кальциты из ближнего околокимберлитового пространства наиболее контрастно отличаются. Для неё характерны: самый высокий процент красной ФЛ, при этом она максимально насыщена; наибольшее количество кальцитов с голубой и наименьшее с белой ФЛ; отсутствие кальцитов с жёлтой ФЛ; наибольшее относительное количество кальцитов с красной ФФ. Наименьшее относительное количество кальцитов без люминесценции.

Таблица 1. Соотношения фотолуминесценции (ФЛ) и флуоресценции (ФФ) гидротермальных прозрачных кальцитов в Сюльдюкарском поле (Игнатов 2020).

Число проб	Позиция кальцита	Форма выделения (прожилки, друзы, цемент брекчии)	Количество и качество ФЛ	Количество и качество ФФ
23	Кальциты из триасовых траппов	Прожилки в траппах	В 2 кальцитах нет ФЛ, из 22 кальцитов с красной ФЛ – 5, с оранжевой – 7, с желтой и оранжево-желтой – 6, с белой – 5	В 5 кальцитах нет, из 18 кальцитов с красной ФФ – 6, с оранжевой – 2, с желтой – 2, с белой – 6
17	Ближнее околотрубочное пространство	12 прожилков, 2 друзы, 2 кальцифира, 1 цемент брекчии	В 2 кальцитах нет ФЛ, из 15 кальцитов с красной ФЛ – 9, с оранжевой – 3, с синей и голубой – 3, с белой – 3	В 6 кальцитах нет, из 11 кальцитов с красной ФФ – 9, с оранжевой – 1, с белой – 3
49	Дальнее околотрубочное (до 1,5 км) пространство	27 прожилков, 10 друз, 5 кальцит-гипсовых кальцифиров, 1 цемент брекчии, 1 мраморизованный известняк	В 13 кальцитах нет ФЛ, из 36 кальцитов с красной ФЛ – 4, с оранжевой и оранжево-красной – 20, с желто-оранжевой – 1, с синей и голубой – 2, с белой – 9	В 32 кальцитах нет, из 17 кальцитов с красной ФФ – 14, с оранжевой – 1, с белой – 2
68	Остальная часть поля	36 прожилков, 25 друз, 3 кальцифира, 4 кальцитизации	В 10 кальцитах нет ФЛ, из 58 кальцитов с красной ФЛ – 9, с оранжевой – 16, с желтой – 9, с голубой – 1, с зеленой – 4, с белой – 21	В 31 кальцитах нет, из 37 кальцитов с красной ФФ – 11, с оранжевой – 2, с желтой – 3, с зеленой – 4, с голубой – 1, с белой – 14
18	Верхне-Сюльдюкарская площадь	4 прожилка, 12 друз, 1 цемент брекчии, флюидизитовый прожилки	В 19 кальцитах с красной ФЛ – 9, с оранжевой – 9, с желтой – 1, с белой – 2	В 6 кальцитах нет, из 12 кальцитов с красной ФФ – 11, с оранжевой – 1

Спектральный анализ ФЛ кальцитов производился на спектрометре LS 45 с исходной частотой с выводом спектрограмм на экран монитора. Получены спектрограммы ФЛ с 91 образца кальцитов. По форме и энергетическим уровням выделяются два типа кривых: первый представлен резким падением энергетического уровня и отсутствием изменений по мере роста частоты. Второй тип отличается наличием одного или двух положительных экстремумов по линии абсцисс с увеличением частоты (рис. 1). Такого типа спектрограммы имеют ряд разновидностей по энергетическим уровням и контрастности экстремумов. Важно отметить, что

максимальная контрастность и наибольшие энергетические уровни спектрограммы установлен только в одном случае (рис. 2). Именно этот кальцит отобран из пород кембрия из скважины, расположенной на расстоянии 20м от кимберлитового тела.

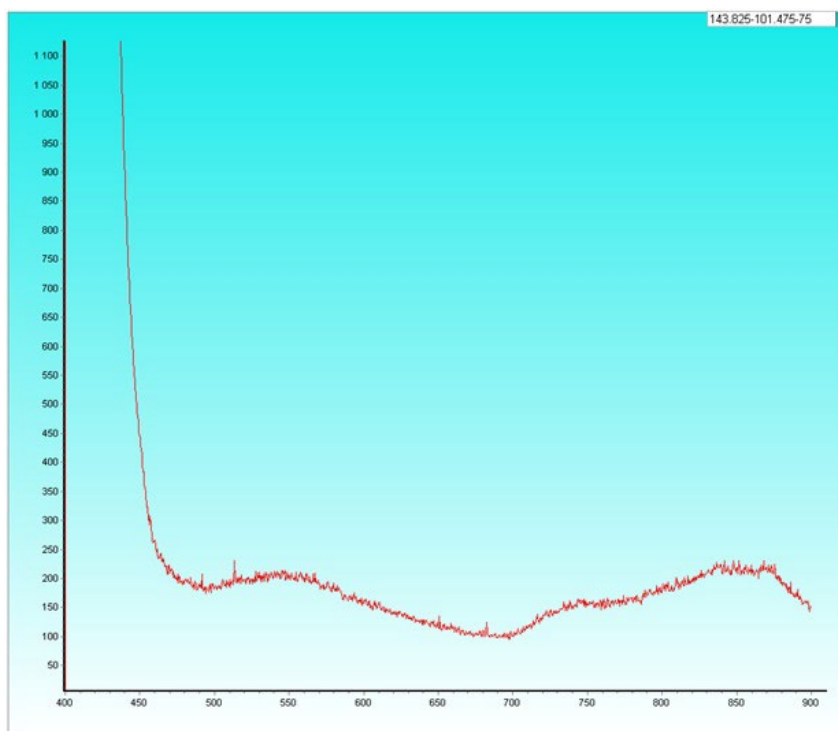


Рисунок 1. Типичная спектрограмма ФЛ кальцита, отобранного из кембрийских известняков на Сьюльдюкарском поле.

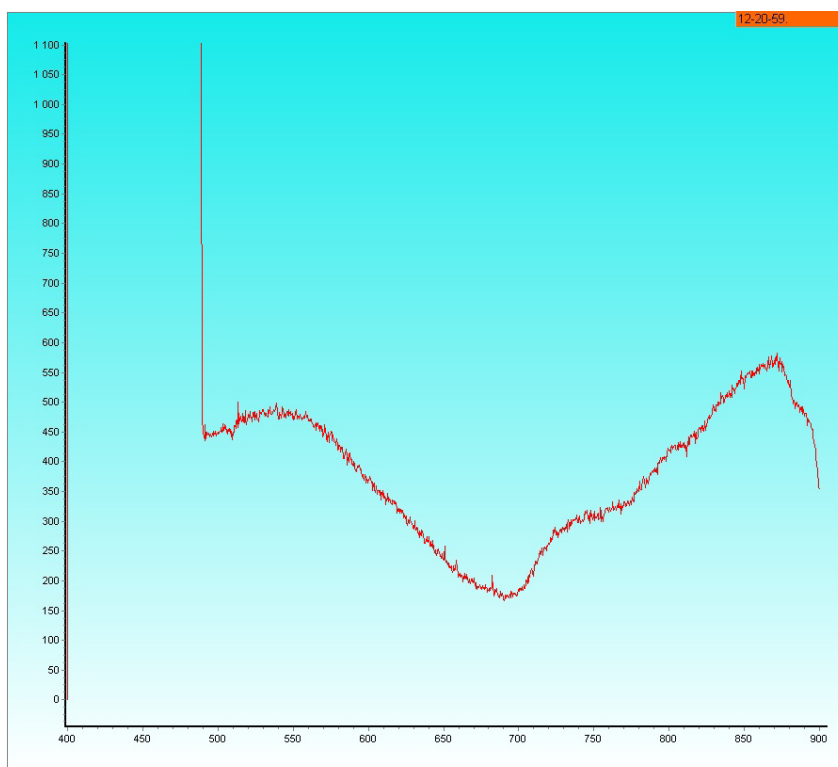


Рисунок 2 Спектрограмма ФЛ кальцита, отобранного из кембрийских известняков ближайшего околотрубочного пространства.

Спектрограммы первого типа соответствуют ФЛ красного, оранжевого и желтого цвета с крайне низким свечением, или отсутствием такового. Все остальные спектрограммы отличаются по энергетическим уровням, и большая часть из них имеет красный цвет.

В ряде случаев установлен закономерный рост уровней спектрограмм при близкой форме экстремумов кальцитов с исключительно красной ФЛ. Известно, что кальциты с красной ФЛ имеют примесь марганца выше 1000 ppm (Шмонов, 2014). Можно допустить, что различные энергетические уровни спектрограмм с локальными экстремумами соответствуют различным концентрациям данного люминогена. Степень контрастности форм спектрограмм возможно отражают более высокобарические и более высокотемпературные условия кристаллизации кальцитов вблизи кимберлитов.

Игнатов П.А., Новиков К.В., Зарипов Н.Р. Минералого-геохимическое картирование структур, контролирующих и вмещающих кимберлиты в пределах Средне-Вилюйской лицензионной площади на основе изучения постмагматической гидротермальной минерализации. Москва. МГРИ-РГГРУ. 2020.

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 ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. МГРИ-РГГРУ. 2014.

Морфологический анализ россыпного золота при прогнозировании нетипичных источников аллювиальных россыпей

Прасолов А. М.¹, Владимирцева О. В.²

¹МГРИ, г. Москва, prasolov00@yandex.ru

²ИГЕМ РАН, г. Москва, olga_9_4@mail.ru

Морфологический анализ россыпного золота – один из важнейших инструментов при установлении и характеристике условий россыпеобразования. Информацию, полученную при проведении этого анализа, можно использовать для определения типа источника россыпи, а также при попытках его прогнозирования и локализации.

Источниками россыпей могут являться коренные скопления золота и их вторичные концентрации (промежуточные коллекторы) (Шило и др, 1985). Определение типа источника россыпи важно для выбора прогнозных моделей для его выявления.

При определении типа источника россыпи в первую очередь из всех морфологических критериев следует обратить внимание на степень окатанности золота и наличия сростков золота с другими минералами. В случае, если степень окатанности золотин низкая, то имеет смысл прогнозировать коренной источник (наличие сростков золота с другими минералами необязательно при коренном источнике, однако при источнике в виде промежуточного коллектора – обязательно их отсутствие).

Рассматриваемый пример – руч. Ветвистый (прав. приток р. Селеннях, Момский район Республики Саха (Якутии)). В результате шлихового опробования 2020-2021 гг проводимого в рамках геологического изучения участка «Ветвистый» ООО «Селеннях» (Владимирцева и др., 2023), было отобрано более 134 шлиховые проб. Установлено (Владимирцева и др., 2023), что наибольшую промышленную значимость имеют аллювиальные отложения руч. Ветвистый ниже его слияния с руч. Рыжим (относительно большие объемы рыхлого материала и содержания золота от 0,5 до 1,0 г/м³). Также золотоносными являются аллювиальные отложения всей долины руч. Ветвистого (в том числе руч. Рыжего и других притоков руч. Ветвистый).

ООО «Селеннях» в 2021 году (в т.ч. авторами) было пройдено несколько шурфов мускульным способом до глубины 1 метр (рис.1). Из этих шурфов были отобраны крупнообъемные шлиховые пробы (около 100 литров каждая), золото из которых было исследовано методами морфологического анализа.

Предыдущими исследованиями (Владимирцева и др., 2023; Соловьев и др, 1980) уже установлено, что источником россыпи руч. Ветвистый и его притока руч. Рыжий выступал промежуточный коллектор – отложения уядинской свиты (неоген). В рамках данных исследований предстоит методами морфологического анализа россыпного золота в различных частях водотоков более точно локализовать источник питания россыпи.

В ходе исследования рассматривались пробы из 4 шурфов (рис. 1): шурф 1 – слияние руч. Ветвистого и руч. Рыжего, шурф 2 – руч. Ветвистый, в 200 м ниже слияния; шурф 3 - руч. Ветвистый в 300 м. выше слияния; шурф 4 – руч. Рыжий, в 300 м выше слияния. Для золота из каждого шурфа был проведен гранулометрический анализ, определены формы золотин, степень их уплощенности, окатанности, цвет (Шило и др, 1985).

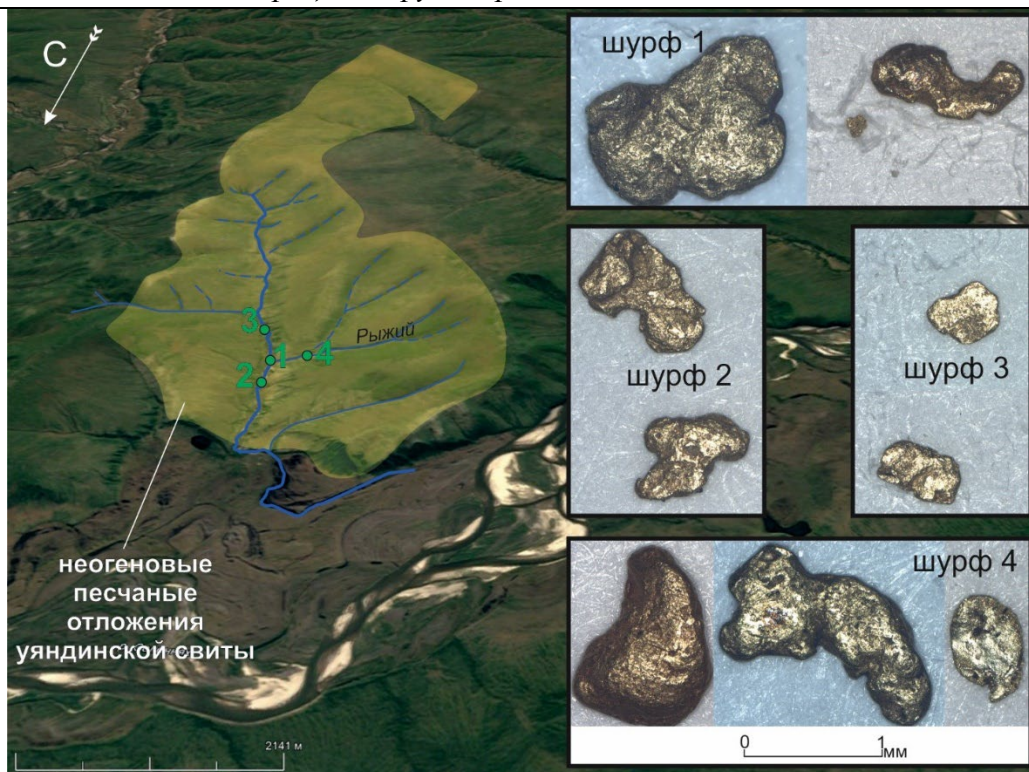


Рисунок 1. Схема расположения шурфов в долине руч. Ветвистый.

В результате гранулометрического анализа, были установлены следующие закономерности:

1. Наибольшая схожесть распределения золота по классам крупности прослеживается между золотиными из руч. Рыжий (шурф 4) и золотиными из слияния руч. Рыжего и Ветвистого (шурф 1). Для этих же шурфов характерна и наибольшая крупность золота: на класс крупности +2 мм приходится 61% и 52,4% соответственно.

2. В шурфе 2 (нижнее течение руч. Ветвистого) отсутствуют золотины класса крупности +2 мм, однако, если сравнивать кривые распределения золота по классам крупности (рис.2), видно, что в целом золото нижнего течения руч. Ветвистый наследует распределение по классам крупности золота руч. Рыжего (и слияния руч. Рыжего с руч. Ветвистый).

3. Самым мелкое золото обнаружено в верхнем течении руч. Ветвистый (шурф 3): на класс крупности +0,25 -1,00 мм приходится 72,6% металла.

В ходе морфологического исследования золотин был обнаружен ряд важных особенностей. Золото из всех шурфов обладает высокой степенью окатанности, полностью отсутствуют сростки золотин с другими минералами. Большинство золотин имеют ярко-желтый цвет, однако встречаются золотины и серебристых оттенков (до 30%). Также характерно железистых рубашек на части золотин (10%). Обнаружено несколько «сросшихся» золотин (слияние ручьев, шурф 1). Такие особенности золотин указывают на поступление золота с россыпь из промежуточного коллектора.

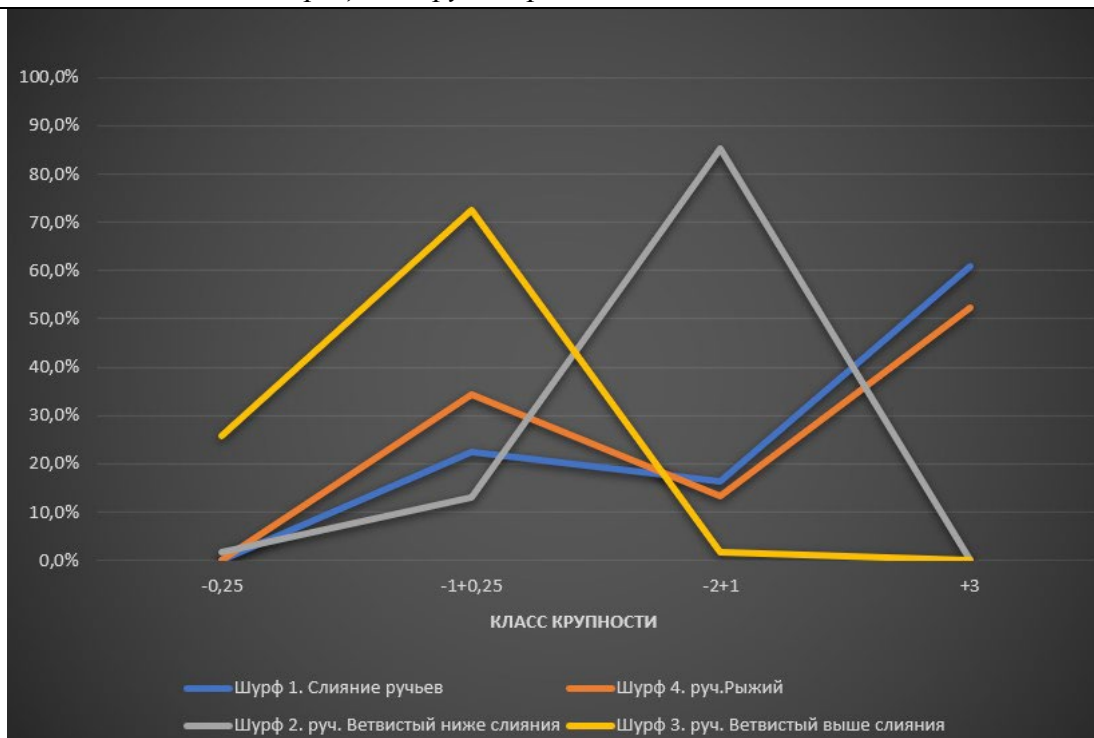


Рисунок 2. Гранулометрический анализ шлихового золота участка Ветвистый.

Таблица 1. Распределение золота по классам крупности.

№ шурфа	Краткая привязка	Содержания золота, г/м ³	Распределение золота по классам крупности			
			-0,25	+0,25 -1	+1 -2	+2
1	Слияние	2	0,2%	22,4%	16,4%	61,0%
2	Руч. Ветвистый ниже слияния	1,0	1,7%	13,0%	85,4%	0,0%
3	Руч. Ветвистый выше слияния	0,3	25,7%	72,6%	1,7%	0,0%
4	Руч. Рыжий	1,5	0,0%	34,3%	13,4%	52,4%

Таким образом в результате морфологического анализа россыпного золота участка Ветвистый:

1. Подтверждено, что источником питания россыпи был промежуточный коллектор – неогеновые отложения уяндинской свиты.

2. Установлено, что золотоносный пласт этих отложений располагался в истоках руч. Рыжий. Это обосновывается в первую очередь тем, что наиболее промышленно привлекательная часть исследуемого участка - нижнее течение руч. Ветвистый, получала золото из отложений руч. Рыжий (подтверждается схожим распределением золота по классам крупности).

3. С большой долей вероятности можно сделать предположение, что размыв источника золотороссыпных образований системы «руч.Рыжий – слияние – нижнее течение руч. Ветвистый» происходит и сейчас - наличие значительных содержаний россыпного золота в верховьях руч. Рыжий при фактическом отсутствии каких-либо (ловушек, щеток и пр.).

4. Несмотря на то, что золото верховьев руч. Ветвистый значительно отличается по гранулометрической характеристике от золота руч. Рыжий и нижней части руч. Ветвистый, источником его поступления в аллювий также был промежуточный коллектор, что косвенно подтверждается его морфологическими особенностями. Такая разная крупность золота верховьев руч. Ветвистого и руч. Рыжего скорее всего обусловлена особенностями распределения золота непосредственно в неогеновых отложениях уяндинской свиты, питающих

ручей. Золотоносные пласты в промежуточных коллекторах, так же, как и в классических россыпях, могут иметь свою зональность, в том числе и по крупности золота.

Этот вывод важен и может быть использован в дальнейшем для локализации потенциально промышленных объектов непосредственно в неогеновых отложениях долины руч. Ветвистого и его притоков.

Владимирцева О. В., Коноплев В. А., Березнев М. В. Состав и золотоносность неогеновых отложений среднего течения р. Селеннях (Момский, Абыйский районы, Республика Саха (Якутия)) // Руды и металлы. 2023. № 1.

Петровская Н.В. Самородное золото // Москва, Наука, 1973;

Словарь по геологии россыпей. Под ред. Н.А. Шило; Н.Н. Арманд, В.Д.; Белоусов, Л.З. Быховский и др. // Недра, 1985.197 с.

Соловьев Г.Г., Сикорин В.В., Денисенко Н.М. Отчет о поисковых работах в нижнем течении р. Селеннях в 1980-83 г.г. Батагай // 1983 г. Ф.

Оценка содержания Ra-226 и нефтепродуктов в донных отложениях рек Колвы и Усы (Большеземельская тундра Ненецкого автономного округа)

Пучков А. В.¹, Яковлев Е. Ю.¹, Дружинин С. В.¹

¹ ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, andrey.puchkov@fciarctic.ru

В настоящее время одной из основных экологических проблем Ненецкого автономного округа является загрязнение объектов геологической среды нефтепродуктами. В первую очередь данная проблема связана с ресурсно-экономической спецификой региона, в котором доля в промышленности нефтегазодобычи составляет более 95%. В настоящий момент в сухопутной части Тимано-Печорской провинции, на которой находится и территория Ненецкого автономного округа, открыто свыше 268 месторождений углеводородов, из них свыше 200 – нефтяные (Прищепа, 2020). Одной из самых загрязненных нефтепродуктами и другими поллютантами рек считается Колва, главной особенностью бассейна которой является наличие значительного количества углеводородных месторождений. Согласно результатам мониторинга, ежегодно публикующимся в докладах о состоянии окружающей среды Республики Коми, качество поверхностной воды реки Колва по состоянию на 2019 год оценивается как «грязные», тогда как в 2010 году качество воды было лучше и соответствовало классу 3а «загрязненные» (О состоянии окружающей среды, 2019, Пудовкина, 2020). Согласно докладу (О состоянии окружающей среды, 2019) в водных объектах проводится мониторинг за следующими показателями и загрязнителями: БПК₅, ХПК, нефтепродукты, Fe, Mn, Al, Cu, Zn. При этом в перечне определяемых показателей отсутствуют радиационные параметры, значения которых могут оказаться повышенными в связи с усилением попутными (пластовыми) водами природных процессов вертикальной миграции радионуклидов (Криночкина, 2021). Учитывая многочисленность месторождений в бассейне реки Колвы и значительное количество фактов аварийных разливов нефти и нефтепродуктов, особую актуальность приобретают радиоэкологические исследования и мониторинг объектов окружающей среды.

Таким образом, целью данной работы является оценить уровни содержания Ra-226 и нефтепродуктов в донных отложениях рек Колвы и Усы для выявления возможных участков повышенного содержания данного радионуклида и оценки вероятного источника загрязнения.

Исследования донных отложений реки Колва проводились в августе 2022 года по маршруту д. Хорей-Вер – г. Усинск. Всего было отобрано 69 пробы донных отложений.

Определение удельной активности Ra-226 проводили с применением низкофоновых полупроводниковых гамма-спектрометров ORTEC (США) на основе коаксиальных детекторов GEM10, GMX25, GEM40 из особо чистого германия (HPGe) с цифровым анализатором и программным обеспечением (MAESTRO-32 и GAMMA-VISION-32, SpectralineGP). При измерении активности радионуклида Ra-226 подготовленные счетные образцы тщательно герметизировались и выдержались в течение 3-4 недель для достижения состояния равновесия членом радиоактивного ряда U-238. Удельная активность радионуклида Ra-226 определялась по дочерним продуктам его распада (ДПР) Pb-214 (351,93 кэВ с квантовым выходом – 35,60%), Bi-214 (609,32 кэВ с квантовым выходом – 45,49%, 1120,29 кэВ с квантовым выходом 14,92%, 1764,49 кэВ с квантовым выходом – 15,3%).

Результаты исследований содержания Ra-226 и нефтепродуктов в донных отложениях рек Колвы и Усы приведены в Таблице 1 и на рисунке 1.

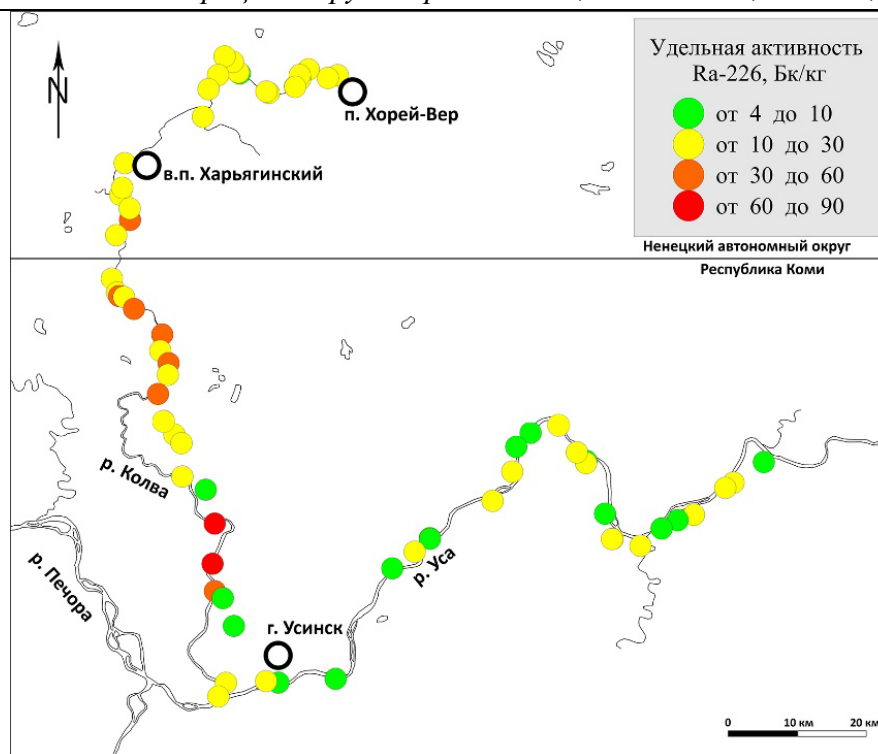


Рисунок 1. Удельная активность Ra-226 в донных отложениях рек Колвы и Усы.

Таблица 1. Содержание Ra-226 и нефтепродуктов в донных отложениях рек Колвы и Усы.

Река		Удельная активность, Бк/кг	
		Ra-226	Нефтепродукты, мг/кг
Колва	Мин.	4,8	0,6
	Макс.	89,0	101,2
	Средн.	22,2	16,7
Уса	Мин.	5,0	0,6
	Макс.	25,4	2,8
	Средн.	12,0	0,9

Согласно Таблицы 1 донные отложения реки Колвы характеризуются более высоким содержанием Ra-226 (до 89,0 Бк/кг) и нефтепродуктов (до 101,2 мг/кг) по сравнению с рекой Уса. На рисунке 1 показано пространственное распределение удельной активности Ra-226 в донных отложениях реки Колвы, где наблюдаются повышенные уровни содержания радионуклида на участке от в.п. Харьягинский и далее к устью реки. Удельная активность Ra-226 в этой реке варьирует в диапазоне от 4,8 до 89,0 Бк/кг со средним значением 22,2 Бк/кг. В целом среднее значение удельной активности Ra-226 не превышает кларковых значений для земной коры (36,8 Бк/кг) (Рихванов, 2009) и среднемировых значений (32,0 Бк/кг) (UNSCEAR, 2008), но в отдельных пробах донных осадков содержание данного радионуклида превышает указанные значения в 2-3 раза. Донные осадки реки Уса отличаются низкими значениями содержания Ra-226 в диапазоне от 5,0 до 25,4 Бк/кг со средним значением 12,0 Бк/кг.

Отмечается, что среднее содержание Ra-226 в донных отложениях реки Колвы (22,2 Бк/кг) выше, чем в донных осадках наиболее крупных рек Архангельской области и Ненецкого автономного: для Печоры – 18,7 Бк/кг (Yakovlev et al, 2021), для Северной Двины – 15,0 Бк/кг (Баженов, 2016), для Золотицы – 9,0 Бк/кг (Yakovlev et al., 2020), для Усы – 12,0 Бк/кг (согласно настоящей работы).

Сравнение полученных результатов распределения удельной активности Ra-226 для реки Колва с ранее проведенными исследованиями донных осадков в целом на территории Большеземельской тундры (Отчет, 1992) показывает, что наблюдается превышение удельной

активности по сравнению с результатами 1992 года (по максимальным значениям). Согласно отчета удельная активность Ra-226 в основном варьировала в диапазоне от минимально-измеряемых значений (<4,3) до 30,0 Бк/кг. При этом согласно Таблицы 1.4 отчета (Отчет, 1992) на территории Большеземельской тундры встречались отдельные участки (точки опробования в отчете не приведены) с повышенным содержанием радионуклидов в донных осадках (для Ra-226 – до 58,8 Бк/кг, для Th-232 – до 62,7 Бк/кг, для K-40 – до 969,7 Бк/кг). Природа данных аномалий авторами отчета не приведена.

Особого внимания заслуживает параметр содержания в донных отложениях нефтепродуктов, поскольку они напрямую указывают на влияние нефтегазовой деятельности на объекты окружающей среды (Валиев, 2020), в том числе и на их радиоактивное загрязнение (Копылов, 2021). Пространственное распределение нефтепродуктов в донных осадках рек Колва и Уса с указанием зон влияния нефтяных месторождений на наиболее загрязненных участках приведены на рисунке 2.

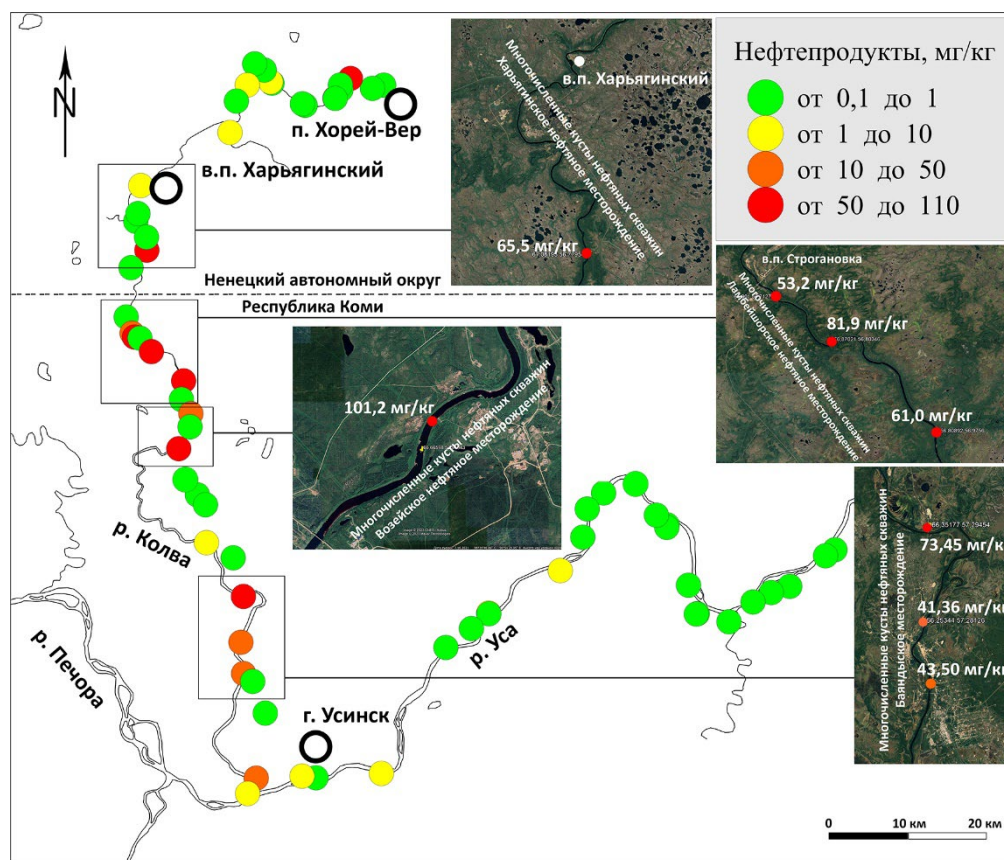


Рисунок 2. Содержание нефтепродуктов в донных отложениях рек Колвы и Усы и зоны влияния нефтяных месторождений.

Результаты корреляционного анализа показывают, что избыточное накопление Ra-226 в донных осадках тесно связано с содержанием в них нефтепродуктов ($R=0,74$), что указывает на поступление в поверхностные воды отходов деятельности нефтегазовых предприятий и последующее радионуклидное загрязнение. Оценка взаимосвязей повышенного содержания естественных радионуклидов с углеводородным загрязнением (разливы сырой и товарной нефти, нефтепродуктов, буровых сточных вод и т.д.) в компонентах природной среды ранее отмечались во многих работах (Ахметов, 2011, Кривоножко, 2021, Минигашимов, 2000 и т.д.).

Таким образом, в реке Колва выявлены отдельные участки с повышенным содержанием Ra-226 в донных отложениях (до 89 Бк/кг). Результаты оценки содержания нефтепродуктов в донных отложениях и корреляционного анализа с удельной активностью Ra-226 позволяют сделать вывод, что вероятным источником поступления радионуклида в донные отложения является поступление в поверхностные воды отходов нефтегазовой деятельности.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-27-20079 «Радионуклиды в экосистемах тундры: источники, уровни загрязнения, антропогенные механизмы трансформации (на примере Ненецкого автономного округа)».

Ахметов Р. М., Хусаинов Ш. М., Лешан И. Ю. Техногенная деградация почв нефтедобывающих районов Южного Предуралья // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2011. Т. 13. № 5–2. С. 39–42.

Баженов А. В., Киселев Г. П., Дружинин С. В. Распределение радионуклидов в донных отложениях дельты Северной Двины // Современные проблемы эрозионных, русловых и устьевых процессов : материалы Всероссийской научной конференции с международным участием и XXXI пленарного межвузовского координационного совещания, Архангельск, 26–30 сентября 2016 года. Архангельск: ООО «Издательский центр АЗ+», 2016. С. 57–59.

Валиев В. С., Иванов Д. В., Шагидуллин Р. Р. Нефтяные углеводороды в донных отложениях: состав, идентификация, механизмы трансформации (обзор) // Российский журнал прикладной экологии. 2020. № 1(21). С. 41–51.

Государственный доклад «О состоянии окружающей среды Республики Коми в 2018 году» : гос. доклад / Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, ГБУ РК «Территориальный фонд информации Республики Коми» ; редакционная коллегия: Р.В. Полшведкин (главный редактор) [и др.]. Сыктывкар. 2019. 163 с.

Копылов, И. С. Геоэкология, гидрогеология и инженерная геология Пермского края: монография // Пермский государственный национальный исследовательский университет. Пермь. 2021. 501 с. URL: <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/mono/kopylov-Geoekologiya-gidrogeologiya-i-inzhenernayageologiya-Permskogo-kрая.pdf>

Криночкина О. К., Криночкин Л. А., Стулов В. Г. Химическое и радиоактивное загрязнение природных сред при нефтедобыче // Разведка и охрана недр. 2021. № 8. С. 60–65. URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=46507472>

Миниغازимов, Н. С. Охрана и рациональное использование водных ресурсов в нефтяной промышленности : специальность 11.00.11 : диссертация на соискание ученой степени доктора технических наук / Миниغازимов Наил Султанович. Уфа, 2000. 342 с.

Отчет «Проведение исследовательских работ для получения исходных фоновых характеристик по химическим, гидробиологическим и радиометрическим показателям нефтегазоносных районов. Научно-производственное предприятие «Экогео». Амдерма. 1992 год.

Прищепа О. М., Куранов А. В., Грохотов Е. И. и др. Уточненная оценка нефтегазового потенциала Тимано Печорской провинции // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2020. № 6(174). С. 32–45. – URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=44877739>

Пудовкина Е. С., Куксанов В. Ф. Исследование экологического состояния реки Колвы на Харьягинском месторождении // Естественные науки: актуальные вопросы и социальные вызовы : Материалы III Международной научно-практической конференции, Астрахань, 27–28 ноября 2020 года. Астрахань: Издательский дом "Астраханский университет". 2020. С. 146–149. URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=44695811>

Рихванов Л. П., Арбузов С. И., Барановская Н. В. и др. Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиоэкологии // Томск : STT. 2009. 430 с. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/radioaktivnye-elementy-v-okruzhayuschey-srede>

UNSCEAR 2008. Sources and effects of ionizing radiation. United Nations Scientific Committee on the effects of atomic radiation. / New York: United Nations Publication.

URL: <https://applied-research.ru/ru/article/view?id=10199>

Yakovlev E. Yu., Malov A. I., Druzhinin S. V., Zykova E. N., Malkov A. V., Bedrina D. D. Distribution of trace metals and an environmental risk assessment of the river sediments in the area of the Lomonosov diamond deposit (NW Russia) // Environmental Science and Pollution Research. 2020. P. 45. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11356-020-09809-7> (date of treatment: 15.06.2023).

Yakovlev E. Yu., Puchkov A. V., Bykov V. M. Assessing the natural and anthropogenic radionuclide activities of the Pechora River estuary: Bottom sediments and water (Arctic Ocean Basin) // Marine Pollution Bulletin. 2021. Vol. 172, article № 112765. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112765>

Оценка формирования радиационных параметров почвенного покрова в зависимости от изменения мерзлотных условий (Канинская тундра Ненецкого автономного округа)

Пучков А. В.¹, Яковлев Е. Ю.¹

¹ ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, andrey.puchkov@fciarctic.ru

Вечная мерзлота играет важную роль в глобальных изменениях окружающей среды и деятельности человека в арктических регионах (АМАР, 2017; IPCC, 2019). Изменения климатических параметров, особенно температуры воздуха, высоты снежного покрова и продолжительности теплого периода, приводят к повышению температуры вечной мерзлоты и увеличению глубины активного слоя в разных местах криолитозоны, в том числе на территориях Арктики и горных приледниковых районов (Streletskiy et al., 2023). Изменение структуры вечной мерзлоты приводит к перераспределению макро- и микроэлементов в геологической среде (Shirokova et al., 2021, Pokrovsky et al., 2021), в том числе может оказывать влияние и на циркуляцию радиоактивных газов (Puchkov et al., 2021, 2022). Для того, чтобы подтвердить гипотезу влияния деградации вечной мерзлоты на трансформацию радиационного фона, в июне 2022 года были проведены полевые исследования на мелкобугристом торфяном болоте в устьевой части бассейна реки Ома Ненецкого автономного округа. На данном участке были измерены плотность потока радона (ППР), уровень гамма-излучения, глубина сезонного-талого слоя (СТС). Выбор данного участка обусловлен разным уровнем оттаивания СТС, в том числе по причине отепляющего действия реки. Данная особенность позволила в первом приближении оценить влияние глубины оттаивания на поток радона и уровень гамма-излучения. Схема проведения исследования и основные результаты оценки глубины оттаивания СТС, уровня гамма-излучения и ППР приведены на рисунке 1.

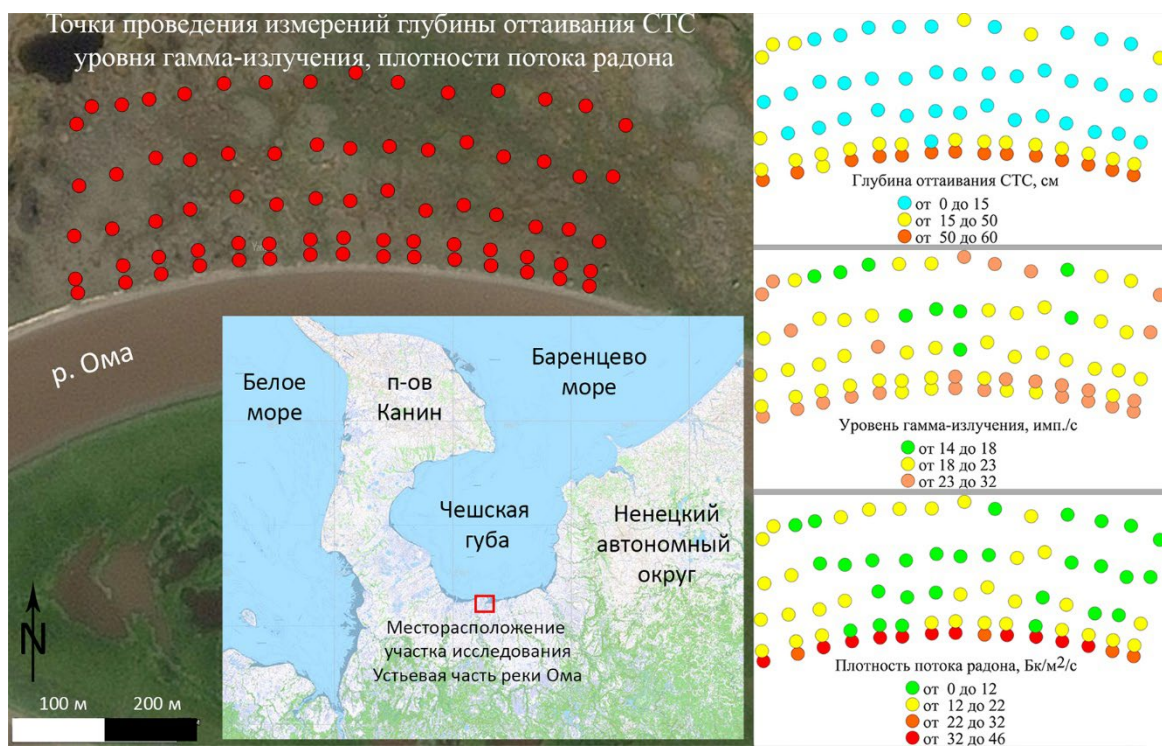


Рисунок 1. Распределение гамма-излучения, плотности потока радона по поверхности торфяного болота и глубины оттаивания СТС в бассейне реки Ома.

На территории болота в начале летнего периода наибольшая глубина оттаивания СТС наблюдалась по краю болота (ширина полосы не более 1-2 м), достигая 50-60 см (уровень подстилающей породы). По направлению от края болота глубина оттаивания резко уменьшалась и составляла в диапазоне от 5 до 15 см. Согласно (Игловский, 2010) на территории Канинской тундры (бассейны рек Чижа, Несь, Вижас, Ома) средняя глубина СТС составляет до 0,4 м.

Определение плотности потока радона (ППР) проводилось с применением комплекса измерительного для мониторинга радона, торона и их дочерних продуктов «Альфарад плюс» (ООО НПП «Доза», Россия).

Уровень гамма-излучения проводился для оперативной оценки радиационной обстановки в условиях возможного повышенного уровня гамма-излучения. Для этого применялся радиометр сцинтилляционный геологоразведочный СРП-88н.

Уровень гамма-излучения в пределах изученной территории изменяется от 14,4 до 30,4 имп./с со средним значением 21,7 имп./с. Результаты измерений показали несколько повышенный уровень мощности дозы гамма-излучения в местах максимального уровня оттаивания СТС в торфяном горизонте. Коэффициент корреляции между уровнем гамма-излучения и глубиной оттаивания СТС составил 0,70. Повышение дозы гамма-излучения вероятно обусловлено потоком естественных радиоактивных газов, в том числе радона и его продуктами распада за счет отсутствия мерзлого барьера. С другой стороны, повышение уровня гамма-излучения может быть связано с характеристиками самого гамма-излучения. Проникающая способность гамма-излучения увеличивается с ростом энергии гамма-квантов и уменьшается с увеличением плотности вещества – поглотителя. Толщина слоя воды (а в рамках данной работы приравняем данный параметр к толщине мерзлого грунта), ослабляющего поток гамма-излучения с энергией 0,5 МэВ в 10 раз, составляет 24 см. В силу того, что энергии гамма-излучения естественных радионуклидов отличаются широким разнообразием (Левин, 1973), начиная с областей рентгеновского излучения и заканчивая энергиями выше 2,5 МэВ, то лед или мерзлый грунт может оказаться существенным барьером для прохождения гамма-квантов. Возможно, именно данный факт отражается в результатах исследований распределения гамма-излучения торфяного болота в бассейне реки Ома.

Схожая картина распределения наблюдается и по ППР на изученной территории. Данный параметр изменяется в пределах от 6,0 до 44,0 мБк/м²/с со средним значением 16,4 мБк/м²/с. Также, как и с уровнем гамма-излучения, наиболее высокие значения ППР наблюдаются по краю торфяного болота в пределах полосы шириной не более 1-2 м. Но в отличие от гамма-излучения, наблюдается очень сильная корреляционная связь с уровнем оттаивания СТС – 0,90 (рисунок 2). Это указывает на то, что в 77 % случаев варьирование потока радона зависит от уровня оттаивания СТС. При этом сравнивая ППР и уровень гамма-излучения, можно отметить слабую корреляционную связь между этими параметрами. Изменение уровня гамма-излучения только в 20% случаев обусловлено потоком радона. Вероятно, наибольший вклад в поток гамма-квантов вносят гамма-излучающие радионуклиды, в том числе и продукты распада радона, содержащиеся в почве.

Таким образом, на территории изученного болота наблюдаются несколько повышенные уровни мощности дозы гамма-излучения и ППР в местах максимального уровня оттаивания СТС. Исходя из полученных результатов, можно предположить, что ММП играют роль барьера для поступления Rn-222 из геологических слоев. Барьерная функция в данном случае может быть объяснена низкими коэффициентами пористости и проницаемости льда и мерзлых пород, что в свою очередь приведет к невозможности эманировать радону в свободное пространство.



Рисунок 2. График линейной регрессии для оценки взаимосвязи между глубиной оттаивания СТС и плотностью потока радона.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-77-10057 «Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров (234U/238U, $\delta^{18}O + \delta^2H$, $\delta^{13}C + 14C$)».

Левин В. Е., Хамьянов Л. П. Регистрация ионизирующих излучений. М.: Атомиздат, 1973.

Игловский С. А., Шварцман Ю. Г., Болотов И. Н. Криолитозона Двинско–Мезенской равнины и полуострова Канин / Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н. П. Лаверова РАН, Северный (Арктический) федеральный университет им. М. В. Ломоносова, Научно–учебный центр "Природные ресурсы Севера". Екатеринбург : Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П.Лаверова Российской академии наук. 2010. 122 с.

Pokrovsky O. S., Manasyrov R. M., Pavlova O. A. et al. Carbon, nutrient and metal controls on phytoplankton concentration and biodiversity in thermokarst lakes of latitudinal gradient from isolated to continuous permafrost. // Science of The Total Environment. 2022. P. 806. DOI:10.1016/j.scitotenv.2021.151250

Puchkov A. V., Berezina E. V., Yakovlev E. Y. et al. Radon flux density in conditions of permafrost thawing: simulation experiment // Geography Environment Sustainability. 2022. Vol. 15. № 3. P. 5–18. DOI: <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2022-023>

Puchkov A. V., Yakovlev E. Y., Hasson N. et al. Radon hazard in permafrost conditions: Current state of research. // Geogr. Environ. Sustain. 2021. P. 24. DOI:10.24057/2071-9388-2021-037

Shirokova L. S., Chupakov A. V., Ivanova I. S. et al. Lichen, moss and peat control of C, nutrient and trace metal regime in lakes of permafrost peatlands. // Science of the Total Environment. 2021. P. 782. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.146737

Shukla P. R., Skea J., Calvo Buendia E., Masson–Delmotte V. Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems // IPCC. 2019. P. 874. DOI: [https://www.ipcc.ch/srccl/download/Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic \(SWIPA\) / AMAP, CAFF. Oslo, Norway, 2017](https://www.ipcc.ch/srccl/download/Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) / AMAP, CAFF. Oslo, Norway, 2017).

Streletskiy D., Clemens S., Lanckman J., Shiklomanov N. The costs of Arctic infrastructure damages due to permafrost degradation. // Environmental Research Letters. 2023. P. 18. DOI: 10.1088/1748-9326/acab18

Особенности химического состава вольфрамита Пороховского и Юго-Конеvского месторождений W (Южный Урал)

Рогов Д. А. ¹

¹Имин ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс, daniel.rogov99@mail.ru

На Южном Урале находится ряд вольфрамовых месторождений и рудопроявлений, которые генетически связаны с внедрением позднепермских позднеколлизийных гранитов. Помимо вольфрама, данные массивы богаты Be, Mo, Ta, Nb, что приводит к формированию комплексных месторождений (Золотов и др., 2004). При этом месторождения могут находиться как в пределах рудогенерирующей интрузии, так и во вмещающих породах без видимой связи с гранитами.

Для изучения температур и состава флюидов в гидротермально-метасоматических системах традиционно используют такие минералы как кварц, флюорит, карбонаты и, актуальный для месторождений W, шеелит. Однако с доступностью точных аналитических методов появились исследования микросостава вольфрамита, который чаще всего образуется на самых ранних стадиях функционирования гидротермальной системы и не является сингенетичным с приведенными выше минералами. Так состав микропримесей используется для определения источников рудных флюидов (Nasser, 2005), выделения стадийности минералообразования (Xie et al., 2022), а также условий и катализаторов процессов рудообразования (Guanghong et al., 2020). В некоторых работах обсуждается зависимость соотношения гюбнеритового и ферберитового минералов в ходе эволюции гидротермальной системы (Michaud et al., 2019), а также обсуждаются вопросы изоморфизма (Harlaux et al., 2018; Xie et al., 2022).

Целью работы является установление геохимических особенностей вольфрамита, которые могли бы отражать особенности формирования W минерализации на Пороховском и Юго-Конеvском месторождениях.

Материалом для исследования послужили штуфные образцы из разведочных скважин и групповые пробы с рудных участков, предоставленные ООО «УГЭ» и отобранные коллективом ЮУ ФНЦ. Методы включали макроскопическое описание, оптическую микроскопию в отраженном свете (30 аншлифов), электронную микроскопию и LA-ICP-MS.

Оптико-микроскопическое изучение выполнено с помощью поляризационного микроскопа Axioscope A1 CZ. Состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA3 TESCAN SBU с энергодисперсионной (ЭД) приставкой Oxford Instruments X-act, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3 нА, для количественного анализа использованы эталоны MINM-25-53 фирм «ASTIMEX Scientific Limited», (стандарт № 01-044) и «Microanalysis Consultants Ltd.» (стандарт № 1362) (аналитик Рассомахин М.А.).

Состав элементов-примесей был получен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором на масс-спектрометре Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter и лазерной приставкой New Wave Research UP-213 на УФ Nd:YAG-лазере с длиной волны 213 нм и настройками плотности потока 12.0–15.0 Дж/см², частотой повторений 10 Гц, газ-носитель в ячейке – He, скорости потока 0.65 л/мин. Настройки масс-спектрометра: мощность высокочастотного сигнала – 1500 Вт; газ-носитель – Ar; скорость потока – 0.95 л/мин; расход плазмообразующего газа (Ar) – 15 л/мин; расход вспомогательного газа (Ar) – 0.9 л/мин (аналитик Артемьев Д.А.).

Анализ проводился с использованием точечного режима абляции с диаметром пучка 55–80 мкм. Для удаления приповерхностных загрязнений перед каждым анализом выполнялась предварительная абляция продолжительностью 2 с. В течение первых 30 с регистрировался холостой сигнал без абляции вещества, затем в течение последующих 60 с обрабатывался сигнал от аблированного материала. Калибровка масс-спектрометра осуществлялась по эталонному

международному стандартному образцу NIST SRM-612. При этом количество молекулярных оксидных ионов ($^{232}\text{Th}^{16}\text{O}/^{232}\text{Th}$) не превышало 0.2 %. Соотношение $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ было близко к 1. Для расчета использовался международный референсный материал USGS GSD-1g. Для учета инструментального дрейфа лазера и масс-спектрометра стандартный образец анализировали через каждые 10–12 точек. Расчет химического анализа проводился в программном комплексе Iolite (Paton et al., 2011) с применением стандартных подходов, описанных в (Longerich et al., 1996) и использованием в качестве внутреннего стандарта ^{57}Fe или нормализацией суммарного сигнала с учетом содержания ^{55}Mn .

Пороховское и Юго-Коневское месторождения находятся в пределах Коневско-Карасьевского рудного узла, который является частью Боевско-Биктимировской редкометальной зоны.

Стратифицированные образования в районе представлены Межевской толщей (S_{1m}), состоящей из вулканогенно-осадочных пород от основного и среднего состава с горизонтами туфов, алевролитов, пелитов, известняков. Породы толщи претерпели преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Вулканогенно-осадочные породы прорваны Юго-Коневском гранит-лейкогранитовым комплексом (P₂-T_{1k}). По периферии массивов развиты ороговикованные вулканиты, преобразованные в амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы. С гранитами связаны метасоматиты скарновой и грейзеновой формаций, продуктивные на вольфрамовое, молибденовое и бериллиевое оруденение (Коровко и др., 2015).

На Пороховском месторождении рудные кварцевые жилы субвертикальные, по простиранию разделяются на 2 системы: 240–260° и 225–240°. Первая система включает крупные, до 1,5 км протяженностью, жилы, вторая представляет собой скопление жил длиной не более 200 м. Мощность жил колеблется от первых см до 0,5 м. и на глубину прослеживаются до сотен метров (Покровский, 1950). Состав жил преимущественно мусковит-кварцевый с подчиненным количеством карбоната, флюорита, хлорита, альбита. Рудная минерализация представлена вольфрамитом, реже шеелитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, молибденитом и сульфосолями висмута (Рогов и др., 2023, Касаткин и др., 2023).

Юго-Коневское месторождение локализовано в эндоконтакте гранитного массива. Рудные жилы имеют азимуты простирания 300–310°, 80–90° падение под углами 65–80°. Мощность жил достигает 1 м, средняя 20 см. На глубину жилы прослеживаются до 200 м, по простиранию до 400 м. Состав жил кварц-мусковитовый с второстепенными карбонатами, флюоритом (Рогов и др., 2023). Рудная минерализация представлена вольфрамитом, в подчиненном количестве шеелитом и сульфидами. Около рудных жил развиты каймы грейзенизированных гранитов и полнопроявленных метасоматитов мощностью от 5 до 60 см.

Вольфрамит образует идиоморфные кристаллы размером в первые сантиметры и их скопления, развитые на зальбандах среди оторочки мусковита и в центральных частях жил. Нередко вольфрамит замещается шеелитом, а также окси-гидроксидами Fe и Mn.

Химический состав всех изученных зерен соответствует гюбнериту. Для Центрального участка Пороховского и Юго-Коневского месторождений состав вольфрамитового минерала незначительно, но для Северного участка Пороховского месторождения характерны более железистые разновидности (рис. 1). При этом содержание ферберитового минерала увеличивается с глубиной.

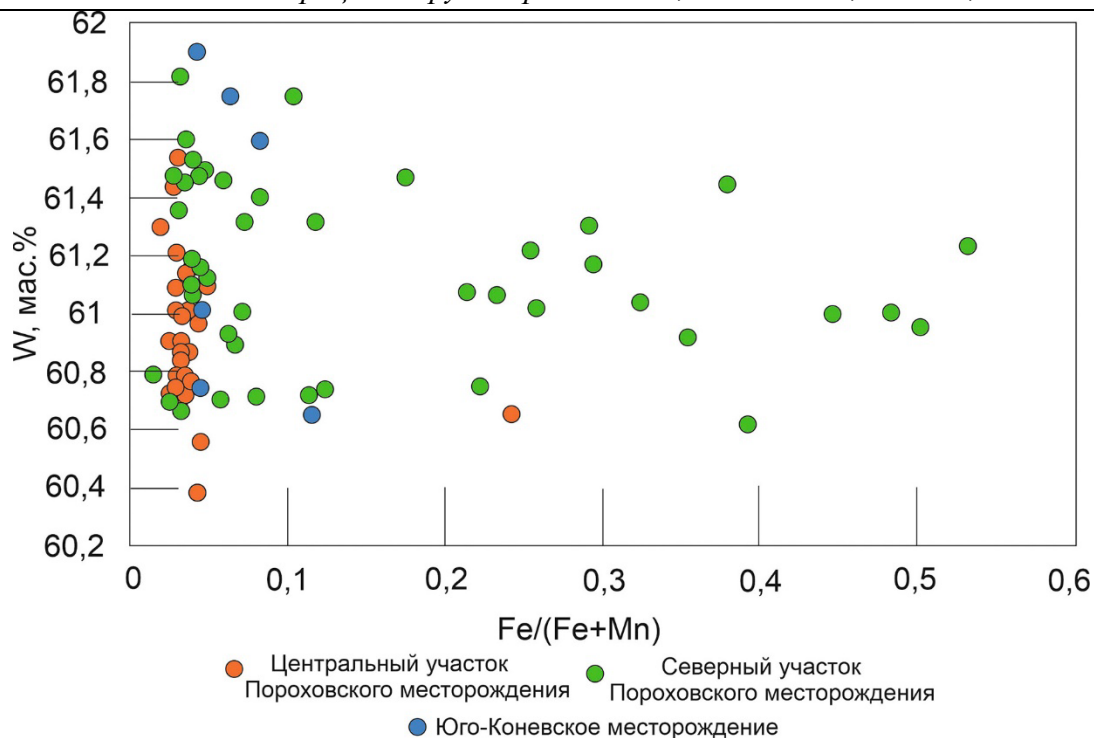


Рисунок 1. Вариации состава вольфрамитов из Пороховского и Юго-Конеvского месторождений.

Графики распределения элементов-примесей в вольфрамите на Пороховском и Юго-Конеvском месторождениях весьма похожи. Однако для Юго-Конеvского месторождения характерны повышенные в 10-100 раз содержания крупноионных литофилов, Ni, Cu, Th, Pb, Ta (рис. 2). Вольфрамиты Юго-Конеvского месторождения также содержат повышенное количество LREE в сравнении с вольфрамитовыми Пороховского месторождения. В целом же графики REE характеризуются значительным преобладанием HREE над LREE.

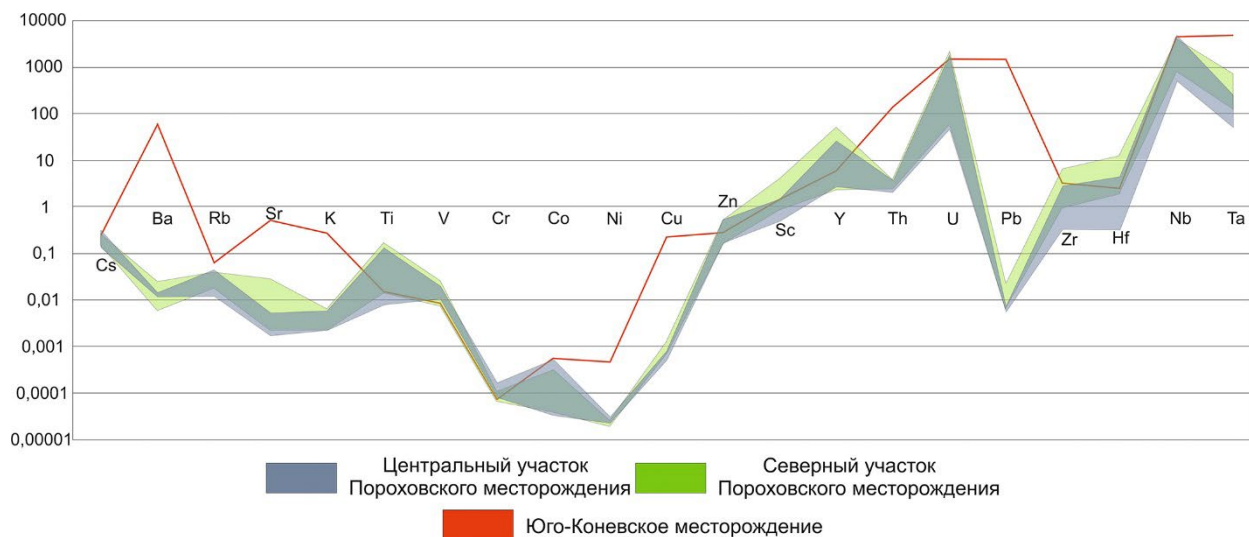


Рисунок 2. Элементы-примеси в вольфрамите, нормированные на хондрит (McDonough, Sun, 1995).

Соотношение гюбнеритового и ферберитового минала некоторыми авторами рассматривается в зависимости от степени эволюции гидротермальной системы (Michaud et al., 2019). В этой работе утверждается, что гюбнерит формируется в более высокотемпературных условиях и наблюдается преимущественно в грейзенах. Ферберит же более поздний, нередко обрастает более ранний вольфрамит и встречается в основном в кварцевых жилах во вмещающих

вулканогенно-осадочных породах. Таким образом можно предположить, что Пороховское и Юго-Коневское месторождения были сформированы при относительно высоких температурах. Однако увеличение ферберитового минала с глубиной не укладывается в этот тренд.

Похожие формы графиков на спайдер-диаграммах, отличающиеся только количеством микропримесей (фиг. 2) указывает на одинаковые процессы вхождения микропримесей в структуру. Различное количество элементов-примесей на Пороховском и Юго-Коневском месторождении может являться результатом формирования жил в различных условиях, зависящих от вмещающих пород, также имеют место кристаллографические критерии вхождения тех или иных элементов, а также закономерная эволюция рудообразующего флюида.

Повышенные содержания элементов-примесей являются следствием нахождения рудных жил Юго-Коневского месторождения в полнопроявленных грейзенах и гранитах. Обогащение вольфрамитов из гранитов примесными элементами продемонстрировано в работах по центральному французскому массиву Варискан (Harlaux et al., 2018), а также ряду китайских месторождений (Zhang et al., 2018; Wang et al., 2022). При этом сходные геохимические характеристики вольфрамита из различных месторождений указывают на то, что физико-химические параметры флюидов, контролирующие химический состав вольфрамита, в целом идентичны в месторождениях по всему миру.

Наличие в гранитах мощных зон околожильных изменений, практически отсутствующих в вулканогенно-осадочных породах, а также обогащение вольфрамита примесными элементами указывает на значительное влияние вмещающих пород на состав рудообразующего флюида.

Автор благодарен Белогуб Е. В. и Новоселову К. А. за руководство работой и помощь в интерпретации результатов. Аналитические работы выполнены в рамках государственного задания ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, тема 22031600292-6.

Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Е.: Урал. геолого-съёмочная экспедиция. 2004. 336 с.

Касаткин А.В., Белогуб Е.В., Кузнецов А.М., Новоселов К.А., Шкода Р., Нестола Ф., Рогов Д.А. Висмутовые минералы Юго-Коневского и Пороховского месторождений вольфрама (Южный Урал) // Минералогия. 2023. Т. 9. №3. С. 26-49.

Коровко А.В., Двоглазов Д.А., Кузовков Г.Н., Смирнов В.Н., Пуртов В.А., Бурнатная Л.Н., Герасименко Б.Н., Глазырина Н.С., Сидорова М.Н., Ведерников В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ. 2015. 274 с.

Покровский П.В. Минеральный состав, структурные особенности и условия локализации Карасьевского, Пороховского, Пьянковского вольфрамовых месторождений Боевского-Юго-Коневской группы. С.: Труды Уральского ФАН СССР. 1950. 255 с.

Рогов Д.А., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Рассомахин М.А., Ирмаков Р.Р., Чугаев А.Е. Минеральные формы вольфрама на Пороховском и Юго-Коневском месторождениях (Южный Урал) // Минералогия. 2023. Т.9. №2. С. 41–59.

Guanghong C., Jianfeng G., Jianjun L., Rongqing Z. In situ LA-ICP-MS analyses of mica and wolframite from the Maoping tungsten deposit, southern Jiangxi, China // Acta Geochim. 2020. V. 39. №6. P. 811–829.

Harlaux M., Mercadier J., Maignac C., Peiffert C., Cloquet C., Cuney M. Tracing metal sources in peribatholithic hydrothermal W deposits based on the chemical composition of wolframite: the example of the Variscan French Massif Central // Chemical Geology. 2018. V. 479. P. 58-85.

Longerich H.P., Jackson S.E., Gunther, D. Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometric Transient Signal Data Acquisition and Analyte Concentration Calculation // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 1996. №11. P. 899-904.

Michaud J.A-S., Pichavant M. The H/F ratio as an indicator of contrasted wolframite deposition mechanisms // Ore Geology Reviews. 2019. V. 104. 266–272.

Nasser L. Agami E. Origin and nature of tungsten producing fluids in a granitic hydrothermal system: geochemical and mineralogical study of hubnerite bearing quartz veins, Qash Amir, south eastern desert, Egypt // Conference: CEO 21 International Symposium Misasa, Origin and Evolution and Dynamics of the Earth: Present and Future. 2005. P. 1-26.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt, J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2011. V. 26. №12. P. 2508–2518.

Xie W., Zeng Q., Zhou L., Lan T., Wang R., Wu J. Ore Genesis of the Baishitouwa Quartz–Wolframite Vein-Type Deposit in the Southern Great Xing’an Range W Belt, NE China: Constraints from Wolframite In-Situ Geochronology and Geochemistry Analyses // *Minerals*. 2022. V. 12. №5. P. 515-547.

Wang P., Liang T., Jiang H.J., Xiang X.K., Zhong B. Trace Elements and Pb-O Isotopes of Scheelite: Metallogenic Implications for the Shimensi W-Polymetallic Deposit in South China // *Minerals*. 2022. № 12. P. 1461-1476.

Zhang Q., Zhang R-Q., Gao J-F, Lu J-J, Wu J-W. In-situ LA-ICP-MS trace element analyses of scheelite and wolframite: Constraints on the genesis of veinlet-disseminated and vein-type tungsten deposits, South China // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 99. P. 166-179.

Аутигенный пирит в донных осадках метановых сипов континентального склона моря Лаптевых

Рубан А. С.¹

¹НИ ТПУ, г. Томск, ruban@tpu.ru

Пирит – один из наиболее распространенных аутигенных минералов, встречающихся в морских отложениях. Его образование происходит благодаря микробному восстановлению сульфата в бескислородных условиях (Verneer, 1984). С позиции изучения условий раннего диагенеза аутигенный пирит считается наиболее важным сульфидным минералом железа по причине его наибольшей диагенетической стабильности относительно других сульфидов железа. Доминирующими морфологическими формами пирита, как в современных осадках, так и в древних породах, являются фрамбоиды и идиоморфные кристаллы (Lin et al., 2016). Пиритовые фрамбоиды представляют собой плотно упакованные, как правило, сферические агрегаты идиоморфных микрокристаллов одинакового размера, которые имеют кубическую, октаэдрическую или сферическую формы (Wilkin et al., 1996). Ранее проведенные многочисленные исследования морфологии и размеров аутигенного пирита показывают возможность использования этой информации для оценки окислительно-восстановительных условий осадконакопления и раннего диагенеза как в современных (Pierre, 2017; Liu et al., 2020), так и в древних осадочных бассейнах (Wei et al., 2015; Rudmin et al., 2020). В данной работе представлены результаты исследования влияния просачивания метана на морфологию и размер аутигенного пирита, находящегося в ассоциации с карбонатными конкрециями, а также рассеянного во вмещающих донных осадках. Изученные карбонаты и осадки были отобраны на недавно открытом и крайне малоизученном участке разгрузки метан-содержащих флюидов, расположенном в пределах континентального склона моря Лаптевых.

Идиоморфные кристаллы и фрамбоиды являются двумя доминирующими формами пирита, присутствующими в исследованных образцах карбонатных стяжений (рис. 1). Идиоморфный пирит встречается в виде отдельных октаэдрических кристаллов, а также их скоплений. Размер октаэдрических кристаллов варьирует в диапазоне от 3 до 6 мкм, но чаще встречаются кристаллы с размером ~5 мкм. Фрамбоидальный пирит представлен несколькими морфологическими типами: «нормальные» фрамбоиды, фрамбоиды с правильными гипидиоморфными или идиоморфными очертаниями, агрегаты типа «sunflower». Последние представляют собой фрамбоидальное внутреннее ядро, состоящее из микрокристаллов различной формы, окруженное вторичной коркой (радиальными наростами) удлиненных кристаллов. Слагающие фрамбоиды микрокристаллы пирита имеют октаэдрическую, сферическую и неправильную форму. В среднем их размер варьирует от 0,5 до 1 мкм. В зависимости от внутренней ориентировки микрокристаллов фрамбоиды можно разделить на два типа: (1) с нерегулярной структурой упаковки, состоящей из сферических и неправильных микрокристаллов, и (2) с регулярной структурой упаковки, состоящей из идиоморфных октаэдрических микрокристаллов. Также встречаются линейные скопления фрамбоидов и стержневидные агрегаты пирита. Последние имеют длину до 500 мкм и состоят из идиоморфных фрамбоидов сложной морфологической формы с размером около 15 мкм в поперечнике, на срезе которых видна фрамбоидальная структура. Размеры фрамбоидов варьируют в пределах от 1,9 до 33 мкм. Наиболее крупные фрамбоиды (>20 мкм) представлены агрегатами типа «sunflower», их суммарное содержание составляет около 4 % от всей выборки измеренных фрамбоидов (n=311).

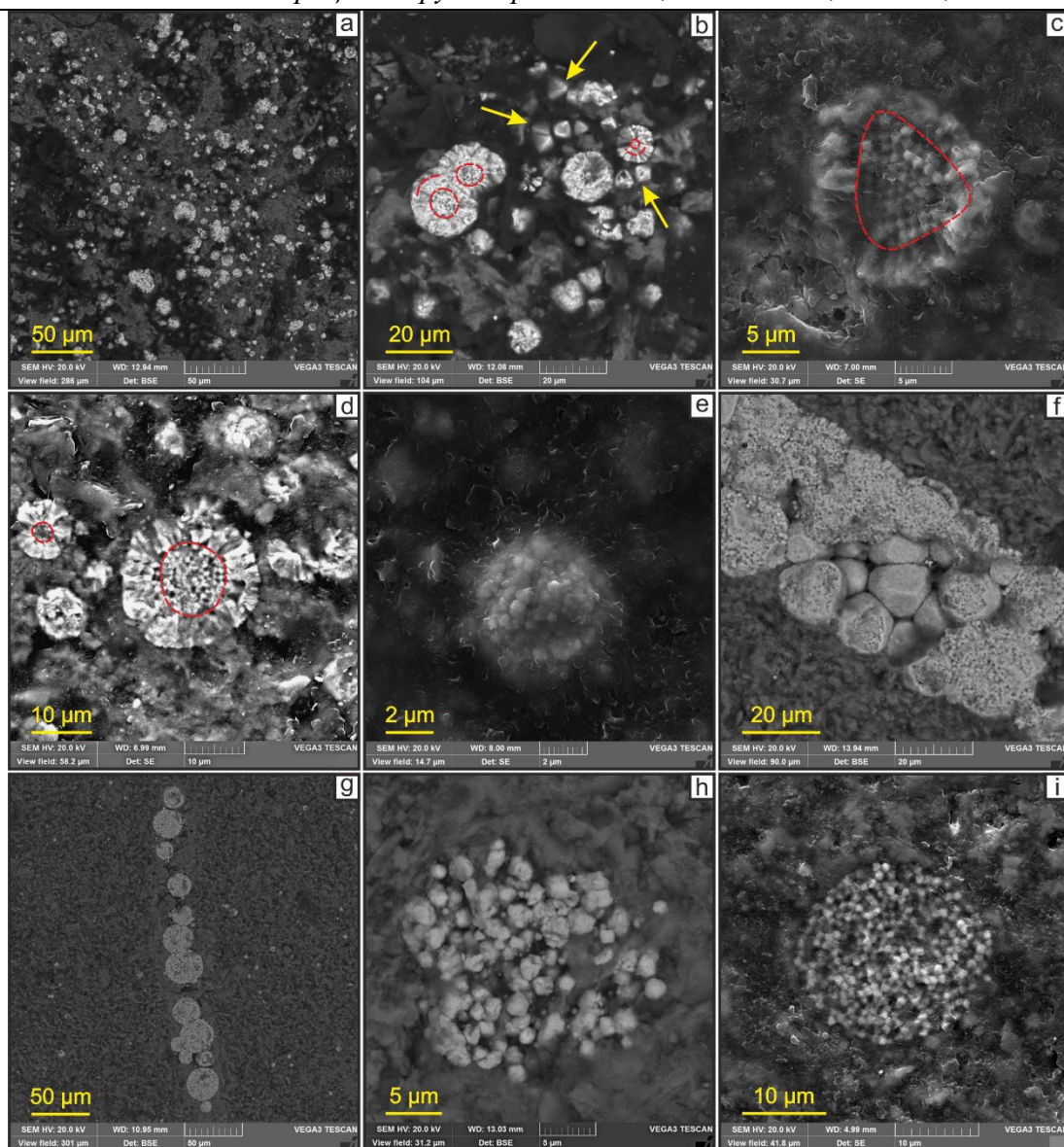


Рисунок 1. СЭМ-снимки, демонстрирующие морфологию пирита, находящегося в минеральной ассоциации с Mg-кальцитом.

а) распределение пирита в микритовом карбонатном цементе; б) октаэдрические кристаллы пирита среди фрамбOIDов по типу «sunflower»; в, д) фрамбOIDы с регулярной (в) и нерегулярной (д) упаковкой микрокристаллов; е) нормальный сферический фрамбOID пирита; ф) идиоморфные фрамбOIDы сложной морфологической формы; г) линейное скопление фрамбOIDов; з) скопление зерен пирита неправильной формы; и) сферический фрамбOID, упакованный микрокристаллами пирита кубической формы. Желтые стрелки показывают октаэдрические кристаллы, красные штриховые линии – фрамбOIDальное ядро и слои вторичных радиальных наростов.

Пирит, присутствующий в донных осадках вне карбонатных стяжений, представлен тремя основными формами – отдельные кристаллы разной степени идиоморфизма, фрамбOIDами и изометричными и стержневидными агрегатами (рис. 2). Из перечисленных форм последняя встречается значительно реже. Отдельные кристаллы в основном приурочены к скоплениям агрегатов пирита различной формы и практически не встречаются обособленно. Средний размер таких кристаллов равен примерно 3–4 мкм. ФрамбOIDы встречаются как обособлено, так и в виде скоплений (кластеров), в строении которых участвуют от трёх фрамбOIDов до нескольких десятков. ФрамбOIDные кластеры в основном имеют неправильную изометричную форму, однако встречаются единичные кластеры цилиндрической формы.

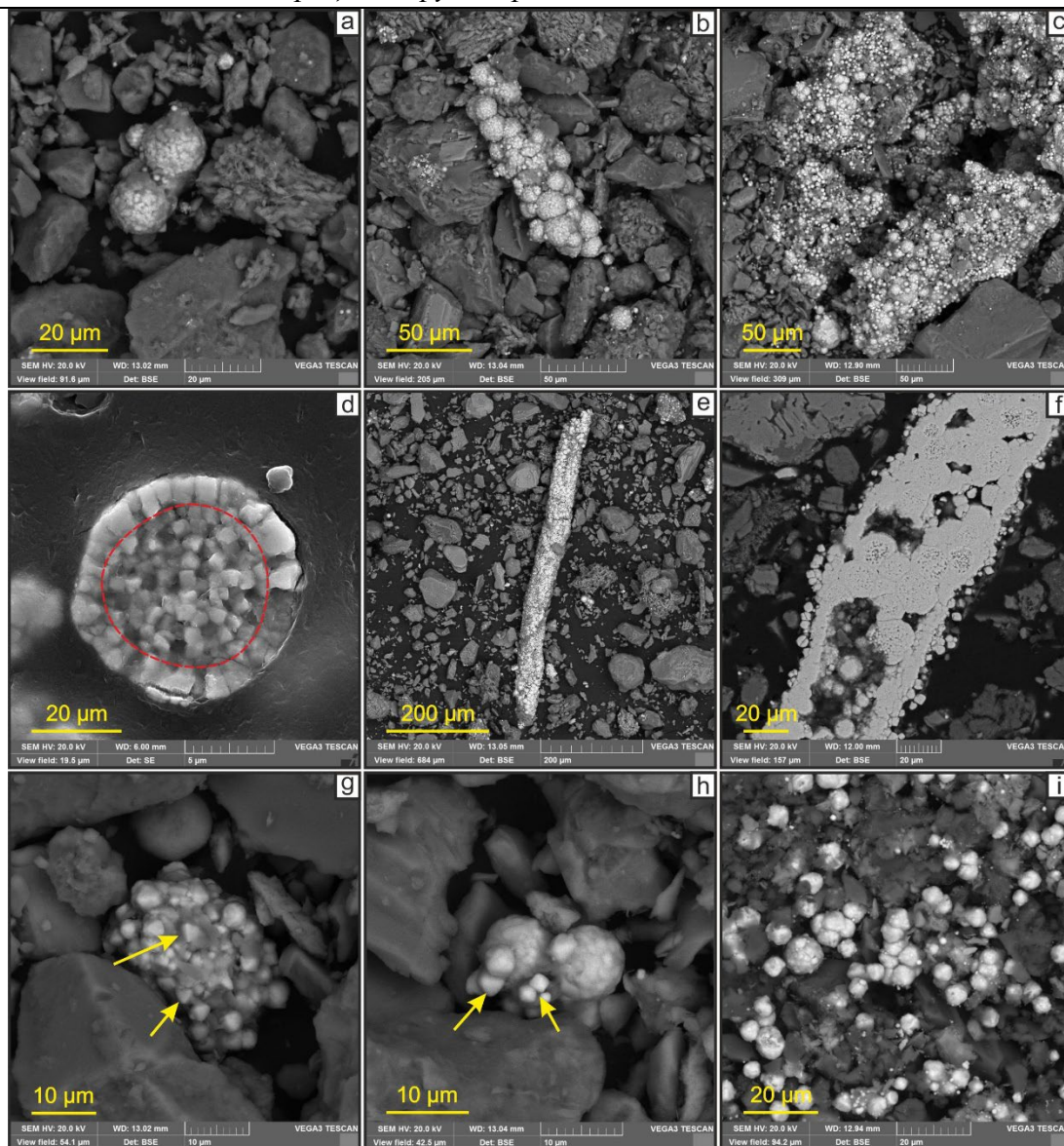


Рисунок 2. СЭМ-снимки, демонстрирующие морфологию пирита, рассеянного в донных осадках.

a, b) кластеры фрамбOIDов пирита; c) массивные скопления пирита разной морфологии, развивающегося по карбонатному материалу; d) радиальные наросты, развивающиеся по сложенному идиоморфными микрокристаллами фрамбoidalному ядру; e) стержневидный агрегат пирита; f) срез стержневидного агрегата пирита; g) идиоморфные кристаллы пирита; h) гипидиоморфные кристаллы пирита; i) фрамбOIDы пирита. Желтые стрелки указывают на идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы пирита. Красная штриховая линия показывает границу между радиальными наростами и фрамбoidalным ядром

Как правило, фрамбOIDы имеют рельефную поверхность, по-видимому, из-за выступающих граней микрокристаллов. Значительная доля наблюдаемых фрамбOIDов покрыта радиальными наростами гипидиоморфных микрокристаллов пирита. Фрамбoidalное ядро упаковано субмикронными микрокристаллами кубической или сферической форм. Стержневидные агрегаты пирита представляют собой скопления как его фрамбOIDов, так и отдельных зерен неправильной и гипидиоморфной формы, в некоторых случаях нарастающих на карбонатную матрицу. Эти агрегаты достигают 700 мкм в длину и 200 мкм в диаметре. На срезе видны полости в их центральной части, однако отсутствие сплошного полого канала не позволяет идентифицировать эти агрегаты как трубки. В целом диаметр рассеянных в донных осадках фрамбOIDов изменяется в пределах от 2,9 до 49 мкм, а средний диаметр составляет 11,8 мкм.

В морфологическом отношении пирит в карбонатных стяжениях в целом аналогичен пириту, рассеянному во вмещающих донных осадках, и представлен идиоморфными и

гипидиоморфными кристаллами, фрамбоидами и их скоплениями, радиальными наростами, а также стержневидными агрегатами. Данное разнообразие в морфологии пирита отражает последовательность его роста, начинающуюся с формирования фрамбоидов, далее сменяющегося образованием радиальных наростов, за которым следует развитие идиоморфных кристаллов (Sawlowicz, 1993). Средний диаметр фрамбоидов, а также высокое значение стандартного отклонения в обеих рассматриваемых выборках свидетельствуют о диагенетическом происхождении пирита. Сульфат-управляемое анаэробное окисление метана является доминирующим процессом, контролирующим формирование сульфидов железа, что подтверждается наличием достаточно крупных фрамбоидов диаметром до 49 мкм. Наличие различных морфологических форм пирита может отражать изменение диагенетической среды с течением времени, обусловленное вариативностью потока метан-содержащих флюидов. По отношению к карбонатным стяжениям образование пирита, по-видимому, происходило как до осаждения карбонатов, так и после, что подтверждается характером взаимоотношения между карбонатной и сульфидной фазами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 23-77-10002).

Berner R.A. Sedimentary pyrite formation: an update // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 605–615.

Lin Q., Wang J., Algeo T.J., Su P., Hug G. Formation mechanism of authigenic gypsum in marine methane hydrate settings: Evidence from the northern South China Sea // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2016. V. 115. P. 210–220.

Liu J., Pellerin A., Antler G., Kasten S., Findlay A.J., Dohrmann I., Røy H., Turchyn A. V., Jørgensen B.B. Early diagenesis of iron and sulfur in Bornholm Basin sediments: the role of near-surface pyrite formation // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 2020. V. 284. P. 43–60.

Pierre C. Origin of the authigenic gypsum and pyrite from active methane seeps of the southwest African Margin // *Chemical Geology*. 2017. V. 449. P. 158–164.

Rudmin M., Banerjee S., Abdullayev E., Ruban A., Filimonenko E., Lyapina E., Kashapov R., Mazurov A. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes // *Journal of Palaeogeography*. 2020. V. 9 (1). 1.

Sawlowicz Z. Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism // *Geologische Rundschau*. 1993. V. 82. P. 148–156.

Wilkin R.T., Barnes H.L., Brantley S.L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. P. 3897–3912.

Wei H., Algeo T.J., Yu H., Wang J., Guo C., Shi G. Episodic euxinia in the Changhsingian (late Permian) of South China: evidence from framboidal pyrite and geochemical data // *Sedimentary Geology*. 2015. V. 319. P. 78–97.

Экспериментальное изучение состояния палладия в сверхкритических сульфидных и хлоридных гидротермальных флюидах

Рубцова Е. А.^{1,2}, Дягилева Д. Р.², Акинфиев Н. Н.¹, Зотов А. В.¹, Тагиров Б. Р.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва

²МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва, rkata@mail.ru

Палладий – «благородный» металл, который является одним из элементов платиновой группы (ЭПГ). Это один из самых редких металлов, который нашел широкое применение в электронике, медицине, машиностроении, а также как катализатор в химической промышленности. Интерес к палладию за последние десятилетия в мире растет. Источником этого металла являются магматические и в меньшей степени гидротермальные месторождения. Эти типы месторождений образуются при участии водных флюидов. Магматогенные флюиды принимали участие в формировании Бушвельдского месторождения (Житова и др., 2016), Норильских месторождений (Sluzhenikin and Mokhov, 2015). Среди гидротермальных месторождений палладия известны, например, Нью-Рамблер и Ратбун Лейк в США. В гидротермальных флюидах палладий переносится в виде хлоридных и гидросульфидных комплексов. (Gammons and Bloom, 1993) проводили эксперименты по растворению сульфида палладия при температурах 30-300°C и интерпретировали полученные результаты с использованием двух гидросульфидных комплексов $\text{Pd}(\text{HS})_2^\circ$ и $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$. В работе (Pan et al., 1994) растворение сульфида палладия описано образованием только нейтрального комплекса при температурах 200-350°C и давлении насыщенного пара. По данным (Тагиров, Баранова, 2009; Tagirov et al., 2013) устойчивость гидросульфидных комплексов $\text{Pd}(\text{HS})_2^\circ$, $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$ и $\text{PdS}(\text{HS})_2^-$ снижается с повышением температуры, и роль этих комплексов в гидротермальных процессах ограничивается низкотемпературными условиями ($t < 100^\circ\text{C}$). Среди хлоридных комплексов палладия выделяют PdCl_3^- и PdCl_4^{2-} , как преобладающие в широком интервале солёности при повышенных температурах $> 300^\circ\text{C}$ (Tagirov et al., 2013; Bazarkina et al., 2014). Однако данные разных авторов по устойчивости гидросульфидных и хлоридных комплексов палладия не согласуются между собой и нуждаются в уточнении.

Задачей настоящей работы является экспериментальное определение состава и устойчивости комплексов палладия в сульфидном и хлоридном гидротермальном флюиде. Для этого проведены несколько серий экспериментов по растворению Pd и PdS. Цель настоящей работы – уточнение схемы комплексообразования Pd в сульфидных и хлоридных гидротермальных флюидах и получение констант устойчивости комплексов Pd в широком диапазоне температур и давлений.

Методика эксперимента

Эксперименты проводились с использованием автоклавной и ампульной методик. При температуре до 100°C использовалась ампульная методика, описанная в (Тагиров, Баранова, 2009). Растворы $\text{H}_2\text{S} \pm \text{HCl} \pm \text{NaOH}$ и $\text{PdS}_{(к)}$ загружались в ампулы из боросиликатного стекла, ампулы запаивались и выдерживались до достижения стационарной растворимости при необходимой температуре. По окончании опыта растворы извлекались из ампул, фильтровались и в них определялись концентрации сульфидной серы, Pd, и измерялся pH.

При сверхкритических PT параметрах эксперименты выполнены по классической автоклавной методике с определением содержания растворённого компонента после закалки опыта. Использовались титановые автоклавы (сплав ВТ-8) объёмом $\sim 20 \text{ см}^3$. Предварительно внутреннюю поверхность автоклавов пассивировали 10% раствором HNO_3 при 450°C и 1000 бар. Условия экспериментов представлены в первой колонке табл. 1. В сульфидной системе в верхней части титановых автоклавов подвешивали чашечки с синтетическим $\text{PdS}_{(к)}$, вес образцов составлял около 0.10-0.15 г. Затем в автоклав заливали дегазированную воду или раствор NaOH (объёмом $\sim 10-17 \text{ см}^3$). Для создания нужной концентрации H_2S использовались заданные

количества помещенного в автоклав синтетического сульфида алюминия в виде кусочков (~ 0.1 г), при взаимодействии которого с водой образуется строго определенное количество сероводорода: $\text{Al}_2\text{S}_{3(\text{к})} + 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{H}_2\text{S}_{(\text{г})} + 2\text{AlOOH}$.

Состав растворов варьировал от слабокислых (0.1-2.0m H₂S) до близнейтральных и щелочных (0.02-0.4m H₂S + 0.05-0.4m NaOH). Давление задавали степенью заполнения автоклава, учитывая плотность растворов при соответствующей температуре (программа SoWat, (Driesner and Heinrich, 2007)). Дистиллированная вода для растворов предварительно кипятилась, и через нее пропускаться аргон для удаления газов, в первую очередь кислорода. Через готовые растворы и заполненные автоклавы также пропускаться аргон. Автоклавы помещали в заранее разогретую печь и выдерживали в течение десяти дней. По окончании опыта автоклавы закачивали в холодной воде. Сначала из автоклава сливали конденсат, после чего пустой автоклав заливали царской водкой и на 15 минут ставили на тёплую электрическую плитку. Конденсат и смыв объединяли. Таким образом получали пробу на основе 50% царской водки.

Для изучения хлоридного комплексобразования палладия эксперименты проводились аналогичным образом, за исключением того, что в чашку загружали металлический Pd, а в автоклав заливали раствор HCl и NaCl. Необходимую концентрацию H₂ задавали с помощью металлического Al: $\text{Al}_{(\text{к})} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 1.5\text{H}_{2(\text{г})} + \text{AlOOH}$.

С целью изучения устойчивости хлоридных комплексов Pd дополнительно была проведена серия экспериментов по растворению PdS_(к) в растворах HCl и NaCl в присутствии H₂S.

Перед и после опытов твердая фаза (PdS) исследовалась на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-5610. Примесей в исходном сульфиде палладия не обнаружено. В образцах после опытов присутствие других соединений палладия также не обнаружено.

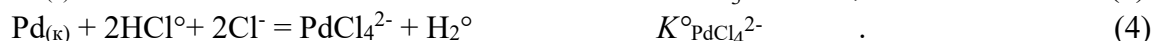
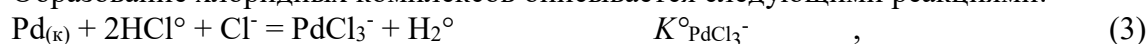
Содержание Pd в пробах определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Содержание металла в растворах относили к массе воды в автоклаве. Анализ методом ИСП-МС выполняли в МГУ им. М.В. Ломоносова на приборе Element-2 Thermo Scientific, предел обнаружения Pd 0.3 ppb с учётом содержания Pd в холостых пробах.

Результаты экспериментов

Растворение PdS в условиях экспериментов можно описать реакциями:



Образование хлоридных комплексов описывается следующими реакциями:



Результаты опытов представлены в табл. 1.

Расчёт равновесного состава водных растворов выполнен с помощью пакета программ HCh. Оптимизация значений свободной энергии комплексов водного раствора осуществлялась в программе OptimA (Shvarov, 2015). Свободные энергии Гиббса комплексов были использованы для расчета констант реакций (1), (2), (3) и (4), результаты расчета представлены в табл. 1. Полученные значения констант были использованы для определения параметров уравнения плотностной модели. Расчёт по плотностной модели и экспериментальные данные для сульфидных комплексов палладия показаны на рис. 1 совместно с данными для гидросульфидных комплексов Pt из работы (Filimonova et al., 2021). Рост температуры приводит к небольшому снижению устойчивости Pd(HS)₃⁻. Для комплекса Pd(HS)₂[°] наблюдается небольшое снижение устойчивости при $t < \sim 300^\circ\text{C}$ и рост при более высоких температурах.

Таблица 1. Условия экспериментов и константы реакций (1), (2), (3) и (4) с обработанными данными (Тагиров, Баранова, 2009) и (Sullivan et al., 2022).

Температура/ давление	Константы		Растворяемое вещество	Источник данных
	$\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_2^{\circ}}$	$\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_3^{-}}$		
4°C/1 бар	-6.8±0.2	-4.9±0.2	PdS _(к)	Наст. работа + (Тагиров, Баранова, 2009)
25°C/1 бар	-6.9±0.2	-4.1±0.1	PdS _(к)	Наст. работа + (Тагиров, Баранова, 2009)
60°C/1 бар	-8.0±0.2	-4.2±0.1	PdS _(к)	Наст. работа + (Тагиров, Баранова, 2009)
75°C/1 бар	-7.3±0.5	-4.7±0.3	PdS _(к)	Настоящая работа
200°C/P _{sat}	-	-5.4±0.1	PdS _(к)	Наст. работа + (Тагиров, Баранова, 2009)
450°C/1000 бар	-6.8±0.2	-4.7±0.3	PdS _(к)	Настоящая работа
490°C/1000 бар	-7.6±0.2	-5.4±0.2	PdS _(к)	Настоящая работа
	$\lg K^{\circ}_{\text{PdCl}_3^{-}}$	$\lg K^{\circ}_{\text{PdCl}_4^{2-}}$		
350°C/500 бар	-4.6±0.3	-5.9±0.5	Pd _(к)	Настоящая работа
400°C/1000 бар	-3.3±0.1	-5.1±0.6	Pd _(к)	Настоящая работа
450°C/1000 бар	-4.0±0.2	-5.8±0.5	PdS _(к)	Настоящая работа
450°C/1000 бар	-3.6±0.2	-4.9±0.4	Pd _(к)	Настоящая работа
900°C/2000 бар	-4.8±0.2	-6.2±0.2	Pd _(к) , Au _(к)	(Sullivan et al., 2022)

Для хлоридных комплексов расчет по плотностной модели и экспериментальные точки показаны на рис. 1. Комплексы ведут себя схожим образом, наблюдается снижение устойчивости комплексов при сверхкритических температурах > ~350°.

Выводы

По результатам экспериментов по растворимости Pd_(к) и PdS_(к) были рассчитаны значения свободных энергий Гиббса хлоридных и гидросульфидных комплексов палладия. Установлено, что Pd(HS)₂[°] и Pd(HS)₃⁻ ведут себя по-разному в зависимости от *PT* условий. Устойчивость Pd(HS)₃⁻, преобладающего при слабокислых и близнейтральных pH, незначительно снижается по мере роста температуры. В отличие от аналогичного комплекса Pt(HS)₃⁻, вклад которого в перенос Pt пренебрежимо мал при *t* > 250°C, Pd(HS)₃⁻ является важной формой переноса Pd в высокотемпературных близнейтральных растворах, включая сверхкритические флюиды. Устойчивость Pd(HS)₂[°] при докритических температурах выше Pt(HS)₂[°]. Однако при около- и сверхкритических параметрах константы устойчивости этих комплексов близки. Разница в зависимости устойчивости комплексов Pd и Pt от температуры может приводить к разделению этих металлов в гидротермальных системах. Вклад PdCl₃⁻ и PdCl₄²⁻ в перенос палладия в хлоридных системах возрастает по мере роста температуры, однако при около- и сверхкритических параметрах устойчивость этих комплексов начинает резко снижаться. Полученные данные будут использованы для моделирования гидротермального переноса палладия при образовании месторождений этого металла.

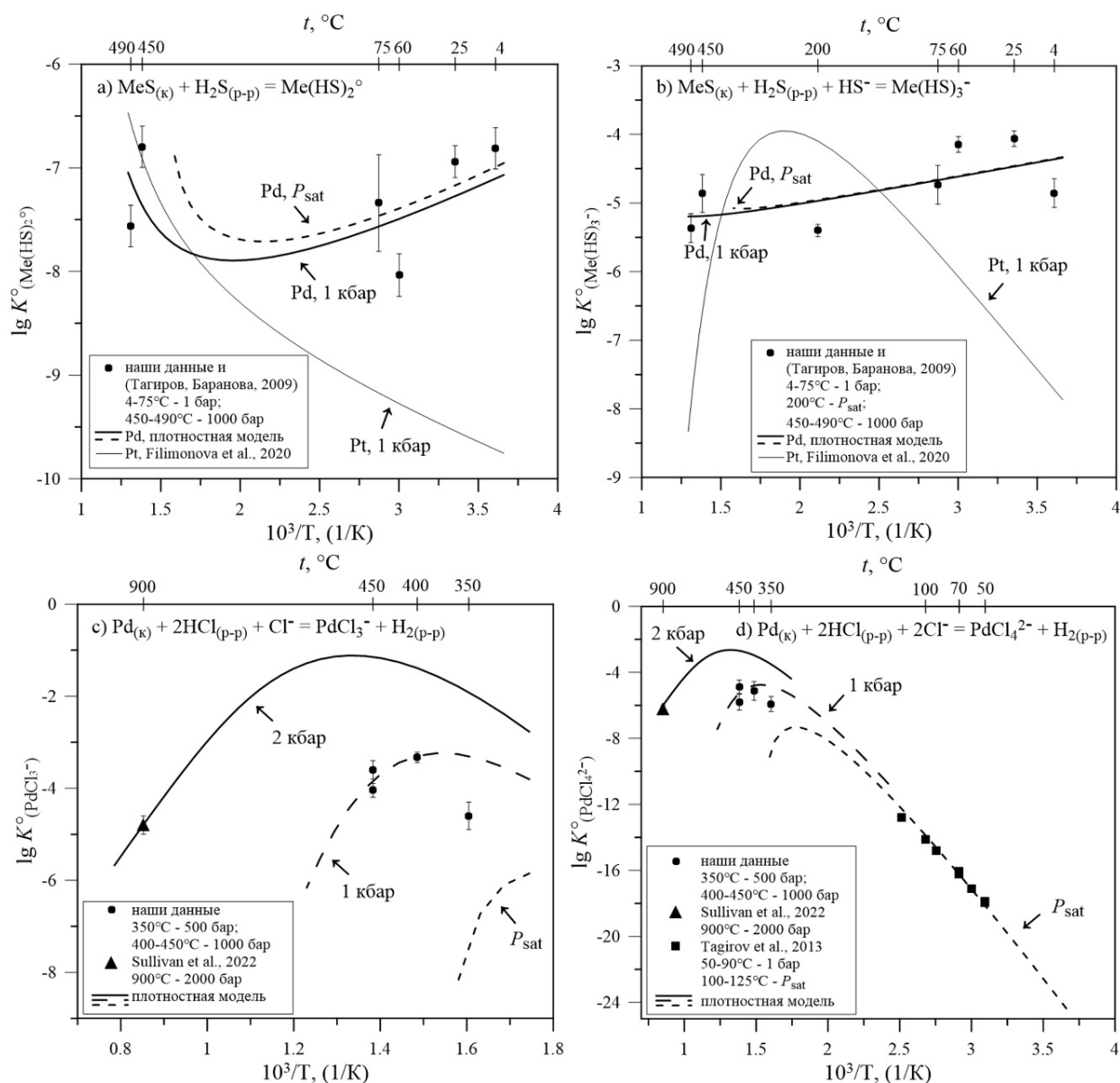


Рисунок 1. Верх: Зависимость константы реакции растворения MeS (Me = Pd, Pt) с образованием комплексов а) $\text{Me}(\text{HS})_2^{2-}$ и б) $\text{Me}(\text{HS})_3^-$ от обратной температуры. Низ: зависимость константы реакции растворения $\text{Pd}_{(к)}$ с образованием комплексов в) PdCl_3^- и д) PdCl_4^{2-} от обратной температуры.

Работа выполнена за счёт РНФ (грант 23-17-00090).

Житова Л.М., Киннэйрд Дж.А., Гора М.П., Шевко Е.П. Магматогенные флюиды металлоносных рифов Бушвельдского комплекса, ЮАР: по данным изучения флюидных включений в кварце // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 64–89.

Тагиров Б.Р., Баранова Н.Н. Состояние палладия в сульфидных гидротермальных растворах: экспериментальное изучение методом растворимости // Геохимия. 2009. №12. С. 1319-1327.

Driesner T., Heinrich C.A. The system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. I. Correlation formulae for phase relations in temperature-pressure-composition space from 0 to 1000 $^\circ\text{C}$, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X NaCl // Geochim. Cosmochim. Acta 2007. V. 71, P. 4880–4901.

Filimonova O.N., Tagirov B.R., Zotov A.V., Baranova N.N., Bychkova Y.V., Tyurin D.A., Chareev D.A., Nickolsky M.S. The solubility of cooperite $\text{PtS}(\text{cr})$ at 25–450 $^\circ\text{C}$, P_{sat} –1000 bar and hydrosulfide complexing of platinum in hydrothermal fluids // Chemical Geology. 2021. V. 559. P. 119968.

Gammons C.H., Bloom M.S. Experimental investigation of the hydrothermal geochemistry of platinum and palladium: II. The solubility of PtS and PdS in aqueous sulfide solutions to 300 $^\circ\text{C}$ // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 2451–2467.

Pan P. and Wood S.A. Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions II. Results at 200 ~ to 350 and saturated vapor pressure // *Mineral. Deposita*. 1994. V. 29. P. 373–390.

Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. Gold and silver in PGE–Cu–Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia // *Mineralium Deposita*. 2015. Vol. 50. P. 465–492.

Shvarov Y.A. OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the Unitherm database, for deriving the thermodynamic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // *Appl. Geochem.* 2015. V.55. P. 17-27.

Sullivan N.A., Zajacz Z., Brenan J.M., Hinde J.C., Tsay A., Yin Y. The solubility of gold and palladium in magmatic brines: Implications for PGE enrichment in mafic-ultramafic and porphyry environments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2022. V.316. P. 253-272.

Tagirov B.R., Baranova N.N., Zotov A.V., Akinfiyev N.N., Polotnyanko N.A., Shikina N.D., Koroleva L.A., Shvarov Yu.V., Bastrakov E.N. The speciation and transport of palladium in hydrothermal fluids: Experimental modeling and thermodynamic constraints // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V.117. P. 348-373.

Вулканогенно-осадочные цеолиты месторождения Хонгуруу (Якутия)

Румянцева А. О.¹, Белоусов П. Е.¹, Кайлачаков П. Э.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, pitbl@mail.ru

Цеолиты используются в народном хозяйстве и известны человечеству с давних времен за счет их специфических свойств, таких как способность к ионному обмену, и высокому водопоглощению. С минералогической точки зрения цеолиты относятся к водным алюмосиликатам из подгруппы каркасных силикатов, яркими представителями которой являются клиноптилолит, морденит, эрионит, шабазити и другие. Особенностью кристаллической решетки цеолитов является наличие алюмосиликатного каркаса, пронизанного так называемыми каналами, на поверхности которых сосредоточены сорбционные центры. В зависимости от размера каналов, цеолиты используют в качестве молекулярного сита, отделяя молекулы газов различного размера друг от друга. В последнее время в промышленности все больше используют синтетические разновидности цеолитов с заданными параметрами кристаллической решетки.

На территории России выявлено около 120 месторождений и проявлений цеолитсодержащих пород. Государственным балансом запасов в Российской Федерации учитываются 18 месторождений цеолитов с балансовыми запасами категории А+В+С1 — 594 млн т, категории С2 — 799 млн т. Разведанные запасы природных цеолитов распределены весьма неравномерно, крупнейшая сырьевая база цеолитов расположена в Забайкальском крае с Шивыртуйским и Холинским месторождениями цеолитов, на которые приходится 85,5 % всех балансовых запасов цеолита на территории РФ. В Забайкальском и Хабаровском крае расположено чуть менее 7 % балансовых запасов цеолита. Оставшиеся 7,5 % распределены среди 9 субъектов РФ (Приморский и Камчатский край, Амурская, Магаданская, Орловская и Кемеровская области, Якутия и респ. Бурятия, Чукотский АО). Общая добыча цеолита за 2018 год составила 49 тыс. т. (Государственный баланс запасов, 2019).

Основной целью данной работы было изучение геологического строения, особенностей минерального состава и условий образования месторождения Хонгуруу, а также изучение свойств данных цеолитов.

Месторождение Хонгуруу расположено в 22 км к востоку от посёлка Кемпендяй Сунтарского района республики Саха, на правом склоне долины ручья Курун-Юрях в отгорах одноименного небольшого хребта. В структурном плане месторождение располагается на юго-восточном борту Таас-Туусской солянокупольной антиклинальной структуры, где расположены четыре пласта цеолитизированных туфов.

В геологическом строении территории принимают участие вулканогенно-осадочные отложения намдырской свиты верхнего девона, курунгюряхской свиты нижнего карбона и четвертичные отложения. Намдырская свита (D_{3nd}) представлена пестроцветными вулканогенно-терригенно-карбонатными породами. Свита подстилается пластом каменной соли кыгылтуусской свиты и согласно покрывается сероцветными образованиями нижнего карбона. Мощность вскрытой части намдырской свиты в разрезе составляет 174 м. В разрезе свиты выделяются первый и второй пласт цеолитовых туфов. Основную часть свиты слагают терригенные породы.

Курунгюряхская свита (C_{1c2}) согласно залегает на пестроцветных образованиях верхнего девона. Мощность изученной части 166,3 м. В разрезе свиты выделяются третий и четвертый пласты цеолитовых туфов мощностью соответственно до 8,0 м и 7,0 м. Основная часть разреза сложена карбонатными породами.

Четвертичные отложения (Q₄) представлены современными аллювиальными отложениями р. Курун-Юрях, и деллювиальными образованиями в виде обломков пород, цементированных глинистым материалом. Мощность аллювиальных отложений не установлена, мощность делювия – до 11,5 м.

Пласты цеолитов имеют северо-восточное простирание и моноклиально погружаются на юго-востоке под углом 25-45°. Мощность пластов составляет от 5,6 до 11 м, они залегают согласно с вмещающими их осадочным породами верхнего девона (D₃) и нижнего карбона (C₁). Прослежены пласты на расстояние 6-8 км, их строение изучено до глубины 100-160 м. Запасы категории В+С₁ составляют 11,4 млн т.

Пласт 1 выходит на дневную поверхность на вершине северного отрога хребта Хонгуруу, прослежен на расстоянии 8 км. Мощность пласта 8,5-13 м. Он залегают на красноцветных тонкогоризонтальнослоистых глинистых алевритистых доломитах и перекрывается коричневатокрасными песчаниками. Цеолитсодержащая порода в этом пласте представлена клиноптилолит-гейландитовым рядом (до 98 %), кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых пород, биотита, кальцита, вулканического стекла и глинистых минералов.

Пласт 2 обнажается в средней части северного склона основного самого высокого отрога хребта Хонгуруу, прослежен на расстоянии 6,5 км. Мощность пласта 6-10 м. Цеолитсодержащая порода зеленоватоголубовато-серая тонкоплитчатая в средней части пласта переслаивается с конгломератом, состоящим из плоской окатанной гальки голубых витрокластических туфов. Содержание цеолита в породе пласта 2 составляет 67-76 %.

Пласт 3 мощностью 8-13 м, выходит на поверхность на основной вершине хребта Хонгуруу и прослежен на расстоянии 7 км. Залегают на темно-серых плитчатых плотных известняках; кровля не вскрыта. Породы этого пласта светло-голубого или голубовато-серого цвета тонкопластинчатые. Среднее содержание минералов клиноптилолит-гейландитового ряда в цеолитсодержащих породах пласта 3 составляет 68-77 %.

Пласт 4 мощностью 4,5-8 м, вскрыт канавами на вершине южнее главного хребта, прослежен на расстоянии 6 км. Залегают на известняках, перекрывается светло-серыми массивными тонкоплитчатыми известняками. Породы пласта голубовато-серого цвета от тонкоплитчатых до массивных и плотных в нижней и верхней частях соответственно. Содержание цеолита в породе в среднем 84,7-85 %.

Характерной особенностью пластов цеолитовых пород является увеличение количества кристаллокластического материала вверх по разрезу.

Под поляризационным микроскопом породы всех 4-х пластов представляют собой витрокластические и кристалловитрокластические туфы, почти полностью замещённые скрытокристаллическими изотропными минералами цеолитового ряда. Кристаллокластический материал представлен кварцем, полевыми шпатами, кремнистыми породами, биотитом. Преобладают массивные, тонко- и толстоплитчатые текстуры.

Исследования методом рентгеновской дифракции показали, что содержание минералов группы цеолита в усредненной промышленной пробе составляет порядка 76 %, они в основном представлены клиноптилолитом и в меньшей степени гейландитом. В виде примесей присутствуют кварц, смектит, иллит и полевой шпат (Милютин, 2023)

По химическому составу выделяются породы как преимущественно натриевого, так и кальциевого состава. Цеолиты представлены высококремнистой разновидью, соотношение кремнезема к глинозему составляет в среднем 5,6 (табл. 1)

Исследование свойств поверхности и ионно-обменной емкости цеолитов месторождения Хонгуруу показало, что пористая структура практически полностью представлена мезопорами, а также основная масса цеолита сложена таблитчатыми кристаллами клиноптилолита размерами от единиц микрон до 10–20 мкм. Величина удельной поверхности образца цеолита месторождения Хонгуруу – 13,3 м²/г. Емкость катионного обмена образца месторождения Хонгуруу составляет 203,4 мг-экв/100 г, при этом доля щелочноземельных катионов в общей емкости составляет около 60 % (Милютин, 2023).

Таблица 1. Химический состав цеолита месторождения Хонгуруу (%).

Образец	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
Светло-серо-зеленый цеолит. Пласт 1. Блок 2.	11,93	4,54	1,25	13,25	64,73	1,28	1,16	0,17	0,007	1,26	0,03	
Светло-розовый цеолит. Пласт 1. Блок 9	12,51	0,37	1,49	11,91	67,56	1,49	3,77	0,18	0,009	0,20	0,02	
Зеленый цеолит. Пласт 1. Блок 9	11,43	0,40	1,93	10,89	68,19	1,89	3,25	0,15	0,007	1,39	0,02	
Зеленый цеолит. Пласт 4.	11,92	0,97	2,58	11,63	66,32	1,22	3,71	0,21	0,016	1,12	0,04	

Таким образом, цеолиты месторождения Хонгуруу имеют вулканогенно-осадочный генезис и образуются по туфам и пеплам кислого состава. Цеолиты образуют 4 моноклинально залегающих пласта, приуроченные к осадочными отложениями намдырской свитой верхнего девона и курунгюряхской свитой нижнего карбона. По минеральному составу промышленная проба состоит на 76 % из клиноптилолита. По химическому составу встречаются цеолиты натриевого и кальциевого состава.

Изученные цеолиты представляют собой перспективное сырье для создания фильтрационных сорбентов при очистке загрязненных бытовых и промышленных вод.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-77-10050.

Белоусов П.Е., Чупаленков Н.М., Карелина Н.Д., Крупская В.В. Геолого-структурная позиция месторождений бентонита и цеолита России // Москва. ИГЕМ. 2020. Материалы конференции «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований». С. 826-829.

Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации: «Цеолиты», 2019.

Колодезников К.Е., Новгородов П.Г., Матросова Т.В., Степанов В.В. Кемпендяйский цеолитоносный район // Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1992. 68 с.

Милютин В.В., Белоусов П.Е., Некрасова Н.А., Крупская В.В. Сорбция радионуклидов ¹³⁷Cs и ⁹⁰Sr на цеолитах различного генезиса. Радиохимия. 2023. Т. 65. № 3. С. 285-292

Сафронов А. Ф., Колодезников К. Е., Уаров В. Ф. Полезные ископаемые Сунтарского района и перспективы их промышленного освоения // Якутск: ЯФ ГУ "Изд-во СО РАН". 2004. С.49-57.

Возможный механизм образования криолитсодержащих гранитов (на примере месторождений Восточной Сибири)

Русак А. А.¹, Щекина Т. И.², Луканин О. А.¹

¹ГЕОХИ РАН, г. Москва, rusak@geokhi.ru, lukanin@geokhi.ru,

²МГУ, г. Москва, t-shchekina@mail.ru

Проблемами изучения и образования редкометальных гранитов занимались ещё в середине прошлого столетия (Беус, Ситнин, 1960, Левицкий и др., 1963, Гинзбург, 1967, Коваленко и др., 1977 и др.). Тогда остро стоял вопрос о потенциальной рудоносности гранитов и связи магматизма и оруденения. Одним из основных механизмов образования редкометальных высокофтористых гранитов является кристаллизационная дифференциация. На поздних стадиях дифференциации остаточные расплавы, насыщенные фтором, литием и водой, накапливают редкоземельные элементы (REE), скандий, иттрий, тантал, ниобий, цирконий, гафний и др. несовместимые элементы. Коэффициенты разделения между расплавом и флюидом для всех перечисленных элементов значительно превышают единицу (Алферьева, 2012, Щекина и др., 2020), что объясняет их накопление в расплаве. Поэтому редкометальные граниты являются источником месторождений рудных металлов (Коваленко, 1977, Гречищев и др., 2010 и др.). Важную роль в концентрировании редких элементов могут играть и солевые расплавы, отделяющиеся на заключительных стадиях дифференциации фторсодержащих магм (Граменицкий и др., 2005). В данной работе изучается подход к проблеме дифференциации по механизму силикатно-солевой несмесимости и изучению свойств солевой фазы, способной концентрировать редкие элементы.

По экспериментальным данным, при температуре 800 °С и давлении 1 кбар в модельной гранитной системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H возникает алюмосиликатно-солевая жидкостная несмесимость. Солевая щелочно-алюмофторидная фаза проявляет способность к концентрированию редкоземельных элементов, Sc и Y с высокими коэффициентами разделения.

При понижении температуры до 700 °С из алюмофторидного, солевого расплава кристаллизуется криолит, а в остаточном солевом расплаве накапливаются REE, Sc и Y (Русак и др., 2021). Возможность сосуществования солевого и алюмосиликатного расплавов и в природных условиях подтверждается при исследовании расплавных включений в минералах гранитов и пегматитов (Граменицкий и др., 1998, Соловова и др., 2010, Перетяжко, Савина, 2010), в которых были обнаружены алюмофторидные расплавы. Предположение об участии солевых расплавов при формировании редкометальных гранитов Восточной Сибири трех месторождений (Улуг-Танзек, Зашихинское и Катугинское) подтверждается присутствием в них криолита наряду с кварцем, полевыми шпатами, Li-слюдами, эгирином, рибекитом, а также рудных минералов, содержащих редкоземельные элементы, таких как гагаринит, циркон, пироклор, торит и др..

Существуют разные точки зрения по вопросу формирования данных гранитов. Одна группа ученых считает, что такие граниты могли образоваться путем метасоматоза (Беус и др., 1962, Архангельская, 1983). Другие исследователи (Бескин, 2014, Гречищев, 2010) придерживаются гипотезы магматического происхождения редкометальных гранитов, а метасоматоз признают как более позднюю стадию их существования. Относительно недавно появилась точка зрения о магматической природе образования редкометальных гранитов (Склярков и др., 2016, Донская и др., 2018, Толмачева и др., 2021), которая, отчасти опираясь на результаты наших экспериментов, предполагает возможное участие солевых расплавов в формировании криолита и рудных минералов. Мы придерживаемся теории магматического образования криолитсодержащих гранитов и сопутствующих месторождений, поскольку криолит в наших экспериментах кристаллизуется из расплава, а ряд редких элементов предпочтительно концентрируются в LiNaK-солевых расплавах. В некоторых изученных породах внутри зерен кварца обнаружены вроски криолита. Такие же наблюдения были в

экспериментах. Это говорит о том, что криолит и кварц являются ликвидусными фазами богатого фтором расплава гранита.

Таким образом, мы считаем, что возможным механизмом накопления REE и др. несовместимых элементов является жидкостная несмесимость между алюмосиликатным и щелочно-алюмофторидным расплавами (ликвация), возникающая на поздних стадиях дифференциации гранитных массивов.

Работа выполнена при поддержке государственного задания ГЕОХИ РАН.

Алферьева Я.О. Явление силикатно-солевой жидкостной несмесимости в модельной гранитной и нефелин-сиенитовой системе Si-Al-Na-K-Li-H-F-O. Автореферат дисс... Изд-во МГУ им. Ломоносова. 2012. - 23 с.

Архангельская В.В. Минералы редких земель в приразломных редкометалльных метасоматитах // Минералогия рудных месторождений. Изд-во Наука, Москва, 1983, с. 25-29.

Бескин С.М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометалльные граниты). М.: Научный мир, 2014. 112 с.: илл.

Беус А.А., Северов В.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) / Акад. наук СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. - Москва: Изд-во Акад. наук СССР. 1962. - 196 с.

Беус А.А., Ситнин А.А. Микролитсодержащие граниты – новый перспективный тип месторождений тантала // Разведка и охрана недр. 1960. № 10. С. 1-4.

Гинзбург А.И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометалльных месторождений // Геология рудных месторождений. 1967. № 5. С. 59-74.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.: ГЕОС. 2005. 186 с.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Ключарева С.М. Редкометалльные литий-фтористые граниты Уксинского массива и их место в формировании Салминского плутона // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4: Геология (1). 1998. 41-49 с.

Гречищев О.К., Жмодик С.М., Щербов Б.Л. Редкометалльное месторождение Улуг-Танзек (Тува, Россия) / науч. ред. А.С. Борисенко; Рос. Акад. Наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и минералогии. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2010. 195 с.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Складарев Е.В. и др. Происхождение палеопротерозойских редкометалльных гранитов Катугинского массива // Петрология. 2018. том. 26. №1. С. 52-71.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука. 1977. 206 с.

Левицкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 123 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 100).

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2010, т.51, №10, С. 1423-1442.

Русак А. А., Щекина Т. И., Зиновьева Н. Г., Хвостиков В. А. Особенности субликвидусной кристаллизации в высокофтористой модельной гранитной системе (экспериментальное исследование) // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2021) (ГЕОХИ РАН Москва, 2021). С. 77–80.

Складарев Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б. и др. Генезис Катугинского редкометалльного месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология. 2016. т. 35. №3. С. 9-22.

Соловова И.П., Гирнис Ф.А., Коваленко В.И. Жидкостная несмесимость в системе пантеллеритовый расплав-F-Cl // ДАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 390-393.

Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Несмесимость фторидно-натриевого и алюмосиликатного расплава в щелочных гранитах Катугинского массива (Алданский щит): петрологические и металлогенические следствия // Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. Научно-электронное издание. М. 2020. С. 226-230.

Щекина Т. И., Русак А. А., Алферьева Я. О. и др. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. 2020. 65. 4. С. 343–361.

Геолого-промышленные и геологические особенности Бушвельдского массива в ЮАР

Рыбин И. В.¹

¹ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, rybin@ssc-ras.ru

Бушвельдский интрузивный рудный комплекс представляет собой расслоенный лополит, расположенный в северо-восточной части ЮАР и занимающий 65 000 км² (рис. 1). Данный массив простирается более чем на 300 км с востока на запад и на 200 км с севера на юг. Его общая мощность составляет около 8 км. Этот уникальный и великий геологический объект образовался в протерозойское время в условиях стабилизации, где отсутствует тектоно-магматическая активизация.



Рисунок 1. Схема расположения Бушвельдского интрузивного комплекса.

Стратиграфия комплекса непрерывна и прослеживается на сотни километров. Стоит отметить, что только северная часть незначительно отличается. Бушвельдский массив сложен из пород, относящихся к андезитовой, фельзитовой, ультраосновной, гранитной и щелочной фазам.

Комплекс Бушвельдского массива состоит из маргинальной, нижней, основной, критической, верхней зон, выделенных на основе минералого-петрографических особенностей.

Маргинальная зона не всегда присутствует, но может достигать мощностью до 800 м. По составу представлена среднезернистыми норитами и состоит из нескольких слоев, где можно заметить различные их чередования. Эта зона похожа по природе своей на мелкие силлы.

Нижняя зона состоит из ультрамафитовых кумулятов, плагиоклаз отсутствует или очень редок. Верхняя часть данной зоны характерна исчезновением оливина и появлением плагиоклаза. Нижняя область этой зоны состоит из ортопироксенита; промежуточная – из дунита и гарцбургита (с прослоями пироксенитов); верхняя – из ортопироксенита. Мощность нижней зоны сильно варьирует (800–1300 м).

Основная зона – самая мощная (3000 м) толща комплекса. Наблюдается почти везде. Она состоит в основном из габбро-норитов с присутствием пироксенита и анортозита. Критическая зона непрерывна, присутствует в большей части комплекса и по мощности составляет 1300–1800

м. Нижняя часть критической зоны (мощность около 500 м) очень похожа на нижнюю зону и состоит в основном из кумулятов ортопироксена.

Верхняя зона присутствует во всем комплексе и состоит из наиболее дифференцированных пород: габбро-норитов, лейкократового габбро, анортозитов и диоритов. Мощность данной зоны в среднем 2000 м. Около 25 слоев магнетита присутствуют в габбро-норитах верхней части зоны и по мощности достигают 6 м. Нижняя часть верхней зоны определяется первым присутствием кумулятивного магнетита.

Огромные запасы элементов платиновой группы Бушвельдского комплекса концентрируются в основном в трех слоях: Меренский риф, Хромитовый горизонт UG2, Платриф.

Меренский риф – это самый известный слой Бушвельда, у которого мощность варьирует от нескольких сантиметров до 7,5 м и в среднем составляет 0,8 м. В Wildebeesfontein South, принадлежащая Impala Platinum Ltd, Меренский риф по мощности менее 1 м, у Western Platinum (Западной Платины) Риф достигает 4 м, но только часть его минерализована. Меренский риф простирается на 230 км с углом падения от 9 до 10° в направлении центра комплекса. Он был исследован на глубине более 1900 м. Rustenburg mine (Рустенбургская шахта) эксплуатирует его до глубины 520 м.

Последовательность, наблюдаемая в Рустенбурге (Rustenburg mine), представлена в виде толщи, мощностью около десяти метров, состоящую из нижних и верхних 4 наложенных слоев:

- пегматитовый меренский слой – это полевой шпат, пироксенит с биотитом, который локально может иметь вид гарцбургита. Его мощность составляет около 30 см. Он содержит небольшой непрерывный пласт хромита с сульфидами и минералами платиновой группы,

- меренский пироксенитовый слой от 1 до 1,5 м по мощности, текстуры порфиоровые, с кристаллами клинопироксена, включая некоторые кумуляты ортопироксеновых гранул. Часть, содержащая диссеминированные сульфиды, составляет собственно минерализованный горизонт,

- меренский норитовый слой с мощностью от 3 до 4 м, состоит из ортопироксенов, которые отсутствуют по направлению к верхним слоям,

- меренский анортозитовый слой составлен по существу плагиоклазом миллиметровой мощности (от 2 до 3 мм); некоторые вкрапленники присутствуют в виде ортопироксенов. Вокруг этих минералов присутствуют мелкие кристаллы плагиоклаза.

Меренский риф состоит из нескольких разных слоев, распределение которых непредсказуемо и их мощность весьма разная (от нескольких до десятков метров, даже более 100 м).

В меренском рифе основные элементы платиновой группы, а также золота концентрируются преимущественно в пироксенитах и хромитах. В пироксенитах элементы платиновой группы образуются вместе с сульфидами, такими как пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, кубанит, макинавит.

Содержания элементов платиновой группы Меренского рифа следующие: 5,3 г/т – элементы платиновой группы, 0,2 % – Ni, 0,14 % – Cu, 0,25 % – Cr и 0,01 % – Co.

Процентная доля различных металлов платиновой группы и золота Меренского рифа следующая: Pt – 60 %, Pd – 27 %, Ru – 5 %, Rh – 2,7 %, Os – 0,6 %, Au – 4 %.

Хромитовый горизонт UG2 знаменит высокими содержаниями платины и располагается в апикальной области Критической зоны между нижним хромитовым горизонтом UG1 и верхним Меренским рифом, простираясь на десятки километров на запад и восток Бушвельдского комплекса. В северо-западной области Бушвельдского массива хромитовый горизонт UG2 расположен ниже на 30–50 м Меренского рифа, в юго-западной части – на 140–180 м, а в северо-восточной – более чем на 400 м.

Хромитовый горизонт UG2 зачастую имеет ярко выраженные границы и представлен монолитной толщиной по мощности 40–70 см в северной части и 1–1,5 м – в южной части Восточной зоны Бушвельдского массива. Стоит отметить, что хромитовый горизонт UG2 в своей кровле и подошве содержит сателлитные хромитовые пропластки, мощностью от 1–2 мм до 1 см по северу и 5 мм–15 см по югу (Семиколенных и др., 2013). В хромитовом горизонте UG2

зачастую наблюдаются линейно-вытянутые линзы лейкократовых отложений, представленные серией, начиная норитами и заканчивая анортозитами. Подошва хромитового горизонта UG2 состоит из пегматоидного полевошпатового пироксенита, который далее с понижением переходит в крупнозернистую свою разновидность, а иногда, и в более светлые разновидности, начиная от норита и заканчивая анортозитом. Стоит отметить, что кровля горизонта представлена средней и мелкозернистой разновидностями полевошпатового пироксенита.

Хромитовый слой UG2 содержит сульфиды (пентландит, пирротин и халькопирит), с которыми ассоциируются элементы платиновой группы. Процентная доля различных металлов платиновой группы и золота UG2 следующая: Pt – 59 %, Pd – 25 %, Ru – 8 %, Rh – 3 %, Os – 1 %, Au – 3,2 %.

Платриф состоит из норитов и пироксенитов. Они составляют основу и расположены в апикальной части минерализованной зоны, мощность которых достигает до 200 метров.

Сульфидная минерализация состоит из пирротина, пирита, пентландита и халькопирита. Многие сульфиды ассоциируются с такими элементами, как Cu, Pb, Zn, Mn.

Платиноиды чаще всего ассоциируются с халькопиритом, купритом и брэггитом.

В настоящее время минерализация была установлена более чем на тридцати километрах по протяженности со средним углом падения в 45°. Если минерализованная зона была бы непрерывной, то потенциальные ресурсы могли бы составлять несколько миллиардов тонн с содержанием элементов платиновой группы и золота в пределах 4–15 г/т.

Процентные доли различных металлов платиновой группы и золота платрифа следующие: Pt – 44,26 %, Pd – 47,24 %, Rh – 3,6 %, Au – 4,9 %.

Промышленные минералы, содержащие элементы платиновой группы Бушвельда, можно разделить по зонам минерализации:

- Меренский риф. В качестве промышленных минералов встречаются брэггит, лазурит, куприт, сперрилит. Часто элементы платиновой группы встречаются в виде ферроплатинового сплава.

- Хромитовый слой UG2. Промышленными минералами элементов платиновой группы хромитового слоя являются лазурит, брэггит, куприт и сульфиды (пентландит, пирротин и халькопирит) содержащие такие элементы, как Pt, Rh, Ir, Cu.

Платриф. Промышленными минералами являются куприт, брэггит и сульфиды (пентландит, пирротин, пирит и халькопирит), с которыми ассоциируются такие элементы, как Cu, Pb, Zn. Элементы платиновой группы наиболее лучшим образом ассоциируются с халькопиритом.

На сегодняшний день существуют такие варианты возникновения Бушвельдского массива, как раннемагматический, ликвационный, гидротермальный, но более известными гипотезами являются раннемагматическая и гидротермальная.

Геологоразведочные работы, проведенные с помощью ГИС в критической зоне Бушвельдского массива, подтвердили высокую концентрацию летучих элементов. Это означает, что важную роль играет гидротермальная фаза в генезисе элементов платиновой группы, связанной с крупными стратифицированными комплексами, в частности, в случае Бушвельда, где на Меренском рифе содержится не только 2 % биотита, но и минералы, которые не образуются вместе с ультраосновными породами, такими как кварц, турмалин, молибденит, графит.

Бушвельдский комплекс является классическим среди подобного рода равномерно-расслоенных массивов, в котором содержится свыше 80 % залежей, приходящихся на элементы платиновой группы и приблизительно 88% – на саму платину. Все эти скопления связаны с тремя основными слоями, такими как, Меренский риф, хромитовый горизонт UG-2 и Платриф.

Запасы Меренского рифа подсчитываются с учетом максимальной эксплуатационной глубины в 1200 м в количестве 3,3 млрд тонн с содержанием элементов платиновой группы и Au в 4–5 г/т, 0,13 % – Ni (извлечено) и 0,1 % – Cu.

Запасы Хромитового слоя UG2 на глубине ниже 1200 м составляют 5,5 млрд тонн, с содержанием элементов платиновой группы и Au в 3–10 г/т.

Запасы элементов Платрифа по платиновой группе и золоту подсчитываются в количестве 3,1 млрд тонн с содержанием в 4–15 г/т.

Общие запасы элементов платиновой группы Бушвельдского массива подсчитываются в количестве 10–12 млрд тонн. Данному месторождению принадлежит мировое лидерство в мире по запасам элементов платиновой группы. По добыче ЮАР занимает первое место в мире.

Способ добычи руды элементов платиновой группы во многом зависит от природы месторождения. На Бушвельдском месторождении различают «открытый» (карьеры) и «закрытый» (шахты) способы добычи. Добыча закрытым способом наиболее распространенная.

Платиновые месторождения Бушвельдского массива относятся к раннемагматическим месторождениям. Пластообразные залегаия пород (кумуляты) Бушвельдского массива делают его привлекательным для геологов.

В отличие от других стран-производителей, которые извлекают металлы данной группы как попутный компонент, в ЮАР добыча ведется на платиноидных рудниках целенаправленно (Воинов, 2008).

Бушвельдский массив является уникальным геологическим объектом, к которому приурочены наиболее крупные месторождения хрома, платины, золота, алмазов и др.

Работа выполнена в рамках реализации Государственного задания ЮНЦ РАН № госрегистрации 122020100352-б.

Воинов Ю. А. О горнодобывающей промышленности ЮАР // Бюллетень иностранной коммерческой информации. 2008. № 124. С. 2–3.

Семиколенных Е. С., Предовский А. А. Онтогенические особенности и последовательность формирования хромшпинелидов платиноносного горизонта UG–2 Восточного сектора Бушвельдского комплекса // Вестник СПбГУ. 2013. Сер. 7. № 2. С. 32–47.

Промышленно-генетические и геологические особенности медно-колчеданного месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан)

Рыбин И. В.¹

¹ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, rybin@ssc-ras.ru

Кизилдеринское рудное поле расположено в центральной части Ахтычайского рудного района между реками Галагатхет и Гдымчай – правыми притоками реки Ахтычай. Данное рудное поле относится к структурно-формационной зоне (СФЗ) Главного хребта (рис. 1). На северо-западе и юго-востоке его границы проводятся соответственно по Хновскому и Северо-Диличайскому региональным глубинным разломам. В меридиональном направлении рудное поле ограничивается субпараллельными линейными дислокациями, сформированными в осадочном чехле над Галагатхет-Даличайской и Гдымчайской разломными структурами фундамента. Протяженность рудного поля составляет 13 км при ширине в 5–6 км. Металлогенические границы имеются с сопредельными потенциальными рудными полями – Борчинским и Фийским, выделенные по комплексу литофациальных, структурных, магматических, минерагенетических признаков и структур аномальных геохимических полей. Месторождение Кизил-Дере относится к Ахтычайскому (Главному Кавказскому) разлому, а именно, к юго-западной его части. Данный разлом является конседиментационным объектом с продолжительным периодом развития по времени. На Кизилдеринском рудном поле присутствуют две колчеданные залежи – Правобережная и Левобережная, находящиеся в дизъюнктивной структуре северо-западной ориентировки, которые разделены безрудной областью, составляющей по длине от 400 до 600 м. В пределах месторождения отложения Кизилдеринской свиты аалена дифференцированы на 9 пачек литологической разности с равномерным их чередованием мощностью 40–110 м. Общая изученная мощность Кизилдеринской свиты составляет 560–670 м.

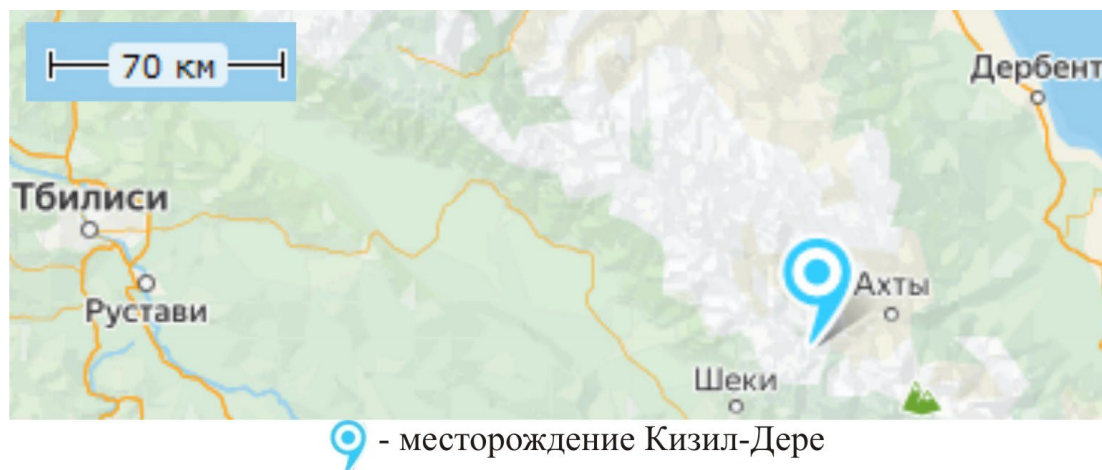


Рисунок 1. Схема расположения месторождения Кизил-Дере.

Геологическое строение рудного поля определяется его приуроченностью к узкому рифтогенному прогибу, заложенному на рубеже нижней и средней юры вдоль Главного Кавказского разлома (Курбанов, 1998). Прогиб заполнен тоар-ааленским терригенно-осадочным комплексом пород, перекрытым четвертичными отложениями.

В тектоническом отношении район месторождения приурочен к узкому рифтогенному прогибу, заложенного в начале ааленского времени, приуроченного к центральной части задугового (междугового) бассейна, благоприятный для развития рециклинговых систем. Северная часть прогиба перекрыта по Хновскому взбросо-надвику, по которому на поверхности

проходит граница структурно-формационных зон Главного и Бокового хребтов. Осевой части рифтогенного прогиба соответствует Кизилдеринская синклиналь – синформа. В его пределах породы смяты в сложную синклинальную складку, осложненную интенсивной складчатостью более высоких порядков и с падением осевой плоскости на юго-запад под углами 70–80°. Синклиналь без признаков замыкания прослеживается вдоль всего рудного поля. Характерна ундуляция шарнира от первых десятков до 100–150 м. Дизъюнктивные нарушения на месторождении развиты в виде системы основных тектонических разрывов и многочисленных трещин различных размеров и ориентировки. По интенсивности проявления складчатости высоких порядков в поперечном сечении Кизилдеринской синклинали можно выделить три блока:

- северный блок, приуроченный к зоне влияния Ахтычайского разлома до его южной ветви, названной по отношению к месторождению Северным разломом. Здесь породы интенсивно трещиноваты, на отрезке шириной 350–500 м слагают моноклираль северного крыла Кизилдеринской синклинали с падением пород под углами 50–65° на ЮЗ, осложненную мелкой локальной складчатостью, а также фрагмент ядра Северной антиклинали,

- центральный блок, расположенный между Северным и Южным разломами, характеризуется наиболее интенсивной складчатостью высоких порядков. При ширине блока 400–450 м высота складки по оси Центральной синклинали составляет 800–850 м,

- южный блок, шириной 500–600 м, расположен между Южным и Северо-Гдымским разломами. Он также характеризуется наличием ряда складок второго порядка с размахом крыльев на 100–120 м и высотой в 80–100 м. Существенную роль в формировании структуры рудного поля занимают разрывные нарушения северо-западного простирания. Ахтычайский разлом, ограничивающий рудное поле с северо-востока, имеет и второе название – Главный Кавказский. Мощность разломной зоны достигает нескольких сотен метров, падение близвертикальное. Разлом представлен зоной дробления, тонкого расланцевания, которая содержит множество зон с интенсивной (до глинки трения) тектонической проработкой пород мощностью до первых метров, линзы и прожилки кварцевого и кварц-карбонатного состава, иногда с вкрапленностью и гнездами пирита. В бортах р. Кизил-Дере разлом представлен серией субпараллельных разрывных нарушений мощностью до первых десятков метров, разделенных блоками монолитных пород. Одним из таких нарушений является Северный разлом, ограничивающий месторождение Кизил-Дере с северо-востока. Разлом представляет собой конседиментационную область спрединга в зоне линии симметрии структуры рифтогенной природы и играет важнейшую роль в размещении магматизма и оруденения. Хновский региональный разлом прослеживается на 1–1,5 км к СВ от Ахтычайского параллельно последнему. Азимут простирания разлома от 300 до 310°, падение на СВ под углами 45–80°. По зоне разлома контактируют комплексы субплатформенных пород СФЗ Бокового хребта и геосинклинальных (рифтогенных) образований СФЗ Главного хребта. Морфологически зона Хновского разлома представляет собой серию субпараллельных, кулисных зон разрывных нарушений, представленных трещинными структурами, зонами дробления и смятия пород, мощностью от долей до первых метров. Даличайский разлом, картируемый на удалении 2–2,5 км южнее Ахтычайского разлома, квалифицируется как пострудный и служит юго-восточной границей рудного поля. Он представляет собой субвертикальную зону дробления, мощностью до первых метров, ограничивающую с северо-востока группу узких горст-грабеновых структур, отстроенных на современных геологических картах. Северный и Южный разломы месторождения Кизил-Дере представляют собой неотъемлемую составляющую рифтогенного прогиба и играют роль листрических разломов. В приводораздельной металлогенической зоне магматизм проявлен весьма широко в эффузивно-туфовой, силловой и дайковой фациях преимущественно спилит-диабазового габброидного состава, весьма удачно объединенных в Кахетинский «диабазовый пояс».

Продуктом наиболее раннего магматизма в Ахтычайском рудном районе является пирокластический материал дацитового состава, присутствующий в виде примеси в некоторых маломощных горизонтах алевролитов и песчаников верхнего тоара. Кизилдеринское рудное

поле характеризуется аномально низким проявлением магматизма в силловой фации. Здесь в зоне Ахтычайского разлома известны единичные небольшие тела силлов диабазов мощностью до первых метров, которые по длине от нескольких до первых десятков метров и так называемая Галагатхетская интрузия габбро-диабазов на СЗ фланге рудного поля. Непосредственно на площади месторождения в оползневом блоке в 500 м к северу от Левобережной залежи обнаружен единственный силл диабазового состава, протяженностью не более 6 м и мощностью 0,5–0,7 м. Магматическим породам силлового комплекса свойственны автометасоматические процессы, вследствие чего темноцветные минералы замещаются эпидотом, цоизитом, хлоритом, карбонатом, серпентином, тальком. Плагиоклазы часто деанортизируются и замещаются соссюритом, кальцитом, карбонатом, хлоритом. Миндалины субвулканических диабазов выполнены хлоритом и карбонатом. Если больше в породе миндалин, следовательно, интенсивнее она изменена, значит, доказывается автометаморфический характер этих превращений.

Контактный метаморфизм и сопровождающий его метасоматоз, обусловленные внедрением даек, проявляются в образовании адинолов, спизолитов, гранатовых, кордиеритовых и хиастолитовых роговиков. Мощности зон ороговикования находятся в прямой зависимости от мощности магматических тел и достигают 10–12 м.

Четким признаком классификации магматических комплексов служит морфология интрузивных тел, зависящая от условий их внедрения и локализации, и тем самым связанная с определенным геотектоническим режимом, определенным этапом геодинамического развития. Таким признаком, проявленным на ранней стадии позднекиммерийского этапа, характеризующегося интенсивным боковым сжатием, складкообразованием и послойным тектоническим расслоением разреза с образованием пологих разрывов надвигового типа, является формирование субпластовых и кососекущих силлообразных тел и малых интрузий такого же характера внедрения. Проявление интрузивно-силлового магматизма, вероятнее всего, обеспечивалось образованием промежуточных магматических очагов на границе структурных этажей «чехол-фундамент» с последующим внедрением порций магмы в чехол близтектонического раздела области сжатия и области «упора». Формирование пояса этих тел происходило в основном к югу от зоны Главного (Ахтычайского) разлома.

Породы силлового магматического комплекса сосредоточены в разрезе ааленских отложений. Размещение силловых тел и малых интрузий контролируется системой опережающих субпараллельных разрывов, при этом складчатый характер их внедрения часто обуславливает изогнутые формы. Преобладающий состав габброидный: габбро-диоритовый, габбро-диабазовый, диабазовый, иногда с обособлениями сиенитов и монцонито-диабазов в Хурайской и Диндидагской интрузиях. В телах силлов образуются кварцевые жилы с хлоритом и карбонатом, иногда с мелкой вкрапленностью пирита и галенита. Помимо Sr, Ni и Co породы силлово-интрузивного комплекса несут повышенные содержания Be, Y, Yb. Ореолы последних вместе с ореолами Sr приурочены к областям прогнозируемых глубинных магматических очагов и являются их индикаторами на поверхности. С этим этапом магматизма, вероятнее всего, связаны процессы автобластического и гидротермально-метасоматического преобразования ранних сульфидных скоплений.

Формирование дайкового комплекса, относящегося к заключительной стадии киммерийского тектоно-магматического цикла, связывается с периодом растяжения, разрывом структуры «фундамент-чехол» до подкоровых уровней, быстрым подъемом магматических расплавов к поверхности по ослабленным тектоническим зонам (в первую очередь – по системе разрывов в зоне Главного разлома).

Главными рудными минералами месторождения Кизил-Дере являются пирит, х/пирит, пирротин, сфалерит. Среди нерудных минералов выделяются кварц, кальцит, сидерит, хлорит, серицит. Среди числа второстепенных минералов отмечаются галенит, «мельниковит-пирит», арсенипирит, кобальтин, доломит, анкерит, стильпномелан, эпидот, апатит, рутил. Редкие минералы представлены блеклыми рудами, станнином, магнетитом, висмутином, самородным висмутом, золотом и серебром.

Главной особенностью, которая придает важность месторождения Кизил-Дере, является ограниченное количество колчеданных месторождений на Кавказе, а также тот факт, что дорабатывается Урупское медно-колчеданное месторождение. Кизил-Дере – это выдающийся геологический колчеданный объект в Северо-Кавказском федеральном округе и его доля в запасах Российской Федерации составляет 1,4 %. Важно создание горнорудной промышленности, остающейся практически единственно значимой экономической альтернативой решения острых социальных проблем, что связано крайней ограниченностью других природных ресурсов. При оценке прогнозных ресурсов было установлено, что месторождение Кизил-Дере может обеспечить от 1,3 до 1,5 млн тонн Cu, а также свыше 130 тыс. тонн Zn. Если взять во внимание и другие виды полезных ископаемых, к примеру, Au и Ag, то стоит отметить, что на долю Au приходится 120–150 тонн, Ag – от 3,5 до 4 тыс. тонн. Заслуживают внимание и такие минеральные ресурсы, как апатит, Fe, Co, S, In, Cd, Ge, Bi, Te. Еще одним фактором является небольшая глубина залегания, а также субвертикальное падение и СЗ (290–300°) простирание залежей. Мощность перекрывающих пород над зоной окисления колеблется от 20 м (западный берег) до 120 м (восточный берег). Стоит отметить, что данная зона состоит из бурых железняков, кварцевых песков с ярозитом и остатками первичных сульфидных руд. Над Правобережной залежью под зоной окисления располагается область эпигенетического сульфидного обогащения из халькозинсодержащей руды, которая прослеживается на глубину до 35 м. Основные компоненты руд: Cu = 0,33–9,95 %, Zn = 0,06–2,10 %, Pb = 0,01–0,05 %, Co = 0,001–0,032 %, S = 28,68–44,80 %, Au = 0,2–0,4 г/т, Ag = 3,00–5,62 г/т. Кизил-Дере – это одно из крупнейших месторождений медно-колчеданного типа черносланцево-углеродистых отложений. Кизилдеринское рудное поле является малоизученным видом месторождений колчеданов с запасами Cu (около 1,5 млн тонн), Zn (более 130 тыс. тонн), а также с многочисленными попутными рудными и нерудными полезными ископаемыми. Месторождение генетически относится к унаследованной структуре, производной субмаринного гидротермального осадочного синхронного полигенного рудогенеза рифтово-черносланцевых пород. Формирование данного месторождения схоже по методу возникновения «черных курильщиков». Минеральный состав руд – пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит. Среди нерудных минералов имеют распространение кварц, сидерит, кальцит, хлорит, серицит (Гилёв и др., 2011). Стоит отметить, что качественные показатели медных, цинковых и серно-колчеданных концентратов отвечают всем промышленным требованиям. Важным фактором, определяющим необходимость начала разработки месторождения Кизил-Дере, является малое количество колчеданных месторождений на Кавказе. Оработка месторождения позволит устранить социальную сложность, а именно, снизить уровень безработицы населения республики Дагестан, где создание горнорудной промышленности является практически единственно значимой экономической альтернативой решения острых социальных проблем, которые связаны с крайней ограниченностью других природных ресурсов. Есть и немаловажная обратная сторона, на которой существует множество проблем, которые нужно решить для освоения месторождения. В первую очередь, это труднодоступность района, отсутствие железной дороги, ЛЭП необходимой мощности, газопровода. Запуск добычи на месторождении приведет к серьезным экологическим проблемам, которые связаны с горными реками, являющиеся основным источником воды для всего Южного Дагестана.

Работа выполнена в рамках реализации Государственного задания ЮНЦ РАН № госрегистрации 122020100352-6.

Гилёв Ю. Н., Мамонов Е. П. Геология, закономерности и перспективы медно-молибденового оруденения Кордай-Красногоровского рудного узла // Геология и охрана недр. 2011. № 2 (39). С. 16–22.

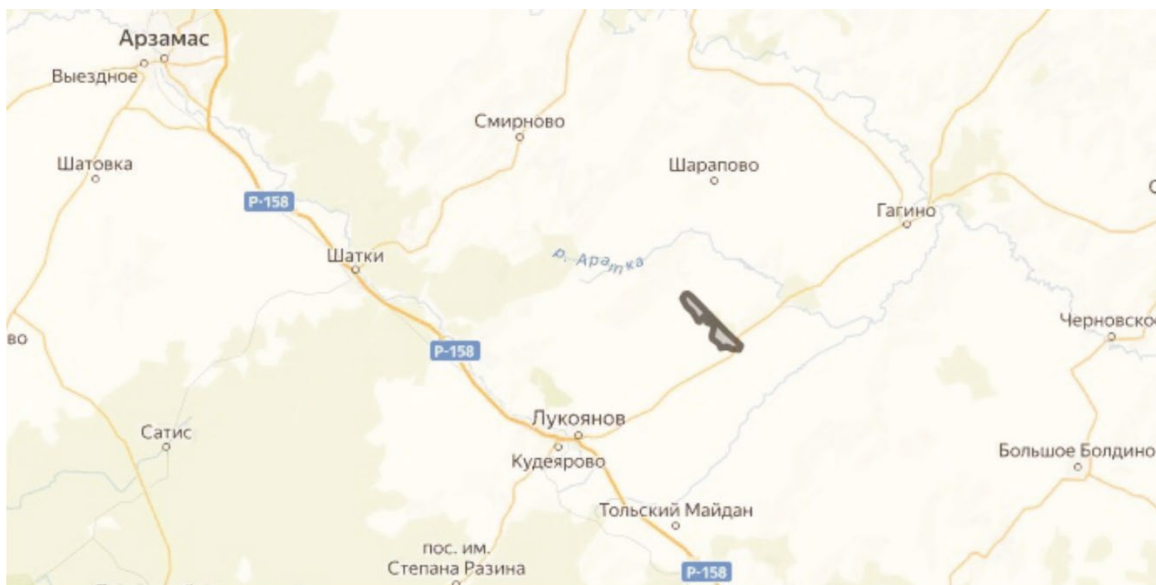
Курбанов М. М. Геолого-генетическая модель медноколчеданного месторождения Кизил-Дере (Дагестан): автореферат дис. ... кандидата геолого-минералогических наук : 04.00.11 / Новочеркасский гос. техн. ун-т. Ростов-на-Дону. 1998. 21 с.

Промышленно-генетические и геологические особенности титан-циркониевого россыпного Лукояновского месторождения

Рыбин И. В.¹

¹ ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, rybin@ssc-ras.ru

Лукояновское титан-хром-циркониевое месторождение расположено в Нижегородской области Российской Федерации в 20 км от ж/д станции Лукоянов (рис. 1) и выполнено рядом значительных по размеру россыпей батского яруса средней юры, которые относятся к прибрежно-морскому типу по происхождению. Перекрыты эти рудные залежи толщами пород, мощностью в диапазоне 5–42 м. Стоит отметить, что наиболее крупной и богатой является Итмановская россыпь.



- Лукояновское месторождение

Рисунок 1. Схема расположения Лукояновского месторождения.

Отложения батского яруса распространены более ограниченно, чем нижележащие байосские. Фаунистически охарактеризованные породы батского яруса развиты в южных частях Ульяновско-Саратовского и Муромско-Ломовского прогибов, на юго-западном склоне Жигулевско-Пугачевского свода (Саратовское Заволжье) и в Прикаспийской синеклизе (Зорина, 2003).

Северная граница распространения морских батских образований проходит через село Перелюб, несколько севернее города Ершова, далее на северо-восток между городами Пугачевым и Вольском, Сызранью, Инзой, Инсаром и Беднодемьянском.

На описываемой территории присутствуют лишь отложения нижнебатского подъяруса, сравнительно плохо охарактеризованные фаунистически. Вся аммонитовая фауна в этих отложениях встречена только в Саратовском правобережье. Микрофауна в этих отложениях почти не встречается. Из микрофауны известен только один вид *Ammodiscus baticus* Dain.

У села Тепловки в сидеритовом мергеле, залегающем в нижней части батских отложений, обнаружены *Parkinsonia parkinsoni* Sow, *P. Depressa* Quenst, *P. Compressa* Quenst. Несколько южнее в этих же отложениях встречены *Pseudocosmoceras mozaro-wici* Mourach и *P. michalskii*.

Перечисленная аммонитовая фауна дает основание относить эти отложения к нижнебатскому подъярусу. На остальной части территории в отложениях, относимых к батским,

обычно встречаются фораминиферы *Ammodiscus baticus* Dain. Результаты среднемасштабных геологических съемок, проведенных Средне-Волжским геологическим управлением в прибортовых частях Прикаспийской синеклизы, показывают, что многочисленные *Ammodiscus baticus* встречаются как в отложениях нижней половины байосского яруса вместе с байосскими фораминиферами, так и в отложениях келловея вместе с типичной келловейской фауной (скважины, расположенные западнее и восточнее города Ершова).

Отложения батского яруса представлены глинами серыми и темно-серыми с прослоями более светлоокрашенных алевролитов, количество которых в верхней части яруса обычно возрастает. Мощность их нигде не превышает 60 м, причем в Саратовском правобережье и в Заволжье она одинакова.

Нижняя граница яруса, как уже отмечалось выше, неотчетливая, верхняя же – более четкая (только там, где на глинисто-алевролитовые породы бата налегают глины келловея, хорошо охарактеризованы фаунистически).

Отдельные отчетливые обнажения пород батского яруса наблюдаются, в основном, только в Саратовском правобережье: у села Тепловки (овраг Церковный), в Малиновском овраге у села Хлебновки (в 30 км севернее города Саратова), в оврагах у села Елшанки (северо-западнее города Саратова) и в верховьях реки Иловли в южной части Саратовской области.

В Саратовском правобережье разрез батских отложений в нижней части состоит из серых глин с довольно редкими прослоями алевролитов. В верхней же половине часто наблюдается тонкое переслаивание глин и более светлоокрашенных песчаных алевролитов. Мощность батского яруса здесь обычно не превышает 40–60 м.

Между селом Тепловкой, где батские отложения выступают на дневную поверхность, и городами Инзой и Сызранью, также как и на междуречье Волги и Хопра, отложения, относимые к батским, вскрыты и полностью пройдены буровыми скважинами. Они представлены в основном глинами с прослоями алевролитов, в которых обнаружены фораминиферы *Ammodiscus baticus* Dain.

Мощность батского яруса уменьшается в северном направлении и в западной части территории. Так, в районе города Балашова (бассейн Хопра) она равна 6–8 м, тогда как в 90 км восточнее, у города Калининска (бассейн Баланды), возрастает до 53 м и далее на восток к Саратову остается более или менее постоянной.

Мощность батских образований вблизи северной границы распространения обычно не превышает 20 м, составляя в Прудовской опорной скважине (в 40 км западнее города Инзы) 17 м, а южнее села Чуфарова (в 65 км восточнее города Инзы) – всего 15 м.

На левобережье Волги фаунистически охарактеризованные батские отложения встречены лишь на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, в Прикаспийской синеклизе в пределах Саратовского левобережья. Представлены они глинами серыми и темно-серыми, местами с тонкими прослоями алевролитов и реже мелкозернистых песчаников и сидеритовых мергелей. Мощность их на Жигулевско-Пугачевском своде не превышает 40–50 м. В пределах Прикаспийской синеклизы (в Новоузенской скважине) мощность пород бата составляет около 50 м, а в скважине, пройденной в 30 км севернее г. Новоузенска, у села Куриловки – 45 м.

В отложениях, причисляемых к батским, в этом районе встречены фораминиферы *Ammodiscus baticus* Dain и пеллециподы *Placunopsis jurensis* (Геология СССР, 1967).

Токмовский свод расположен на значительной по размеру площади на территории западного региона Волжско-Камской антеклизы и на юго-западе упирается в Рязано-Саратовский прогиб. Токмовский свод имеет общую границу с Московской синеклизой на западе и северо-западе, с востока ограничен Казанской седловиной и Мелекесской впадиной, юго-восток известен соединением с Жигулевско-Пугачевским сводом, а север характерен тем, что Марийская седловина отрезает от Котельнического скрытого сводового поднятия.

Породы верхнепротерозойского возраста распространены на крыльях свода. Толщи палеозойского времени имеют широко распространенный характер, за счет которых Токмовский свод имеет явные границы. Породы мезозоя имеют нечеткую границу с отложениями палеозоя по причине процессов размыва последних (Геология СССР, 1967).

К основным рудообразующим минералам месторождения относятся: рутил, ильменит, циркон. Тяжелая часть россыпей состоит из: ильменита на 20–38 %, циркона – 6–8 %, рутила – 3–3,5 %. Стоит отметить, что хромит отличается доминирующей ролью в тяжелой части россыпей, так как количество в некоторых пробах доходит до 100 кг/м³. Стоит отметить, что и гематит также не уступает хромиту. Такие минералы, как дистен, эпидот, ставролит, гранат, турмалин считаются сопутствующими минералами. Согласно гранулометрическим исследованиям, свыше 90 % рудных компонентов имеют размеры $-0,1+0,043$ мм. Легкая часть представлена кварцем в количестве 74 % и полевым шпатом – 12 %. Помимо упомянутых минералов также наблюдаются осколки кремнистых и слюдисто-глинистых пород.

В песках Лукояновского месторождения основная доля TiO_2 и ZrO_2 приурочена к классу $-0,1+0,044$ мм.

К особенностям вещественного состава редкометалльно-титановых россыпей Лукояновского месторождения относятся: мелкая фракция песков и рудных компонентов; зерна хромита в ильмените; значительное количество ZrO_2 в рутиле; следы фосфорита на кристаллах рутила, налеты железистых гидроксидов на кварцевых кристаллах.

Генетические особенности формирования месторождения заключаются в том, что основным фактором формирования комплексных россыпей редкометалльно-титанового состава прибрежно-морского генезиса выступает совместная концентрация наиболее устойчивых минералов, которые обладают сходными физическими свойствами и крупностью частиц в обстановках, которые обеспечивают устойчивую сепарацию материала песчаной размерности. Данные условия наиболее полно реализуются в прибрежной зоне на открытых океанических окраинах спокойных континентальных периферийных областей, которые характеризуются стабильным режимом волноприбойной деятельности с волнением типа зыби. Именно этим и определяется размещение крупнейших провинций современных комплексных россыпей тяжелых минералов. Помимо этого, известны провинции прибрежно-морских россыпей, которые связаны с тыловыми бассейнами активных континентальных окраин. Побережья внутриконтинентальных морей считаются менее благоприятными с точки зрения формирования прибрежно-морских россыпей данного типа.

Примечательно, что все известные в России промышленные месторождения относятся к категории древних россыпей, взаимосвязанных с такими же по времени неактивными шельфами, а именно, мезозойского и кайнозойского времени. Такого рода россыпи сосредоточены в платформенном чехле щитов и плит древнего формирования. Помимо этого, известны дислоцированные и метаморфизованные редкометалльно-титановые россыпи протерозойско-рифейского возраста, которые не имеют промышленного значения.

Характерной особенностью комплексных титан-циркониевых прибрежно-морских россыпей является определяющая роль объема переработанных пород, содержащих рудные минералы в зачастую незначительных концентрациях. На этом фоне вторичную роль играет тип источника.

Для россыпей прибрежно-морского генезиса в качестве резерва поступления материала является два главных вида пород. Различные кристаллические горные породы, которые содержат циркон, рутил, ильменит, ставролит, дистен, силлиманит, турмалин, кварц в роли примесей и рассеянных минеральных зерен, относят к первому типу. Такие отложения, как осадочные терригенные горные породы, имеющие в своем составе россыпеформирующие рудные минеральные компоненты в обособленном или рассеянном виде, относят ко второму типу.

Промышленная ценность Лукояновского месторождения во многом обусловлена необходимостью обеспечения потребности отечественных производств в циркониевых и рутиловых концентратах, а также продуктах их переработки.

Наиболее крупными залежами Лукояновской группы россыпей являются Итмановская, Казаковская, Сунгуловская, Ульяновская, Шатковская. В промышленном отношении наибольший интерес привлекает Итмановская россыпь, которая ориентирована по направлению на юго-восток с небольшим наклоном, линейно-вытянутая по конфигурации. Рудная залежь по длине составляет около 30 км, а по ширине – 8 км. Области балансовых руд по длине – 6,5 км, по

ширине – 1,5 км, по мощности продуктивного пласта – 1–15 м. Мощность перекрывающих пород колеблется в диапазоне от 5 до 42 м.

Малая глубина расположения балансовых руд способствует открытому способу добычи.

По предварительному подсчету запасов разведанной части Итмановской россыпи на циркон с учетом его среднего количества в $63,7 \text{ кг/м}^3$, рудосодержащих песчаных толщ присутствует в объеме около 200 млн м^3 .

При переработке песков удастся извлечь три вида концентрата, а именно, цирконовый, в котором количество ZrO_2 составляет 61 %; рутиловый, где содержания TiO_2 составляет 94 %; и ильменит-хромит-гематитовый, с содержаниями $\text{TiO}_2 = 30 \%$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 10 \%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 30 \%$.

Разработка россыпей данного типа является рентабельной, при содержании в них ZrO_2 не менее 0,2–0,3 %, а также минералов Ti не менее 4 %.

Учитывая динамически изменяющуюся экономическую ситуацию, а также для повышения рентабельности разработки месторождения, необходимо рассматривать возможность комплексного использования минерального сырья. Для этого могут применяться попутные продукты обогащения песков, например, кварц-полевошпатовый, эпидотовый и глинистый.

Кварц-полевошпатовый продукт может быть использован для получения фарфора.

Эпидотовый продукт находит свое применение в производстве глазурей.

Детальное изучение комплексных россыпных месторождений города Лукоянов пришлось на 60–70-е гг. XX века. Разведочные предварительные работы самой продуктивной области залежи были окончены в конце 1980-х гг. В 1990-е гг. было произведено исследование отдельно взятых ее зон.

Лукояновское россыпное месторождение является среднеюрской россыпной продуктивной формацией Русской плиты. Данная продуктивная формация также распространена в Чувашии и Мордовии. Отличительной особенностью лукояновского типа является крепкая связь с областями поставки материала, которые находятся в восточной части платформы и в Предуралье. Данный факт напрямую связан со специфическим составом россыпей, входящих в данную формацию.

Благодаря совокупности факторов, Лукояновское месторождение представляет интерес для горной промышленности. К таким факторам можно отнести такие особенности, как расположение в западной части страны, близость к объектам инфраструктуры, высокое содержание промышленно важных минералов, небольшая мощность залегания, возможность комплексного применения минерального сырья. Значимость месторождения также увеличивает разнообразие отраслей промышленности, в которых применяются основные рудообразующие минералы. Титан находит свое применение в химической промышленности, авиастроении, ракетостроении, медицине, приборостроении, а также при производстве военной техники. Области применения циркония также весьма разнообразны. Он используется в металлургии, ядерной энергетике, медицине, приборостроении.

В настоящее время в связи с нестабильной экономико-политической обстановкой в мире важное значение приобретает разработка титан-циркониевых месторождений. Это необходимо в целях снижения зависимости промышленности страны от импорта данных видов сырья.

Работа выполнена в рамках реализации Государственного задания ЮНЦ РАН № госрегистрации 122020100352-б.

Зорина С. О. Мезозой северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба / автореф. дисс. к.г.-м.н.: специальность 25.00.02 – палеонтология и стратиграфия. Казань. 2003. 27 с.

Геология СССР. Поволжье и Прикамье. Том XI. Часть 1. М.: Издательство «Недра». 1967. 869 с.

Особенности вековой вариации геомагнитного поля по данным обсерваторий «Москва» и «Бельск» за период с 2000 по 2021 гг.

Рябова С. А.^{1,2}

¹ИФЗ РАН, г. Москва, ryabovasa@mail.ru

²ИДГ РАН, г. Москва

Изменения магнитного поля Земли (напряженности поля и его элементов) во времени под действием различных факторов называются геомагнитными вариациями (Яновский, 1964). Продолжительные наблюдения за величиной напряженности магнитного поля мировой сетью обсерваторий позволили классифицировать временные вариации поля. Принято различать четыре вида магнитных вариаций: вековые, годовые, суточные и магнитные возмущения (Яновский, 1978; Rikitake, 2012).

Вековые вариации магнитного поля, связанные, видимо, с процессами внутри Земли, происходят в течение длительных периодов времени в десятки и сотни лет и приводят к значительным изменениям среднегодовых элементов земного магнетизма (Allredge, 1977; Кусонский и др., 2017). Вековые вариации геомагнитного поля не только медленно изменяются, но и склонны к кратковременным скачкам (геомагнитные джерки) (Рябова, 2019).

В настоящем сообщении приведены результаты анализа особенностей вековой вариации магнитного поля Земли по данным регистрации геомагнитного поля на Магнитной обсерватории «Москва» ИЗМИРАН и на Центральной геофизической обсерватории «Бельск» Геофизического института Польской академии наук.

В ходе настоящих исследований вычислены и проанализированы трендовые составляющие компонент магнитного поля Земли. При вычислении трендовой составляющей временных рядов применялся метод сингулярно-спектрального анализа (Golyandina et al., 2001). Данный метод основан на построении по исходному временному ряду, по так называемой траекторной матрице, ее аппроксимации при помощи сингулярного разложения матриц (Голяндина, 2004). Кроме того, выполнен сопоставительный анализ значений компонент геомагнитного поля, полученных при инструментальных наблюдениях на обсерваториях и вычисленных по модели IGRF / DGRF 13 версии (Alken et al., 2021).

На основе линейной регрессии с точками переключения (Рябова, Шалимов, 2022, 2023) по данным регистрации геомагнитного поля на среднеширотных обсерваториях «Москва» и «Бельск» выделены геомагнитные джерки с квазипериодичностью 3–4 года.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИФЗ РАН и в рамках государственного задания ИДГ РАН № 1220329000185-5 "Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях".

Голяндина Н. Э. Метод «Гусеница»-SSA: анализ временных рядов: Учебное пособие. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2004. 76 с.

Кусонский О. А., Бородин П. Б., Бебнев А. С. Вековые вариации геомагнитного поля на Урале по наблюдениям на обсерваториях «Екатеринбург», «Высокая Дубрава», «Арти» // Глубинное строение, геофизика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Девятое научное чтение Булашевича. Материалы конф. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2017. С. 240–244.

Рябова С. А. Особенности вековой вариации геомагнитного поля на среднеширотных обсерваториях «Михнево» и «Бельск» // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 1. С. 125–136. doi:10.1134/s0016794018060147.

Рябова С. А., Шалимов С. Л. О короткопериодной динамике в ядре Земли по наземным наблюдениям геомагнитных джерков // Физика Земли. 2023. № 1. С. 3–11. doi:10.31857/S0002333723010040.

Рябова С. А., Шалимов С. Л. О повторяемости геомагнитных джерков по наблюдениям на среднеширотных обсерваториях // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 214–218. doi: 10.31857/S2686739722600813.

Яновский Б. М. Земной магнетизм. Т. 1. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. 445 с.

Яновский Б. М. Земной магнетизм: учебное пособие. Изд. 4-е. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. 592

с.

Alken P., Thébault E., Beggan C. D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // *Earth, Planets and Space*. 2021. Vol. 73. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>.

Allredge L. R. Geomagnetic variations with periods from 13 to 30 years // *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*. 1977. Vol. 29. P. 123–135.

Golyandina N., Nekrutkin V., Zhigljavsky A. A. Analysis of time series structure: SSA and related techniques. N. Y.: Chapman and Hall/CRC, 2001. 320 p.

Rikitake T. Electromagnetism and the Earth's interior. Amsterdam-London-N.Y.: Elsevier. 2012. 320 p.

Адсорбция ртути (II) на песчано-гелевом материале в присутствии других металлов

Салаватова Д. С.¹, Фяйзуллина Р. В.¹, Бычков Д. А.¹

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, salavatova-jamilya2012@yandex.ru

Ртуть относится к числу самых опасных загрязнителей окружающей среды. Ртутьсодержащие отходы являются высокотоксичными и относятся к I классу опасности во всех средах. Этот факт весьма оправдан, поскольку некорректное обращение со ртутью и ее соединениями привело к нескольким экологическим трагедиям, повлекшим за собой массовые заболевания и гибель людей.

В настоящий момент проблема ртутного загрязнения довольно остро стоит и в городе Усолье-Сибирское. За время работы комбината «Усольехимпром» суммарные выбросы ртути превысили 1700 т. Большая часть отработанной ртути накоплена под корпусами цеха ртутного электролиза и в шламонакопителе предприятия. В поверхностном (до 25 см) слое почв и грунтов на промплощадке «Усольехимпром» и прилегающих к ней территорий сосредоточено около 24 т ртути, сбросы ее со сточными водами превысили 37 т, в донных отложениях Братского водохранилища находится 63 т технической ртути. Согласно техническим условиям в шламонакопителе ртуть закрепляется в виде нерастворимых сульфидов, однако частично ртуть находится в водной фазе. Концентрация ртути в водах шламонакопителя достигает 90 мкг/дм³, а суммарные запасы оцениваются в 620 т (Коваль и др., 2004). Несмотря на то, что цех ртутного электролиза на предприятии «Усольехимпром» был закрыт в 1998 г., стоки комбината продолжают влиять на состав воды и донных отложений р. Ангара и Братского водохранилища, так как водоотводная система и очистные сооружения предприятия заражены ртутью. Известно, что основная масса ртути переносится в форме взвеси. В среднем около 30% ртути во взвешенном материале находится в форме нерастворимых сульфидов, следовательно, 70% этого поллютанта способно переходить в растворенную форму (Алиева и др., 2011). Для переработки накопленных на промышленной площадке «Усольехимпром» химических веществ, в частности ртути, необходимо принять меры по ликвидации урона, нанесенного окружающей среде. Созданию адекватных природных и искусственных геохимических барьеров посвящено огромное количество работ, в том числе и наших (Фяйзуллина и др., 2020; Салаватова и др., 2023 и проч.). Однако загрязненная территория довольно большая по площади, около 600 гектаров, ее оконтуривание непроницаемым геохимическим барьером приведет к заболачиванию местности. Глинистый материал в данном случае не подходит в качестве сорбента, поскольку очистки требуют большие объемы жидких отходов, а глины плохо пропускают воду.

В Лаборатории охраны геологической среды (ЛОГС) геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова был разработан сорбент, представляющий собой песчано-гелевый материал (ПГМ) на базе щавелево-алюмосиликатного гелеобразующего раствора. Повышение проницаемости ПГМ достигается путем его механического разрушения после перехода щавелево-алюмосиликатного раствора в гелеобразное состояние (Сергеев и др., 2021). Данный материал подходит для очистки территории в промышленных масштабах, т.к. он дешевый, имеет высокую проницаемость и существует возможность его производства непосредственно в месте загрязнения.

Настоящее исследование посвящено изучению адсорбционных свойств ПГМ в отношении ионов ртути (II) как из моноэлементного раствора, так и из полиэлементного, содержащего, помимо ртути такие металлы, как медь, никель, цинк и свинец.

Схема изготовления предложенного сорбента включает в себя два этапа: первоначально песок помещается в смесь, состоящую из жидкого стекла, растворов щавелевой кислоты и сернокислого алюминия. А затем, спустя несколько часов, гелеобразная масса перемешивается и доводится до воздушно-сухого состояния (Кулешова, Данченко, 2019).

Концентрации ионов ртути (II) определялись атомно-абсорбционным методом на спектрометре РА-915М с беспламенным типом атомизации («Люмэкс», Россия). Для реализации метода «холодного пара» использована приставка РП-92 («Люмэкс», Россия). Содержание меди, никеля, цинка и свинца определялось методом ICP-MS на приборе Thermo Element-2 (аналитик научный сотрудник кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова Николаева И.Ю.).

Сорбция ртути на ПГМ определялась двумя способами – в статических и динамических экспериментах.

Для изучения кинетики адсорбции ртути в статических условиях было поставлено 2 серии эксперимента. В первой навеска сорбента составила 0,2 г, а время экспозиции – от 1 до 24 часов. Во второй серии масса ПГМ – 0,6 г; время экспозиции – от 15 минут до 4 суток. В обеих сериях концентрация ртути (II) в каждой пробе составила 500 нг/г, объем растворов доводился до 50 мл бидистиллированной водой. Пробирки перемешивались вручную 4 раза в день. Помимо этого, был поставлен эксперимент с двумя параллельными сериями с разными соотношениями твердого и жидкого веществ. Масса навески варьировала от 0,1 до 1 г, исходная концентрация ртути – 500 нг/г, время экспозиции составило 18 часов.

Выяснилось, что в серии с большей массой сорбента наблюдается меньшая величина адсорбции по сравнению с меньшей массой ПГМ, что парадоксально. Исходя из этого, было высказано два предположения о том, что: а) существует зависимость сорбции от соотношения твердого и жидкого веществ; б) существует зависимость от пробирок, поскольку 2 серии эксперимента проводились в пробирках разных производителей. Для проверки был поставлен эксперимент с двумя параллельными сериями в пробирках фирм Ningbo Greetmed и Jet Biofil (Китай) с разными соотношениями твердого и жидкого веществ.

По результатам сравнения полученных данных как совокупностей с попарно связанными замерами выяснилось, что отклонение значений величины адсорбции в параллельных сериях не значимо (табл. 1). Однако есть явная зависимость сорбции от соотношения твердого и жидкого веществ. Это связано с тем, что при контакте с ПГМ в раствор переходят оксалаты (соли щавелевой кислоты), которые в свою очередь образуют устойчивые комплексы со ртутью – константа устойчивости Hg(II)-оксалат составляет $4,6 \times 10^9$ (Pehkonen, Lin, 1998), поэтому изучение адсорбции ртути на данном материале в статических условиях является некорректным. В связи со сложным поведением сорбента, было решено определить емкость поглощения ртути данным сорбентом в динамических условиях. В таком случае на начальном этапе прокачки произойдет полное вымывание оксалатов и комплексообразование не будет влиять на дальнейшую сорбцию ртути.

Таблица 1. Результат эксперимента с разными соотношениями ПГМ и объема раствора (S – пробирки фирмы Ningbo Greetmed; Z – пробирки Jet Biofil)

№пп	Масса ПГМ, г	Исходная концентрация ртути, нг/г	Равновесная концентрация ртути, нг/г	Величина адсорбции ртути, мкг/г	Время экспозиции, час
S-0,1г	0,101	521	436	42,1	18,0
S-0,3г	0,301	521	422	16,4	18,1
S-1г	1,002	521	447	3,7	18,3
Z-0,1г	0,100	521	423	48,9	18,5
Z-0,3г	0,298	519	413	17,9	18,6
Z-1г	0,997	520	434	4,3	19,0

В динамическом эксперименте ртутьсодержащий раствор при помощи перистальтического насоса с регулируемой скоростью Masterflex C/L прокачивался через колонку, набитую ПГМ. Масса сорбента составила 47 г, его высота – 4 см, а площадь сечения колонки – 7,07 см². Скорость прокачки в среднем равнялась 120 мл/сут. Исходная концентрация ртути составила 5 мкг/г. Отбор проб из выходной пробирки на ртутный анализ производился 4-5 раз в день. Всего в ходе эксперимента было отобрано 232 пробы.

По результатам эксперимента рассчитывалась суммарная величина адсорбции в каждой точке (рис. 1). Эксперимент показал, что предельная величина адсорбции ртути достигает 210 мкг/г.

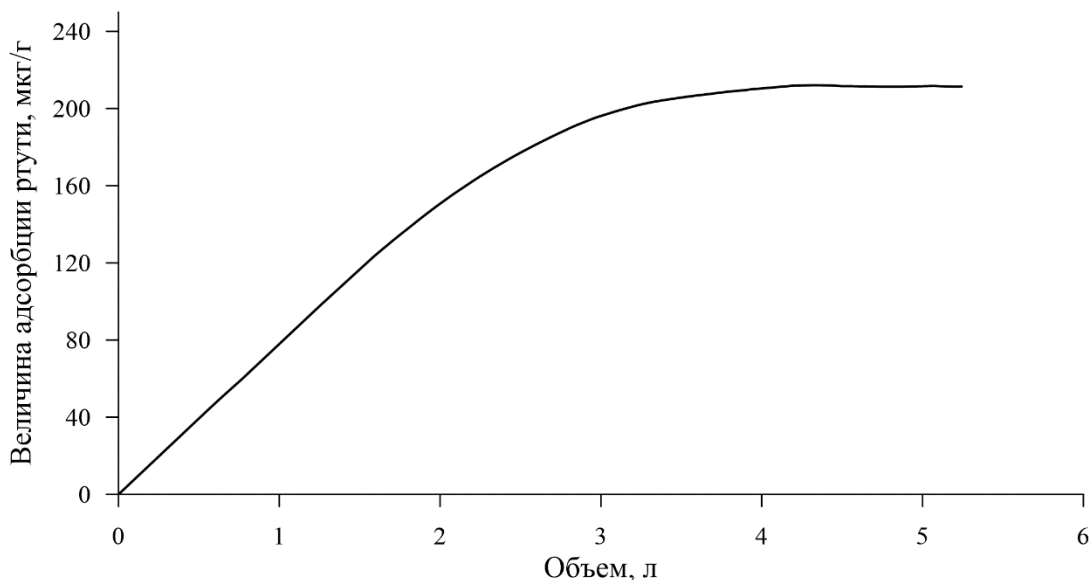


Рисунок 1. Зависимость величины адсорбции ртути от объема раствора, прокачанного через ПГМ.

Помимо прокачки моноэлементного раствора был поставлен эксперимент с прокачкой полиэлементного раствора. Раствор, содержащий Cu, Ni, Zn, Hg и Pb с концентрацией каждого металла 10 мкг/г (за исключением Zn, его концентрация составила 30 мкг/г), при помощи насоса Masterflex C/L прокачивался через колонку, набитую ПГМ. Масса сорбента составила 47 г, его высота – 4 см, а площадь сечения колонки – 7,07 см². Скорость прокачки в среднем равнялась 120 мл/сут. Отбор проб из выходной пробирки на анализ производился 1-2 раз в день. Всего в ходе эксперимента было отобрано 48 проб. Температура воздуха в лаборатории на протяжении экспериментов составила 26,8±4,2°C.

Для этого эксперимента также были рассчитаны значения величины адсорбции в каждой точке для каждого элемента (рис. 2). На графике видно, что сорбция металлов уменьшается в порядке Hg > Pb > Cu > Zn > Ni. Десорбция ртути наблюдается только в момент значительного изменения значений pH из щелочной области в кислую. На всех остальных этапах прокачки происходит адсорбция ртути, в пределе достигающая 400 мкг/г. Эта величина выше значения в 210-220 мкг/г, полученного в эксперименте с моноэлементной прокачкой, поскольку концентрация ртути в исходном растворе для полиэлементной прокачки была выше, чем для моноэлементной.

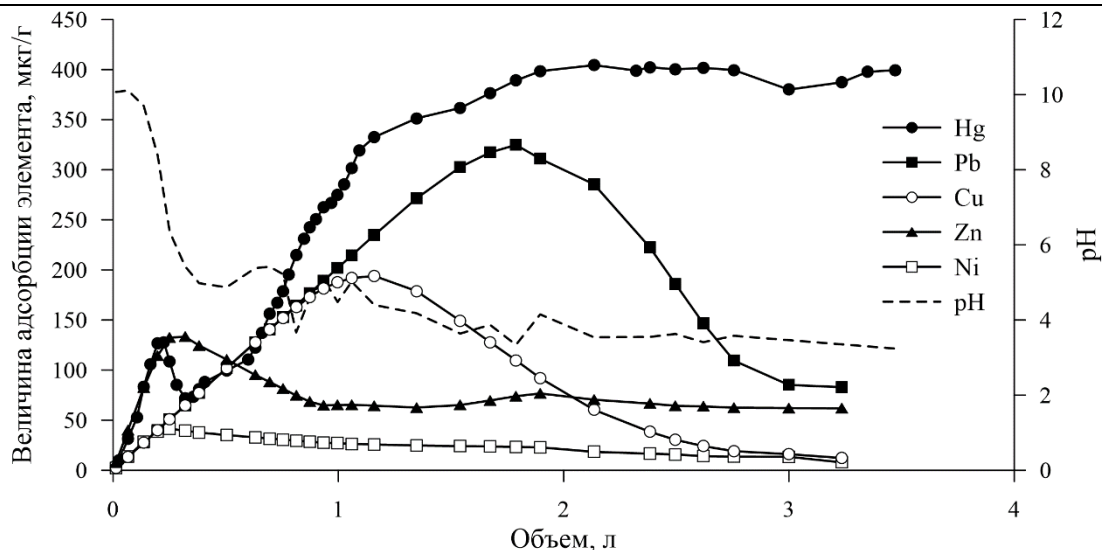


Рисунок 2. Зависимость величины адсорбции металлов от объема раствора, прокачанного через ПГМ, и кривая изменения pH.

По результатам экспериментов показано, что изучение адсорбции ртути на ПГМ в статических условиях является некорректным, поскольку при контакте с сорбентом в раствор переходят оксалаты, которые в свою очередь образуют устойчивые комплексы со ртутью. Величина адсорбции ртути на ПГМ достигает 210 мкг/г по результатам прокачки ртутьсодержащего раствора через сорбент; 400 мкг/г по результатам прокачки полиэлементного раствора. Сорбция металлов в последнем уменьшается в порядке $Hg > Pb > Cu > Zn > Ni$.

ПГМ оказался подходящим сорбентом для использования его в широких масштабах, как того требует ситуация в Усолье-Сибирском. Этот синтетический материал хорошо сорбирует ртуть (II), в том числе и в присутствии других тяжелых металлов. С учетом его дешевизны, легкости изготовления и высокого коэффициента фильтрации, ПГМ можно применять для очистки сточных вод при ртутных загрязнениях.

Алиева В.И., Бутаков Е.В., Пастухов М.В. и др. Особенности техногенного загрязнения и формы переноса ртути в Братском водохранилище // *Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология*. 2011. № 5. С. 431-438.

Коваль П.В., Руш Е.А., Удодов Ю.Н. и др. Геоэкология: воздействие сосредоточенного источника ртутного загрязнения на компоненты природной среды Приангарья // *Инженерная экология*. 2004. № 4. С. 18-45.

Кулешова М. Л., Данченко Н. Н. Экспериментальное исследование песчано-гелевого материала как геохимического барьера для кадмия // *Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии*. 2019. С. 383-386.

Салаватова Д.С., Бычков Д.А., Фяйзуллина Р.В. Адсорбция ртути (II) на минералах пород майкопской серии и грязевулканических глинах // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*, 2023. № 6. В печати.

Сергеев В.И., Авилина И.В., Кулешова М.Л. и др. Геохимический барьер высокой проницаемости в песчаных грунтах // *Новые идеи и теоретические аспекты инженерной геологии* / Под ред. В. А. Королёва. М., 2021. С. 78-83.

Фяйзуллина Р.В., Кузнецов Е.В., Салаватова Д.С. Адсорбция ртути из водного раствора на синтетическом кремнийорганическом сорбенте // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*. 2020. № 3. С. 75–80.

Pehkonen S.O., Lin C.J. Aqueous Photochemistry of Mercury with Organic Acids // *J Air Waste Manag Assoc.*, 1998. Vol. 48(2). P. 144-150.

(U,Th)-Не датирование пирита и новые данные о минералогии эпитермальных руд Каларского рудопроявления, Горная Шория

Соколова Л. А.^{1,2}, Лейбгам П. Н.³, Якубович О. В.^{1,2}, Аносова М. О.⁴, Черных А. И.³, Наумов Е. А.³

¹СПбГУ, г. Санкт-Петербург, sokolovalidia@inbox.ru

²ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

³ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

⁴ГЕОХИ РАН, г. Москва

Каларское Au-Ag рудопроявление находится в западной части Алтае-Саянской складчатой области и приурочено к Кабурчакской ранне-среднедевонской вулканотектонической структуре (рис. 1), сложенной породами учуленско-казанкольского риолит-андезит-базальтового комплекса раннего девона (Бабин, 2006). Считается, что рудная минерализация относится к эпитермальному типу, а именно промежуточно сульфидизированному подтипу (intermediate-sulfidation) (Лейбгам, 2021; Leibham, 2022).

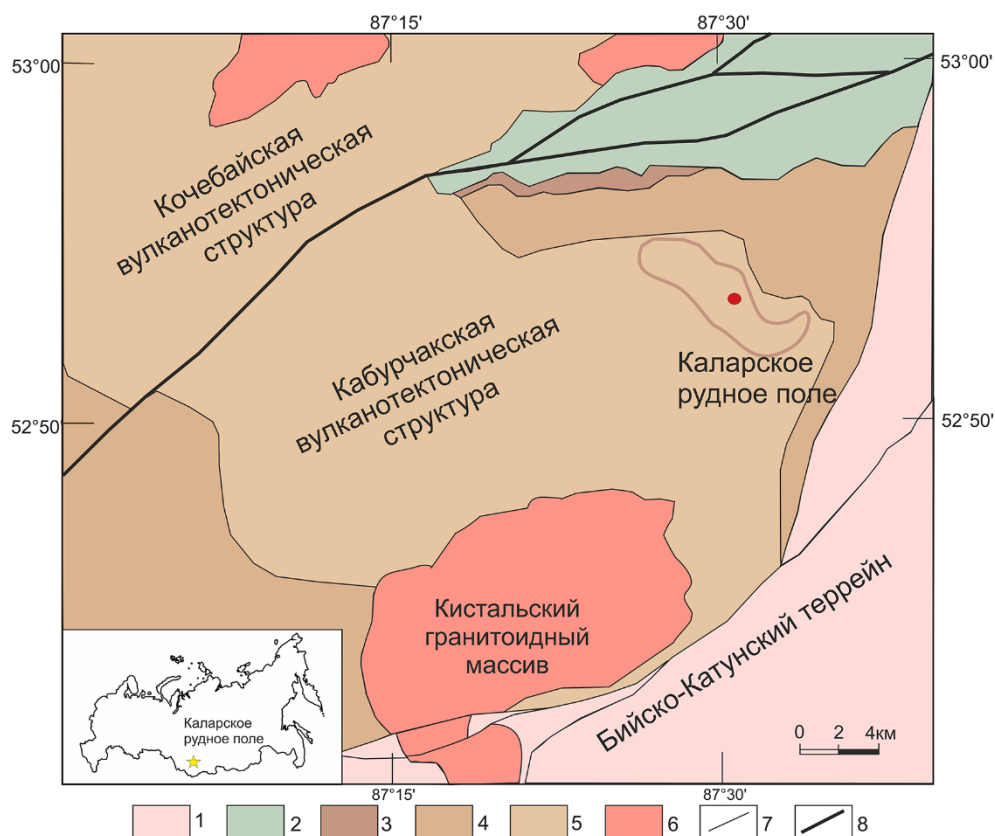


Рисунок 1. Схема расположения Каларского рудного поля на геологической схеме (по Leibham, 2022).

1 – известняки и глинисто-кремнистые сланцы; 2 – вулканогенно-осадочные породы, базальты и песчаники; 3 – конгломераты, песчаники; 4 – лавы и туфы основного и среднего состава; 5 – туфы среднего и кислого состава; 6 – граниты и порфировые граниты; 7 – геологические границы; 8 – разломы.

В пределах рудопроявления широко распространены пропилиты, образованные по эффузивным породам среднего и кислого состава. Кварц-хлорит-эпидот-альбитовая ассоциация пропилитов с пиритом и пирротинном, распространённая близ зальбандов жил и разломов, резко сменяется кварц-хлорит-альбитовой в метасоматически изменённых вулканитах.

На следующей стадии формирования рудопроявления на пропилиты были наложены пирит-иллит-серицит-кварцевые метасоматиты, которые распространены близ зальбандов пирит-арсенопиритовых жил. Среди преобладающих минералов в аргиллизитах были отмечены иллит, серицит, хлорит и кварц, в меньшей степени каолинит, пирит и рутил (псевдоморфозы по ильмениту в магнетите) по данным рентгенофазового анализа (Лейбгам, 2021).

Среди рудных минералов были отмечены преимущественно пирит и арсенопирит, в меньшей степени пирротин, халькопирит и сфалерит, реже встречались сульфосоли Bi, Cu, Pb и Ag и тетраэдрит-(Zn) (Лейбгам, 2021; Leibham, 2022).

В работах предшественников предполагалось, что формирование самородного золота связано с массивными пирит-арсенопиритовыми жилами. Однако, в полированных шлифах из коренных руд самородного золота встречено не было и взаимоотношений с другими рудными минералами установить не удавалось.

В рамках этой работы по результатам электронной микроскопии были встречены золотины как в арсенопирите, так и в более поздних карбонатных просечках по пирит-арсенопиритовому агрегату. Пробность самородного золота в арсенопирите варьирует в пределах от 936 ‰ до 944 ‰ и от 866 ‰ до 885 ‰. В более поздних карбонатных просечках пробность золота варьирует от 349‰ до 591‰.

Вариации пробности самородного золота могут говорить о его формировании в разные стадии рудообразования – ранняя пирит-арсенопиритовая и завершающая сульфосольно-карбонатная.

Возраст минерализации эпитермальных руд Каларского рудопроявления оценивался Ag-Ag методом по серициту из метасоматитов – 396 ± 3.8 (Черных, 2013), и U-Pb методом по циркону из риолит-порфиоров – 379.5 ± 1.6 млн лет (Уваров, 2014). Таким образом, наблюдается некоторое противоречие в геохронологических оценках времени формирования руд, что может косвенно указывать на сложную и/или длительную эволюцию вулcano-магматической системы.

Целью данной работы является определение возраста рудобразования путем прямого датирования пирита. Исследования последних лет показали, что кристаллическая структура пирита способствует высокой сохранности радиогенного гелия (Yakubovich, 2019) и это делает возможным использование пирита в качестве (U, Th)-He геохронометра.

(U,Th)-He датирование основано на альфа-распаде ^{235}U , ^{238}U и ^{232}Th . (U,Th)-He возраст рассчитывается с помощью измеренных концентраций U, Th и He (Reiners, 2018).

Для датирования были выбраны зерна пирита, механически выделенные из минерализованных фрагментов керна двух скважин (7к и С-2), расположенных в центральной зоне рудопроявления. Детальное описание минерализации этих скважин приводится в работах Лейбгам (Лейбгам, 2021; Leibham, 2022).

Для определения возраста, 1-4 зерна общей массой в 1.5–2 мг помещались в кварцевую ампулу и запаивались в условиях фор-вакуума (Yakubovich, 2020). Концентрации радиогенного гелия измерялись на масс-спектрометре МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН. После измерения гелия ампула извлекалась из масс-спектрометра для дальнейшего измерения содержаний U и Th методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера ^{235}U - ^{230}Th . Образец растворялся в смеси плавиковой, азотной и хлорной кислот в закрытых тефлоновых бюксах в течение 48 часов в автоклаве при температуре 220°C. Измерения U и Th проводились на масс-спектрометре ELEMENT XR ICP в ГЕОХИ РАН. Для контроля каждого этапа измерений, параллельно проводились измерения содержаний урана, тория и гелия в пустых кварцевых ампулах. Для мониторинга достоверности аналитических данных использовался апатит Durango, являющийся международным стандартом для (U,Th)-He датирования. Расчет (U,Th)-He возраста производился с помощью программы IsoplotR (Vermeesch, 2018).

Результаты. Всего было получено 10 значений возрастов пирита для 3 фрагментов породы. Для всех образцов количество U и Th существенно выше фоновых значений. Для образцов из разных скважин различаются концентрации урана и U/Th отношение: для скважины 7к концентрация U варьируется в диапазоне 0.6–0.7 г/т и U/Th отношение 2.3–2.9, когда для скважины С-2 значения урана существенно ниже 0,2–0,4 г/т и значения U/Th отношения выше –

0.8–2.2. Концентрации гелия в образцах из скважины 7к выше, чем в образцах из С-2: $3.2\text{--}6.4 \times 10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$ и $1.2\text{--}2.4 \times 10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$, соответственно.

Значения (U,Th)-He возраста пирита характеризуются большой дисперсией от 328 до 402 млн лет. Значения распределены почти равномерно на всем интервале. Также можно выделить зависимость возраста от размера зерна: зерна большего размера имеют более молодые значения (U,Th)-He возраста.

Существенная овердисперсия значений (U,Th)-He возраста может быть связана либо с открытым поведением (U,Th)-He системы, либо наличием нескольких генераций пирита разного возраста.

Открытое поведение (U,Th)-He системы и, как следствие, изменение возраста происходит из-за потери и/или привноса как материнских изотопов урана и тория, так и дочернего гелия. Существует несколько факторов, влияющие на открытие (U,Th)-He системы:

1. Потеря материнских изотопов урана и тория может происходить при взаимодействии с грунтовыми водами (Yakubovich, 2020). Но рассматриваемые образцы были отобраны из скважин и не имеют признаков вторичных изменений, а значит, потеря U и Th маловероятна;

2. Потеря урана и тория также возможна при неполном растворении минеральных включений труднорастворимых минералов (циркон, апатит). Но разложение пирита производилось в автоклаве в условиях при которых большинство урансодержащих минералов (в том числе и циркон), полностью растворяются;

3. Увеличение возраста пирита может происходить из-за захваченного гелия, который мог попасть в минерал вместе с флюидом в форме газовой-жидких включений. Но содержания гелия во включениях в современном гидротермальном пирите ($10^{-8}\text{--}10^{-10} \text{ см}^3/\text{г}$; Stuart, 1994), как правило, на несколько порядков меньше, чем содержание радиогенного гелия в исследуемом пирите $\sim 10^{-5} \text{ см}^3/\text{г}$, поэтому вклад захваченного гелия кажется незначительным;

4. Радиогенный гелий может быть имплантирован в кристаллическую решетку минерала из вмещающих пород. Но, поскольку исследовались зерна, являющиеся фрагментами сульфидных жил, вклад имплантированного гелия компенсируется эжективированным (Farley, 1996), поэтому имплантированный гелий не может объяснить наблюдаемую овердисперсию значений возраста;

5. Поскольку пирит обладает высокой термической сохранностью гелия (Yakubovich, 2019), то термическая потеря гелия минералом маловероятна.

Таким образом, разброс значений (U,Th)-He возраста пирита из Каларского рудопоявления вероятно отражает особенности эволюции вулcano-магматической системы. Пирит может перекристаллизовываться/новообразовываться при метаморфических, тектонических и метасоматических событиях (Barrie, 2011; Vikentyev, 2017). При этом накопленный радиогенный гелий покидает решетку и (U,Th)-He система перезапускается. Уменьшение возраста пирита с увеличением размера зерна может как раз косвенно подтверждать наличие процесса перекристаллизации/новообразования пирита, сопровождающегося его укрупнением. Наличие широкого спектра возрастов может быть связано как с длительной историей развития гидротермальной системы, так и отражать более позднее событие, которое привело к появлению более поздних генераций пирита. В целом, верхняя граница полученных данных совпадает с возрастом становления гранитоидов Кистальского массива (403–404 млн лет; Вареник, 2020), а нижняя граница близка к возрасту коллизионных событий в регионе, возраст которых относится к серпуховскому веку (323–330 млн лет; Бабин, 2006).

Работы по изучению (U,Th)-He возраста пирита выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ 22-77-10088.

Бабин Г.А., Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф. и др. Легенда Алтае-Саянской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Новокузнецк: Запсибгеолсъемка. 2006.

Вареник А.В. и др. Поисковые работы на золото-серебряное оруденение в пределах перспективных участков Красногорско-Кабурчакской площади (Кемеровская область): геологический отчет о результатах работ / Новосибирск: СНИИГиМС. 2020.

Лейбгам П.Н. Минералого-геохимические характеристики Каларского Au-Ag рудопроявления (Горная Шория) // Магистерская диссертация. Москва. 2021

Уваров А.Н. и др. ГДП-200 листа N-45-XXVIII (Таштагольская площадь) / Елань. 2014.

Черных А.И., Неволько П.А., Борисенко А.С. Эпитермальное золото-серебряное оруденение Кабурчакского рудного узла (Горная Шория) – особенности локализации, минералогия и возраст // Минералогия, рудные и нерудные полезные ископаемые. 2013. Т.15. №3. С.76-82.

Barrie C. D., Pearce M. A., Boyle A. P. Reconstructing the pyrite deformation mechanism map // Ore Geology Reviews. 2011. 39(4). P. 265–276.

Leibham, P.N. Au-Ag mineralization of the Kalar orefield, Gornaya Shoriya, Russia // the 16th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA). The critical role of minerals in the carbon-neutral future. New Zealand. 2022. V.1. P.192–195.

Vikentyev I. V., Belogub E. V., Novoselov K. A., Moloshag V. P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals // Ore Geology Reviews. 2017. V.85. P. 30–63

Yakubovich O., Vikentyev I., Ivanova E., Podolskaya M., Sobolev I., Tyukova E., Kotov A. U-Th-He Geochronology of Pyrite from Alteration of the Au-Fe-Skarn Novogodnee-Monto Deposit (Polar Urals, Russia) – The Next Step in the Development of a New Approach for Direct Dating of Ore-Forming Processes // Geosciences. 2021. 11(10). P. 408.

Yakubovich O. V., Gedz A. M., Vikentyev I. V., Kotov A. B., Gorokhovskii B. M. Migration of Radiogenic Helium in the Crystal Structure of Sulfides and Prospects of Their Isotopic Dating // Petrology. 2019. 27(1). P. 59–78.

Глиноземистые гнейсы Беломорской провинции: результаты геохронологических исследований монацита и циркона

Суханова М. А.¹, Сальникова Е. Б.¹, Степанова А. В.², Адамская Е. В.¹

¹ИГДД РАН, г. Санкт-Петербург, *mariia.sukhanova.01@mail.ru*

²ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Беломорская провинция расположена в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Чупинский пояс является одной из крупных структур, входящих в нее, он сложен преимущественно глиноземистыми гнейсами. Гнейсы характеризуются широкими вариациями минерального состава и текстурных особенностей (Grt-Ку-Vt гнейсы, мигматизированные Grt-Ку-Vt-Or гнейсы, тонкозернистые немигматизированные Grt-Vt гнейсы (“сухари”), грубополосчатые интенсивно мигматизированные Grt-Ку-Vt гнейсы) и представляют собой неоднократно (в неоархее и в палеопротерозое) метаморфизованные осадочные породы (Ранний докембрий..., 2005; Азимов и др., 2015). Считается, что протолитом гнейсов являлись вулканогенно-осадочные образования, преимущественно граувакки (Ранний докембрий..., 2005), но существует и другая точка зрения, согласно которой глиноземистые гнейсы Чупинского пояса образовались при метаморфизме флишевых толщ (Слабунов, Азимов, 2022). Условия метаморфизма в Чупинском поясе достигают гранулитовой фации повышенных давлений (Ранний докембрий..., 2005; Слабунов и др., 2016).

Геохронологическое изучение пород Беломорской провинции ведется давно: многие исследователи посвятили свои работы U-Pb геохронологическому исследованию циркона, рутила и титанита (Vibikova et al., 2001, Слабунов и др., 2016 и другие работы).

В то же время незаслуженно мало внимания уделялось геохронологическим исследованиям монацита (Азимов и др., 2015, Суханова и др., 2022), хотя этот минерал является одним из наиболее подходящих для оценки возраста высокотемпературного метаморфизма ввиду высокой температуры закрытия U-Pb системы (Cherniak, et al., 2004).

Стоит отметить, что информация о возрасте накопления и источниках сноса протолита глиноземистых гнейсов также носит фрагментарный характер. В данной работе представлены результаты U-Pb (ID TIMS) геохронологических исследований монацита и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований циркона из глиноземистых гнейсов трех участков Чупинского пояса.

Самый южный из изученных участков располагается в районе поселка Амбарный, на западном берегу озера Печное. Гнейсы были мигматизированы и метаморфизованы в условиях высоко- и среднетемпературной амфиболитовой фации (700–550 °С, 9–5 кбар, П.Я. Азимов). Полученная оценка возраста монацита из этих пород составляет 1857±4 млн лет. Кроме того, в породе присутствует монацит архейского возраста – 2733±8 млн лет. Возраст (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) оболочек циркона составляет 1849-1886 млн лет и 2583-2668 млн лет и близок к возрасту монацита. Возраст ядер циркона из этих гнейсов варьирует в пределах 2778-2838 млн лет, возраст пика на кривой вероятностей составляет 2820 млн лет и рассматривается в качестве оценки возраста гомогенного источника сноса.

Grt-Ку-Vt гнейсы района Хитогоры, расположенного в средней части Чупинского пояса на южном берегу Станционного полуострова Верхнего Пулонгского озера, также метаморфизованы в условиях высокотемпературной и среднетемпературной амфиболитовой фации (от 700 до 570 °С и от 9 до 5.5 кбар, П.Я. Азимов, устное сообщение). В породах проявлена частичная мусковитизация. Оценка возраста монацита из гнейсов этого участка составляет 1865±5 млн лет.

Участок «Плотина Лягкомина» (озеро Ковдозеро) расположен севернее двух других изученных участков. Grt-Vt-Ку гнейсы мигматизированы, P-T условия метаморфизма соответствуют среднетемпературной амфиболитовой фации (650-630 °С и 9–7.5 кбар).

Присутствуют признаки проявления низкотемпературных преобразований. Полученная оценка возраста монацита соответствует 1848 ± 3 млн лет. Возраст ядер циркона 3.0 и 3.1 млрд лет указывает на два источника сноса архейского возраста (Бибикова и др., 2004).

Таким образом, в пределах рассматриваемых участков наблюдается не только неоднородность Р-Т условий метаморфизма, проявленных в глиноземистых породах Чупинского пояса, но и различия в возрасте проявления его пиковой температуры, о чем может свидетельствовать разница в возрасте монацита из гнейсов. Эти данные позволяют сделать вывод о различной скорости эксгумации в ходе палеопротерозойского метаморфизма в разных частях Беломорской провинции. Однако для полной расшифровки истории Беломорской провинции в палеопротерозойское время необходимо привлекать данные о возрасте других минералов-геохронометров.

Результаты геохронологического изучения циркона из глиноземистых гнейсов Чупинского пояса указывают на различный возраст их протолитов.

Благодарности. Авторы признательны П.Я. Азимову за предоставленные образцы гнейсов и оценки параметров метаморфизма. Исследования выполнены при поддержке плановой темы НИР FMUW-2022-0003 и FMEN-2023-0009.

Азимов П.Я., Ризванова Н.Г., Глебовицкий В.А. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов и мигматитов Чупинского пояса (Беломорская провинция, Фенноскандия): U–Pb датирование монацитов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии (2-5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН). СПб: Sprinter. 2015. С. 16-17.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U–Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. С. 227–244.

Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред.: Глебовицкий В.А. СПб.: Наука. 2006. 711 с.

Слабунов А.И., Азимов П.Я. Возрасты и геохимия цирконов из мигматизированного архейского флиша Беломорской провинции и геодинамические следствия // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г). — СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. С. 143-144

Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., Жанг Л., Кевлич В.И. Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 71-74.

Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Стифеева М.В., Котов А.Б., Азимов П.Я., Галанкина О.В. Термохронология метаморфических комплексов Гридинско-Амбарнинского домена Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г). — СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. С. 155-156

Bibikova E, Skiold T., Bogdanova S., Gorbachev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Research. 2001.V. 105. P. 315–330.

Cherniak D.J., Watson E.B., Grove M., Harrison T.M. Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. P. 829-840.

Анализ действующей системы мониторинга подземных вод Мочинского участка водозабора Подольска

Топильская В. В.¹, Черепанский М. М.¹

¹МГРИ, г. Москва, viktoriatopilskaya@mail.ru

Мочинский участок недр предназначен для разработки западной части Пахринско-Деснянского месторождения подземных вод для водоснабжения строящегося микрорайона «Кузнечики», г. Подольска. Целевыми водоносными горизонтами служат подольско-мячковский и среднекаменноугольный водоносные комплексы. Водозабор на Мочинском участке недр состоит из 20 скважин (№10б, 10а, 10, 34, 11, 37, 38, 39, 12, 12а, 35, 35Д, 33, 33Д, 31, 32, 32Д, 30, 30Д, 81), расположен на площади 25 км². Скважины вводились в эксплуатацию с 1963 года поэтапно. Длина водозабора составляет 3.2 км. Средняя глубина скважин составляет 54 м, самой глубокой скважиной является №37 (её глубина составляет 70 м).

Мониторинг на Мочинском участке недр ведётся на эксплуатационных скважинах. На каждой из скважин установлены счетчики для регистрации дебита и логгер для фиксирования уровня воды в скважине. В отдельных случаях, для проверки состояния или ремонта скважины, осуществлялся выезд на сами скважины с замером уровня подземных вод с помощью уровнемера. В основных же случаях все результаты фиксировались с помощью ПО MastersCADa. Наблюдательные скважины на участке были запроектированы, но не построены.

При анализе данных, полученных при помощи имеющейся системы мониторинга, был выявлен нестабильный водоотбор в скважинах (несоответствие лицензионного водоотбора и фактического). Нестабильность водоотбора может привести к угрозе увеличения разницы между горным давлением на кровлю и гидростатическим напором, что введёт к увеличению мощности второй от поверхности зоны аэрации и изменению качества подземных вод в аэробных условиях среды.

Наличие техногенной второй от поверхности зоны аэрации создает угрозу обрушения кровли и проседания поверхности земли, поскольку нарушает равновесное соотношение горного давления вышележащих пород и гидростатического напора на кровлю водоносного горизонта. Кроме этого, подобная ситуация может привести к изменению качества подземных вод: из-за смены анаэробной обстановки, характерной для напорного горизонта, на аэробную, в которой лучше условия выживаемости патогенной микрофлоры, поступления химических элементов из вышележащих глин в результате элизионных процессов под действием горного давления.

Проблема мониторинга состоит в отсутствии данных о статическом уровне, динамике изменения абсолютных отметок поверхности земли для контроля опасности обрушения кровли горизонта, изменения качества подземных вод связи с недостаточностью контролируемых компонентов качества подземных вод по всем показателям, предусмотренным нормативными документами (токсичные металлы, радиологические показатели). Для решения этой проблемы необходимо разработать проект по оптимизации системы мониторинга Мочинского участка водозабора города Подольска.

Нуриманов Р.Н. «Переоценка запасов подземных вод по участку недр «Мочинский» МУП «Водоканал» Подольского района Московской области». 2012. 149 с.

Кинетика обезвоживания природных кристаллогидратов

Упова Н. С.¹

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, nuporova84@gmail.com

Вода – одно из важнейших веществ на нашей планете. Она повсеместно встречается в твердом, жидком и парообразном состояниях, и все известные биологические системы зависят от её уникальных химических и физических свойств. Более того, многие материалы существуют в виде аддуктов воды, главными из которых являются кристаллогидраты (особый класс соединений), которые обычно сохраняют воду неопределенно долго при температурах ниже комнатной. Многие кристаллогидраты могут обмениваться водой с атмосферой при четко определенных условиях температуры, давления и относительной влажности. Установление условий, управляющих гидратацией и обезвоживанием, является важнейшим аспектом материаловедения (Eaby et al., 2023). Кроме того, важным является баланс между кинетикой выделения воды и энергетическими расходами на термическую регенерацию. Следовательно, температура начала выделения воды T_{on} , то есть пороговая температура, ниже которой скорость потери воды фактически равна нулю, является ключевым интенсивным свойством любого гидрата. Выше T_{on} на скорость обезвоживания влияют факторы окружающей среды, кондиционирование образца и другие интенсивные параметры, такие как энергия активации E_a , частотный коэффициент и порядок реакции. T_{on} обычно определяют термогравиметрическим анализом (ТГА) или дифференциальной сканирующей калориметрией (ДСК) или дифференциальным термическим анализом (ДТА) в атмосфере, состоящей из продувочного воздуха при относительной влажности 0% и давлении 1 атм.

В свете современных представлений о кинетике и механизме химических реакций в твердой фазе, процессы, происходящие при дегидратации кристаллогидратов, могут быть разделены на несколько групп (УХН): 1) процессы, связанные с возникновением зародышей продукта реакции; 2) образование и рост реакционных ядер; 3) суммарная кинетика процесса и суммарный механизм реакции; 4) автокаталитические реакции. Обезвоживание кристаллов, содержащих воду в виде отдельных молекул H_2O , исследовали на протяжении многих десятилетий с использованием множества экспериментальных методов. Но до сих пор в литературе нет единого мнения на счет механизма термической дегидратации некоторых минералов-кристаллогидратов разных минеральных групп (классов) и стадийности данного процесса. В этой работе проводятся фундаментальные исследования твердотельных реакций удаления воды из кристаллов, а также кинетики и механизмов скоростных процессов, в которых они участвуют на примере таких известных кристаллогидратов, как гипс, ломонтит и стильбит из определенных географических местонахождений с целью сравнения и получения новых данных с помощью современных методов расчета. Гипс, безусловно, является наиболее распространенным сульфатным минералом, по составу дигидрат сульфата кальция с химической формулой $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Ломонтит — минерал, водный алюмосиликат кальция из группы цеолитов с формулой $Ca(Si_4Al_2)O_{12} \cdot 4H_2O$. Стильбит - серия минералов группы цеолитов с общей формулой $(Me_{0.5-1})_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 28H_2O$.

Методика исследования

Исследование физико-химических процессов и термических характеристик образцов природных кристаллогидратов выполнено с помощью прибора синхронного термического анализа STA 449 F5 Jupiter (NETZSCH, Германия) методами дифференциального термического анализа (ДТА) и термогравиметрии (ТГ) в температурном интервале (30-1300)°С. Измерения выполнены в тиглях из корунда в токе синтетического воздуха (навески 120-130 мг) при скоростях сканирования 10 К/мин. Калибровка температуры и чувствительности (определения энтальпии реакций по площади пика) проведена по металлам (In, Sn, Bi, Zn, Al, Ni, Ag, Au) чистотой не хуже 99,99 масс.%. Погрешность в определении температуры составляет ($\pm 1^\circ$), ошибка в определении изменения массы ($\pm 0,05\%$) (свидетельство о поверке №С-С/14-02-

2022/131933018). Обработка данных ДТА-ТГ производится с помощью программного обеспечения NETZSCH Proteus. По кривым ТГ и ДТГ определялись потери массы гипса при нагревании; кривая ДТА служила для характеристики наблюдаемых термических эффектов. Для исследования кинетики процессов выполнялись измерения ДТА при скоростях нагрева 2, 5, 7.5, 10, 15, 20 К/мин.

Минерально-фазовый состав порошкообразных образцов был выполнен с использованием метода порошковой дифрактометрии. Данные рентгеноструктурного анализа были получены с использованием дифрактометра XRD-7000 (Shimadzu, Япония) с $\text{CuK}\alpha$ -излучением в диапазоне углов $3 - 70^\circ$, с шагом $\Delta(2\theta) = 0.02^\circ$ и экспозицией 1.2 с на каждом шаге. Расшифровка рентгенограмм материалов была проведена с помощью программного обеспечения SiroQuant.

Результаты

В данной работе исследованы термические свойства образцов природных образцов гипса, стильбита и ломонтита. При нагревании всех образцов кристаллогидратов происходит обезвоживание в несколько этапов. Например, дегидратация гипса происходит в два этапа с образованием промежуточного полугидрата ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ (бассанит)) (Иванова, 1974). Температура реакции гипс-бассанит варьируется в интервале $(174-181)^\circ\text{C}$. Далее, полугидрат гипса, при повышении температуры превращается в ангидрит ($\gamma\text{-CaSO}_4$ - ангидрит III), температура завершения дегидратации находится в интервале температур $(199-206)^\circ\text{C}$. Экспериментальные значения потери массы для чистого гипса составляют 21.01 %, связанные с дегидратацией, что близко к теоретическим значениям в интервале $(30-650)^\circ\text{C}$. Дегидратация стильбита происходит в два этапа с потерей массы 16.15% в интервале температур $(30-440)^\circ\text{C}$. Температурно-индуцированное обезвоживание ломонтита происходит в три этапа с потерей массы 14.71% в температурном интервале $(300-800)^\circ\text{C}$.

Чтобы получить полную кинетическую оценку механизма дегидратации водных минералов и другие кинетические параметры, такие как предэкспоненциальный фактор А и точный параметр модели реакции n, необходимы исследования свойств при разных скоростях сканирования.

При измерении ДТА при разных скоростях нагрева, температуры пиков смещаются в сторону более высоких температур (рис.1). В результате данного исследования, с помощью программы NETZSCH Thermokinetics, определены значения эффективных энергий активации, параметр модели реакции и кинетическая модель химических твердотельных реакций природных кристаллогидратов с использованием неізотермического метода нелинейной регрессии, которая основана на минимизации разницы между экспериментальными и расчетными данными с использованием уравнения.

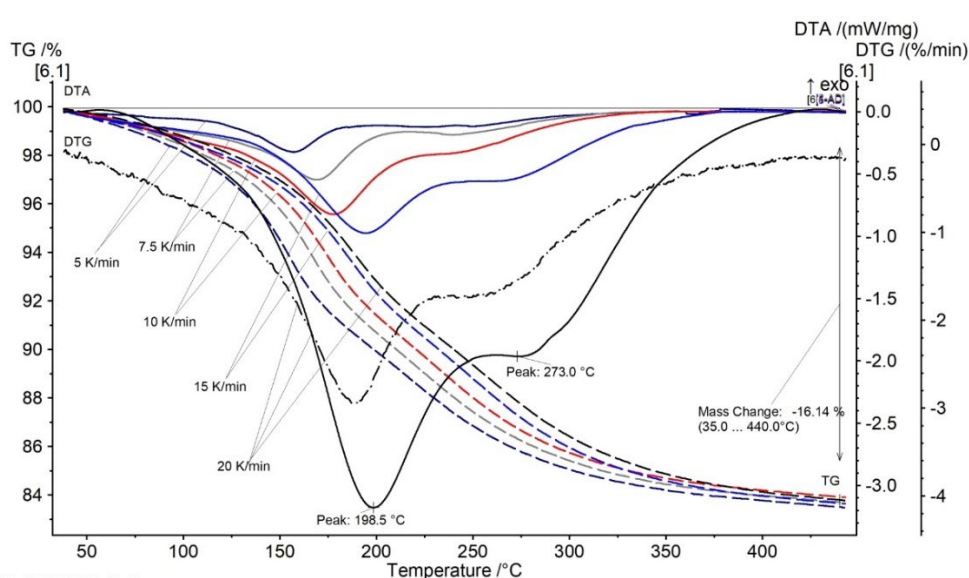


Рисунок 1. Кривые ДТА для стильбита, полученные при скоростях сканирования 5, 7.5, 10, 15, 20 К/мин.

Работа выполнена в рамках темы Госзадания ИГГ УрО РАН № АААА-А19-119071090011-6 на оборудовании ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН), дооснащение которого поддержано грантом Минобрнауки РФ (Согл. №075-15-2021-680).

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. / Л., «Недра». 1974. 399 с.

Ляхов Н.З. и Болдырев В.В. Механизм и кинетика дегидратации кристаллогидратов // Успехи химии. 1972. Т. XLI. С.1960-1976.

Eaby A.C., Myburgh D. C. et al. Dehydration of a crystal hydrate at subglacial temperatures // Nature. 2023. V. 616. P.288–292.

Сравнительный анализ методов прогнозирования концентраций серебра с использованием машинного обучения в пределах Центрального рудного узла (Чукотский АО)

Фигероа Б. Ф. К.¹, Савинова О. В.¹

¹ТПУ, г. Томск, ffigueroa.balvin@gmail.com

Центральный золото-сереборудный узел расположен в Канчалано-Амгуэмской металлогенической зоне, являющейся частью внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Полезные ископаемые района образовались в течение мелового минерагенического этапа, совпадающего с этапом формирования ОЧВП. Наиболее характерным для Канчалано-Амгуэмской металлогенической зоны является оруденение золото-серебряной формации. В 25-ти километрах северо-западнее находится эксплуатируемое золото-серебряное месторождение Валунистое, выбранное в качестве эталонного объекта-аналога с установленной промышленной значимостью для Центральной перспективной площади (Ширшов С.А, 2020).

Целью работы является анализ и сравнение точности нейронной сети (ANN) и трех методов машинного обучения (ML) для прогнозирования содержания серебра (Ag) на основе геохимических данных, полученных методом приближенно-количественного спектрального анализа на 16 элементов (Pb, As, Cr, W, Ni, Co, Bi, Mn, Ba, Be, Li, Mo, Sn, Cu, Ag и Zn). Исходный материал представляет собой набор данных, содержащий 8920 образцов и 19 переменных, включающих координаты, глубину и концентрации элементов. На начальном этапе анализа оценивалось распределение собранных данных. Этот шаг имеет решающее значение для понимания того, как распределяются концентрации серебра в геохимических образцах. При проверке распределения данных было обнаружено, что они не соответствуют стандартному нормальному распределению. Поскольку данные не были распределены нормально, были применены методы нормализации. Цель нормализации – сделать данные более сопоставимыми и пригодными для дальнейшего анализа (James et al., 2013). В этом случае робастная нормализация помогла уменьшить влияние выбросов и улучшить распределение данных. Помимо нормализации, для преобразования данных использовался метод натурального логарифма (ln). Логарифмическое преобразование является распространенный метод обработки асимметричных данных, если они не соответствуют нормальному распределению (Carranza, E.J.M., 2011). Применение натурального логарифма уменьшает дисперсию и облегчает статистический анализ и моделирование. Для дальнейшего улучшения качества данных был реализован процесс удаления выбросов. Выбросами называют необычные наблюдения, которые могут исказить результаты анализа (Pearson, R. K., 2002). Удаление этих значений гарантирует, что аномальные данные не окажут негативного влияния на модели машинного обучения.

Данные были разделены на обучающую и тестовую выборки для обучения и оценки производительности моделей, соответственно. Такое разделение гарантирует, что модели смогут обобщать невидимые данные. С помощью перекрестного поиска по сетке были выбраны оптимальные параметры модели. Этот процесс позволяет настроить гиперпараметры модели машинного обучения для достижения максимально возможной производительности. Взаимосвязь между геохимическими переменными устанавливалась с помощью четырех основных подходов: факторного анализа, агломеративной кластеризации, кластерного анализа и метода k-means. Факторный анализ выявил основные закономерности в переменных, упрощая интерпретацию. Агломеративная кластеризация группирует элементы со схожими профилями, а кластерный анализ группирует связанные переменные. Алгоритм k-means сгруппировал элементы на основе общих характеристик. Эти подходы выявили закономерности и взаимосвязи между переменными, что повлияло на выбор модели машинного обучения для оценки концентраций серебра.

Что касается архитектуры модели искусственной нейронной сети (ANN), она была разработана с последовательной структурой, включающей несколько уровней: входной, скрытый уровень и выходной уровень. В процессе обучения ANN подвергалась 75 эпохам корректировки, при этом наблюдалась эффективная коррекция, минимизировавшая расхождения между предсказаниями модели и реальными значениями. Максимальные значения коэффициента детерминации (R2) достиг значения 0,6187 в обучающей выборке и 0,6646 в тестовой выборке. Для оптимизации метода опорных векторов (SVM) учитывалось значение C, которое уравнивает максимизацию точности и минимизацию ошибок классификации. Кроме того, была применена стандартизация данных с помощью Standard Scaler для обеспечения равномерного взвешивания функций в модели. Оценка выявила значение R2 равное 0,6555 на обучающем наборе и 0,6512 на тестовом наборе. С другой стороны, модель XG Boosting использовала модель XGB Regressor с корректировками нескольких ключевых параметров. Было выполнено 1000 обучающих итераций и установлена максимальная глубина 7 для контроля сложности модели. Параметр «eta» был установлен на 0,01, чтобы влиять на скорость обучения, а «colsample bytree» был установлен на 0,8, чтобы внести некоторую степень случайности в процесс. Результаты, полученные с помощью модели XG Boosting, были идеальными. Коэффициент детерминации (R2) достиг максимального значения 0,8955 в обучающем наборе, что указывало на то, что модель способна объяснить примерно 89,55% изменчивости обучающих данных. В тестовом наборе R2 составлял 0,7481, что позволяет предположить, что модель смогла объяснить около 74,81% изменчивости невидимых данных (рис. 1).

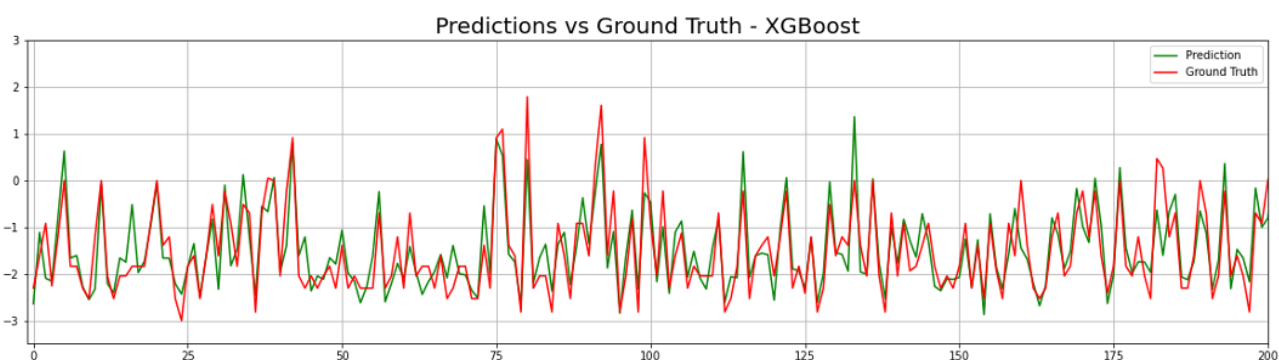


Рисунок 1. Сравнение прогнозов (Prediction) с фактическими значениями (Ground Truth) в модели XGBOSST.

Кроме того, была проведена перекрестная проверка, направленная на вычисление средней абсолютной ошибки (MAE). Результаты показали среднее значение MAE 0,354, что повысило эффективность и надежность модели XG Boosting при прогнозировании концентрации серебра. Наконец, модель случайного леса (RF). Был учтен параметр max_length, которому было присвоено высокое значение 1000 для управления максимальной глубиной деревьев. В обучающем наборе модель Random Forest достигла максимального значения R2 равного 0,9604. В тестовом наборе R2 составлял 0,7262, что позволяет предположить, что модель смогла объяснить около 72,62% изменчивости невидимых данных.

Результаты были представлены в таблице, суммирующей баллы R2 для каждого метода в различных группах на основе их индекса корреляции (Таблица 1), где каждая группа представляла свой аналитический подход. Каждому методу был присвоен рейтинг на основе его эффективности.

С точки зрения сходства, все методы моделирования имели общий подход к оценке концентрации серебра. Все они продемонстрировали способность улавливать изменчивость данных, но с разным уровнем точности. Более того, результаты отражают общую согласованность рангов, присвоенных методам, что предполагает определенную стабильность их относительной эффективности в различных группах.

Таблица 1. Сравнение эффективности прогнозирования на основе R2 по группам.

GROUP	RELATIONSHIP INDICES	ANN	SVM	XG BOOST	RF	RANK
1	ALL DATA	0.6620	0.6512	0.7481	0.7262	1
2	FACTOR ANALYSIS	0.6398	0.6065	0.6896	0.6960	4
3	AGLOMERATIVE CLUSTER	0.4527	0.3320	0.5155	0.5801	5
4	CLUSTER BY VARIABLES	0.6646	0.6386	0.7227	0.7222	2
5	K-MEANS	0.6390	0.6107	0.7171	0.7032	3

Однако, между методами наблюдались и существенные различия. XGBoost получил наивысший балл R2 в большинстве групп, что указывает на его превосходство с точки зрения точности прогнозирования. SVM и RF также показали хорошие результаты, тогда как ANN и SVM в некоторых случаях показали несколько худшие результаты (рис. 2).

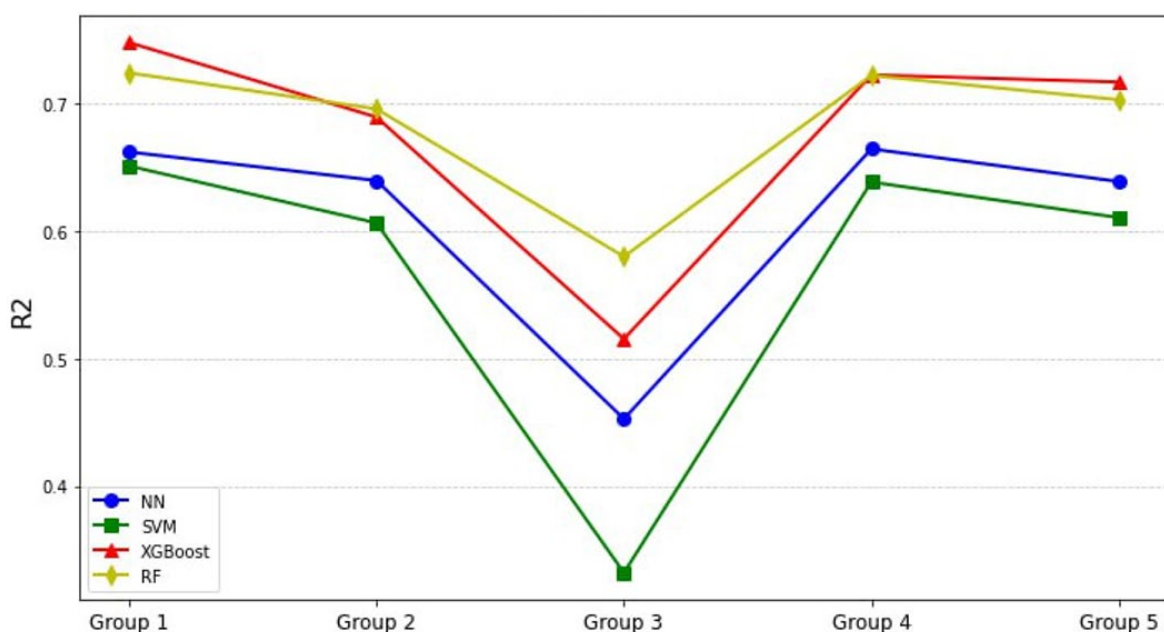


Рисунок 2. Сравнение результатов прогнозирования коэффициента детерминации (R2) для каждой группы.

Данное исследование подчеркивает важность применения и анализа не одного, а нескольких методов машинного обучения в области разведки полезных ископаемых и способствует более полной и точной оценке концентраций драгоценных металлов в месторождениях полезных ископаемых.

Ширшов С.А. Поисковые работы на золото и серебро в пределах Центрального рудного узла Канчалано-Амгуэмской рудной зоны (Чукотский АО) / Проектная документация. 2020. Москва.

Carranza, E.J.M. Analysis and mapping of geochemical anomalies using log ratio-transformed stream sediment data with censored values // Journal of Geochemical Exploration. 2011. V. 110. P. 167-185. doi: 10.1016/j.gexplo.2011.05.007.

Ibrahim, B., Majeed, F., Ewusi, A., & Ahenkorah, I. Residual geochemical gold grade prediction using extreme gradient boosting // Environmental Challenges. 2022. V. 6. <https://doi.org/10.1016/j.envc.2021.100421>.

James G., Witten D., Hastie T., Tibshirani R. An Introduction to Statistical Learning // Springer. 2013.

Pearson, R. K. Outliers in process modeling and identification // IEEE Transactions on Control Systems Technology. 2002. V. 10(1). P. 55-63. doi: 10.1109/87.974338.

Типохимизм и формационные типы коренных источников самородного золота россыпей Егорьевского рудно-россыпного района (СЗ Салаирский кряж)

Фоминых П. А.¹

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, fominykhpa@igm.nsc.ru

На территории СЗ части Салаирского кряжа золото является основным полезным ископаемым (Неволько и др., 2019). Здесь известны его эндогенные, элювиальные и россыпные месторождения золота, большое число проявлений, пунктов минерализации, геохимических и шлиховых ореолов и потоков, объединенных в Егорьевский рудно-россыпной район. Россыпная золотоносность на территории установлена и активно эксплуатируется уже более четверти тысячелетия (Fominykh et al., 2020), а многоуровневые россыпи расположены на всех участках речных сетей, но по сей день достоверно не были выявлены коренные источники золота, послужившие образованию столь обширного ореола его рассеяния. Выявление первичных источников самородного золота усложняется многолетней выработкой и рекультивацией россыпных месторождений.

На текущий момент выделяются (Геологическое строение..., 1998) Суенгинское, Иковское, Тайлинское и Бердское россыпные поля (рис.1). В Суенгинском россыпном поле сосредоточены почти все рудные объекты золото-сульфидно-кварцевого типа и наиболее высокопродуктивные россыпи, в Иковском и в восточной части Тайлинского проявлено полиметаллическое, а в наименее изученном Бердском прогнозируется полиметаллическое оруденение (Fominykh et al., 2020). Большинство россыпей, залегают в полях развития относительно легко разрушаемых карбонатных и терригенно-карбонатных пород (Нестеренко и др., 1984). В СЗ крыле Егорьевской антиклинали располагаются Новолушниковское золото-сульфидно-кварцевое и Егорьевское месторождения. В работах предшественников (Росляков и др., 2001) под золотоносными образованиями Егорьевского месторождения понимаются метасоматиты лиственит-березитового состава образованные по терригенно-карбонатным породам суенгинской и кинтерепской свиты (Неволько и др., 2019). Еще одним не маловажным источником самородного золота Егорьевского рудно-россыпного района являются участки коры выветривания кварц-слюдисто-карбонатных метасоматитов по образованиям Тайлинского комплекса. К наиболее перспективным участкам относят Лутанский, Гусельнятский и Лапинские участки (Росляков и др., 2001).

Химический состав самородного золота выделенных россыпных полей и их участков изучался микрозондовым методом в классической системе концентраций Au-Ag-Cu-Hg. Далее исходя из содержаний Ag вся совокупность самородного золота была предварительно разделена на группы. Выделение первичных групп проводилось с использованием диаграмм кумулятивных процентов по отношению к весовому содержанию серебра (Неволько и др., 2017; Fominykh et al., 2020). Основными интервалами изменения поведения кривой служат участки, отвечающие содержанию Ag: до 5 мас.%, 10-12 мас.%, 12-25 мас.% и более 25 мас.%. В ходе дальнейшего анализа данных о составе учитывалось наличие и количественное содержание примесей Hg и Cu в золоте. Явно выделяются выборки отличимые по значимым содержаниям Cu (до 4 мас.%) и Hg (до 20 мас.%). При всем при этом, золото характеризующееся содержанием Cu более чем 0,5 мас.%, как правило, содержит Hg более 5 мас.%. В ртутистом самородном золоте (Hg более 5-10 мас.%), напротив, значимых концентраций меди не обнаруживается. Последующий анализ самородного золота на предмет наличия заключенных в нем минеральных фаз выявил микровключения рудных минералов и их устойчивые минеральных ассоциации. Увязка полученных данных о микровключениях с особенностями химического состава самородного золота легла в основу типизации всей совокупности самородного золота россыпных полей Егорьевского рудно-россыпного района (Таблица 1).

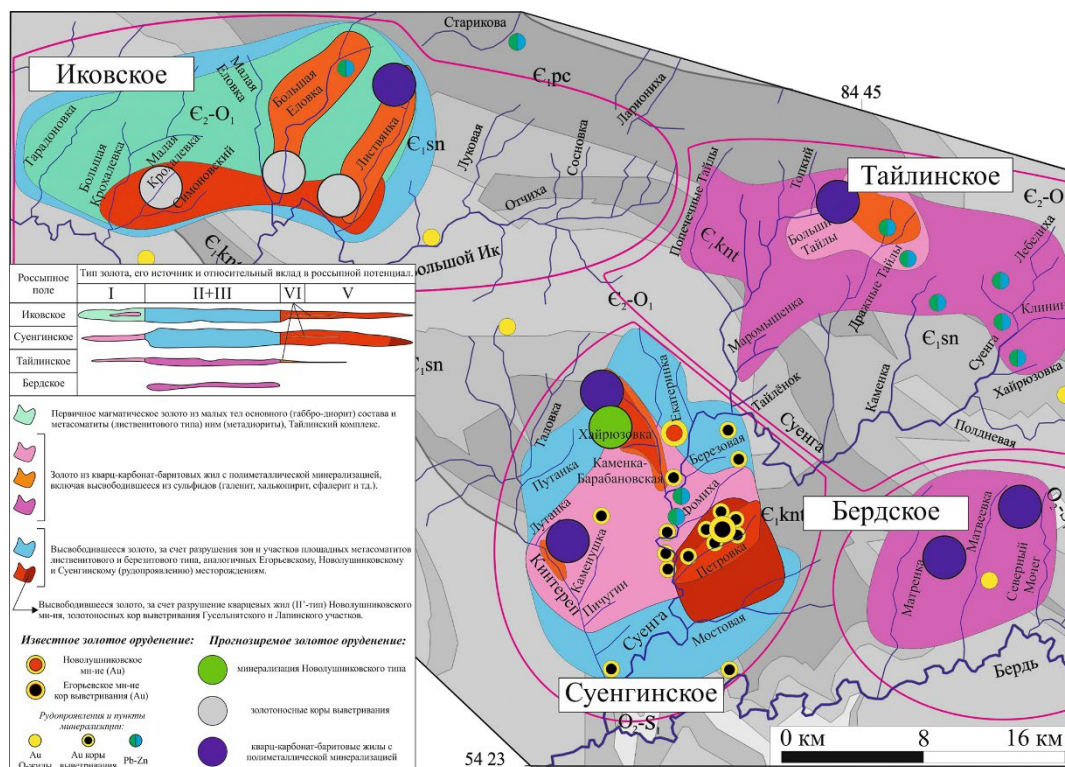


Рисунок 1. Геологическое строение, фактические и предполагаемые источники самородного золота россыпной Егорьевского рудно-россыпного района.

Таблица 1. Типы самородного золота, выделяемые по составу.

Тип золота	Химический состав, мас%			Минеральные микровключения
	Ag	Hg	Cu	
Медистое, <i>Tun-I</i>	до 7	до 5	0,5-4	Халькопирит, Галенит, Ковеллин, Пирит Магнетит, Ильменит, Рутил
Серебристое, <i>Tun-II</i>	до 12	до 10	< 0,5	Пирит, Арсенопирит, Халькопирит, Галенит, Блеклая руда, Теллуросмугин, Теллуриды (Bi, Ag, Hg и Pb), Кварц, Рутил
Умеренно-серебристое, <i>Tun-III</i>	12-25	до 5	< 0,5	
Высоко-серебристое, <i>Tun-IV</i>	25-50	до 5	< 0,5	Пирит, Галенит
Ртутистое, <i>Tun-V</i>	до 12	10-20	< 0,5	Алтайт, Колорадоит, Аурустибит, Те-висмутит, Галенит

Для Крохалевского участка Иковского россыпного I типа является характерным. IV-тип самородного золота наиболее проявлен на Еловском участке Иковского россыпного поля. Тайлинское и Бердское россыпные поля полностью сложены II и III типом самородного золота, в разных пропорциях. На участке Суенгинского россыпного поля установлены все выявленные типы самородного золота, включая собственный V-тип.

Микроэлементный анализ самородного золота проводился ЛА-ИСП-МС методом. К исследованию применялось золото из ранее выделенных типов и руд Новолушниковского месторождения, на следующий набор элементов: Mg, Al, Si, S, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Mo, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Pt, Tl, Pb, Bi, It и Hg. Исследуемые участки золота обладали заведомо известным составом (Ag, Cu, Hg, мас.%) и гомогенным строением. Медистое самородное золото установлено в россыпях Иковского и Суенгинского полей. Проведенный анализ установил незначительные 5-100 ppm (до 1000 ppm) примеси Pd во всем самородном золоте Иковского россыпного поля, в аналогичном золоте Суенгинского и

Тайлинского россыпного поля палладистого золота выявлено не было. Основным аргументом в происхождении палладистого золота является широкое распространение малых тел основного состава Тайлинского комплекса на участке Иковского россыпного поля (Фоминых и др., 2020). В самородном золоте Тайлинского россыпного поля установлена отличительная микропримесь Sb. Значения концентрации незначительны, и составляют 5-300 ppm. Для самородного золота Суенгинского и Иковского россыпных полей такая микропримесь не выявлена. При детальном рассмотрении взаимоотношений Ag-Sb наблюдаются несколько анализов относимых к ртутистому золоту и золоту руд Новолушниковского месторождения. Появление в закрытых выборках представителей других типов обусловлено захватом пучком лазера минеральных микровключений сложных сульфосолей, что подтверждается набором элементов Sb-(Se, Te, Bi)-Pb и их стехиометрическими закономерностями.

Согласно литературным данным и мнению предшественников (Росляков и др., 1995), источником медистого золота Иковского россыпного поля служили малые тела Тайлинского комплекса основного состава и метасоматиты по ним. Принимая во внимание, наличие микропримесей Pd и уникальный набор микровключений (магнетит, ильменит и рутил), не исключается и образование золота прямо в них. В то время как для аналогичного макросостава золота Суенгинского поля более характерна полиметаллическая ассоциация микровключений (халькопирит, галенит, ковеллин и пирит). Исходя из предположений о полиметаллическом происхождении медистого золота Суенгинского россыпного поля, и его наличии только в определенных россыпях, можно предполагать большее количество проявлений полиметаллов в пределах контура поля (Рис.1). Установленные микропримеси Sb в серебристом и умеренно-серебристом самородном золоте Тайлинского и Бердского россыпных полей позволили отличать его от аналогичного золота Суенгинского и Иковского россыпного поля. Ранее, включая собственные работы, считалось, что основное серебристое и умеренно-серебристое золото Егорьевского района попадало в россыпи за счет разрушения площадных метасоматитов и кор выветривания по ним. Однако, принимая во внимание протяженный полиметаллический пояс расположенный в верховьях рек Тайлинского поля, наличие примесей Sb, полиметаллическую специфику микровключений (пирит, халькопирит, галенит, блеклая руда, тетраэдрит, сфалерит и теллуриды (Bi, Ag, Hg и Pb)) в самородном золоте Тайлинского и Бердского россыпных полей, можно заключать, что основным источником золота служили кварц-карбонат-баритовые жилы с полиметаллической минерализацией. Такая же версия происхождения применима к высоко-серебристому самородному золоту Тайлинского и Иковского россыпных полей. В серебристом золоте, которого, установлены микровключения галенита и пирита. Вероятнее всего высвобождение серебристого, умеренно-серебристого и высоко-серебристого самородного золота происходило непосредственно из сульфидов, о чем свидетельствует широкое наличие включений сульфидов в золоте. Несмотря на различия в геологическом строении, и фактическом отсутствии рудоконтролирующей полиметаллическое оруденение печеркинской свиты на участке Бердского россыпного поля, можно предполагать наличие как минимум двух перспективных участков на золото содержащую сульфидную минерализацию и как минимум по одному для Тайлинского и Иковского полей.

Ртутистое самородное золото Суенгинского россыпного поля распространено локально, и в непосредственной близости от Новолушниковского и Егорьевского месторождений, что в целом и определяет его происхождение. В случае самородного золота с высокими содержаниями ртути Иковского участка, отвечающего химическому составу и набору микровключений (алтаит, колорадоит, аурустибит, Те-висмутит и галенит) характерных золоту кварцевых жил Новолушниковского месторождения, можно только предполагать скрытое оруденение, что согласуется с наличием разрозненных кварцевых жил расположенных близ основного течения р. Большой Ик.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8).

Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. II. Полезные ископаемые / ОАО «Новосибирскгеология»; Науч. ред. д-р. геол.-мин. наук Н.А. Росляков, канд. геол.-мин. наук В.Г. Свиридов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1998. С. 254.

Неволько П.А., Колпаков В.В., Нестеренко Г.В., Фоминых, П.А. Самородное золото аллювиальных россыпей северо-западного Салаира: состав, типы и минеральные микровключения // Геология и геофизика. 2019. Т.60. № 1. С.79-100.

Нестеренко Г.В., Грицюк Я.М., Осинцев, С.Р. Новое в изучении погребенных россыпей золота на Салаирском кряже // Проблемы континентального россыпеобразования. Владивосток. 1984. С. 225-234.

Росляков Н.А., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А. и др. Золотоносность кор выветривания Салаира / Новосибирск: изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1995. С. 170.

Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А., Рослякова Н.В., Васильев И.П., Неволько А.И., Осинцев С.Р. Минерагения зоны сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны / Новосибирск: издательство СО РАН, филиал “Гео”. 2001. 243 с.

Фоминых П.А., Арефьев Д.А., Неволько П.А., Колпаков В.В. ЛА ИСП МС анализ самородного золота аллювиальных россыпей – генетическая интерпретация (Иковское россыпное поле, СЗ Салаирский кряж) // Металлогения древних и современных океанов 2020. Т. 26. С. 162-165.

Fominykh P.A., Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Kolpakov V.V. Native gold from the Kamenska-Barabanovsky and Kharuzovka alluvial placers (Northwest Salair Ridge, Western Siberia, Russia): Typomorphic features and possible bedrock sources // Ore Geology Reviews. 2020. V.126. Art.103781.

Эволюция сульфидных отложений медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал)

Целуйко А. С.¹

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, tseluyko@mineralogy.ru

Колчеданные залежи являются одним из самых изученных рудно-формационных типов месторождений что связано с высоким экономическим потенциалом данного формационного типа и наличием комплекса высокотехнологичных примесных элементов (Контарь, Либарова, 1997). Исследователей колчеданных месторождений давно привлекает широкие вариации в составе руд на который влияет целый ряд факторов, включающий в себя различия в формационной обстановке, составе вмещающих пород, физико-химических условиях отложения сульфидов, степени постседиментационных и метаморфических изменений, зрелость гидротермальной рудоносной системы, состав рудообразующих флюидов, степень термального воздействия и многие другие факторы. Одна из главных проблем по оценке влияния постседиментационных процессов и в том числе регионального метаморфизма на текстурно-структурный облик, минеральный и химический состав руд до сих пор остается острой дискуссионной темой (Ярош, 1973; Еремин, 1983; Викентьев, 2004; Масленников, 2006; Сафина, Масленников, 2009; Maslennikov et al., 2019). В последнее время собирается все больше сведений о связи минерально-геохимических и текстурно-структурных особенностей колчеданных руд и околорудных отложений с ранними стадиями постседиментационных трансформаций – диагенезом, катагенезом и метагенезом. В связи с этим может быть поставлена задача по оценке влияния постседиментационных преобразований на химический состав сульфидов, минеральные и текстурно-структурные особенности палеогидротермальных и рудокластических сульфидных отложений.

Поставленные задачи предлагается решить на примере слабо метаморфизованного медноколчеданного месторождения Юбилейное (республика Башкортостан, Южный Урал). Интерес к данному месторождению обусловлен его принадлежностью к специфическому типу уральский-I, руды которых характеризуются преобладанием запасов меди над цинком, а рудные залежи залегают в низах баймак-бурибаевской свиты (D_{1c} b-br₁) и, по-видимому, занимают промежуточную позицию между месторождениями кипрского (домбаровского) и классического уральского типов (Серавкин, 2013). Руды Юбилейного месторождения продуктивны для обнаружения в них редкой минерализации, продуктов субмаринного окисления руд, реликтов палеогидротермальных сульфидных труб и сульфидных биоморфов (Целуйко и др., 2019).

Рассмотренные в предлагаемой работе колчеданные руды были изучены с использованием СЭМ JEOL JСХА-733, РЭММА-202М и VEGA3 Tescan (аналитики В.А. Котляров и И.А. Блинов). Содержание элементов-примесей в сульфидах определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотборником (ЛА-ИСП-МС) в Университете Тасмании, г. Хобарт, Австралия и в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН.

Карьером вскрыта Вторая рудная залежь месторождения Юбилейное, которую можно реконструировать как сульфидный холм, имеющий типичную рудно-фациальную зональность характерную для уральских колчеданных месторождений. Реликты донной палеогидротермальной постройки маркируются по находкам колломорфных карбонатно-пиритовых руд с многочисленными фрагментами пиритизированных трубчатых червей, элювиальным брекчиями с фрагментами сульфидных диффузеров, пирит-халькопиритовых, сфалерит-пирит-халькопиритовых и пирит-сфалеритовых палеогидротермальных труб. Процессы физико-химического выветривания донной сульфидной постройки привели к формированию, последующему переотложению и преобразованию шлейфов рудокластических отложений на флангах Второй залежи, представленных сульфидными брекчиями и гравелитами,

алевро-песчаными сульфидными турбидитами различного минерального состава, сульфидсодержащими кремнистыми алевропелитами и гематит-кварц-карбонатными госсанитами. Среди обломочных сульфидных отложений в наименьшей степени подвергнуты постседиментационным изменениям крупнообломочные разновидности обломочных руд, а в наибольшей – мелко- и тонкообломочные. Изменение минерального состава мелкообломочных обломочных отложений проявляется в смене генераций главных сульфидов – пирита, халькопирита и сфалерита, а также возрастании количества и разнообразия включений теллуридов, появлению борнита, изменению состава самородного золота и минералов группы блеклых руд.

На месторождении Юбилейное в сфалеритсодержащих палеогидротермальных трубах установлены теннантит, реже встречается теннантит-тетраэдрит и тетраэдрит-теннантит. Минералы группы блеклых руд развиты в виде включений в агрегатах сфалерита и халькопирита, прожилок, тонкой вкрапленности в сфалерите, а также друз, нарастающих на крустификационные агрегаты сфалерита. В составе минералов группы блеклых руд, в ассоциации с гидротермальными сульфидами, отмечаются примеси Ag (до 0.67 мас. %), Pb (до 1.12 мас. %), Te (до 0.21 мас. %) и Mn (до 0.1 мас. %). Теннантит в борнитсодержащих сульфидных брекчиях по сравнению с аналогами в палеогидротермальных трубах характеризуется меньшими концентрациями Fe (0.05-0.37 против 1.37-5.5 мас. %), наличием примесей Mn (0.21 мас. %) и Te (до 2.1 мас. %). В сульфидсодержащих кремнистых алевропелитах отмечаются единичные включения тетраэдрит-теннантита. Несмотря на изменение количества примесей, в обломочных сульфидных отложениях не происходит значительной трансформации и изменения состава минералов группы блеклых руд, по сравнению с гидротермальными рудами. На тройной диаграмме содержаний Fe-Zn-Sb (рис. 1А) заметно что значительная часть анализов минералов группы блеклых руд месторождения Юбилейное попадает в область значений блеклых руд колчеданных месторождений Урала, а также современного гидротермального поля ТАГ, в которых содержатся аналогичные количества Zn и Fe.

В реликтах палеогидротермальных труб микровключения самородного золота характеризуются крайне широкими вариациями состава – от 318 до 853 ‰ в различных минеральных ассоциациях. Прожилки и микровключения самородного золота в борнитсодержащих сульфидных брекчиях обладают относительно низкопробным и низкопробным составом (653-740 ‰). В алевропесчаных сульфидных турбидитах зерна самородного золота образуют включения в кристаллах пирита, псевдоморфных разновидностях халькопирита и сфалерита. Самородное золото зачастую ассоциирует с теллуридами и характеризуется меньшими колебаниями пробности (710-890 ‰) по сравнению с золотидами гидротермальных труб (318-853 ‰). Аналогичный состав имеют микровключения самородного золота (724-871 ‰) в конкрециях халькопирита. Конкреции и метакристаллы пирита в сульфидсодержащих кремнистых алевропелитах содержат микровключения как умеренно-высокопробного самородного золота (850-905 ‰), так и относительно низкопробного самородного золота (762-781 ‰). В гематит-кварц-карбонатных госсанитах в ассоциации с агрегатами халькопирита и зернами пирита можно обнаружить микровключения весьма низкопробного самородного золота (435-630 ‰). На гистограмме состава самородного золота (рис. 1Б), отражающей распространенность различных фаз Au и Ag в рудах колчеданных месторождений Урала (Викентьев, 2004), заметно что в изученных гидротермальных и обломочных рудах месторождения Юбилейное наибольшее развитие получили фазы Au₃Ag и Au₂Ag.

В реликтах палеогидротермальных построек на месторождении Юбилейное микровключения колорадоита, гессита, теллуровисмутита-раклиджита и штютцита концентрируются вдоль границ халькопиритовых и сфалеритовых крустификаций гидротермальных труб кварц-пирит-халькопиритового и кальцит-сфалерит-пирит-халькопиритового состава. Теллуриды в обломочных сульфидных отложениях представлены колорадоитом, минералами серии теллуровисмутит-раклиджит, гесситом, петцитом, алтаитом,

волынскитом, калаверитом и штютцитом, ассоциирующих с псевдоморфным и прожилковым халькопиритом в зернах и агрегатах пирита. В сульфидсодержащих кремнистых алевропелитах микровключения теллурувисмутита, гессита, колорадоита, алтаита, петцита связаны с конкрециями пирита и халькопирита. Теллуриды конкреций пирита являются наиболее поздней их генерацией в обломочных сульфидных отложениях и могло образовываться в условиях повышенных температур ката- и метagenеза.

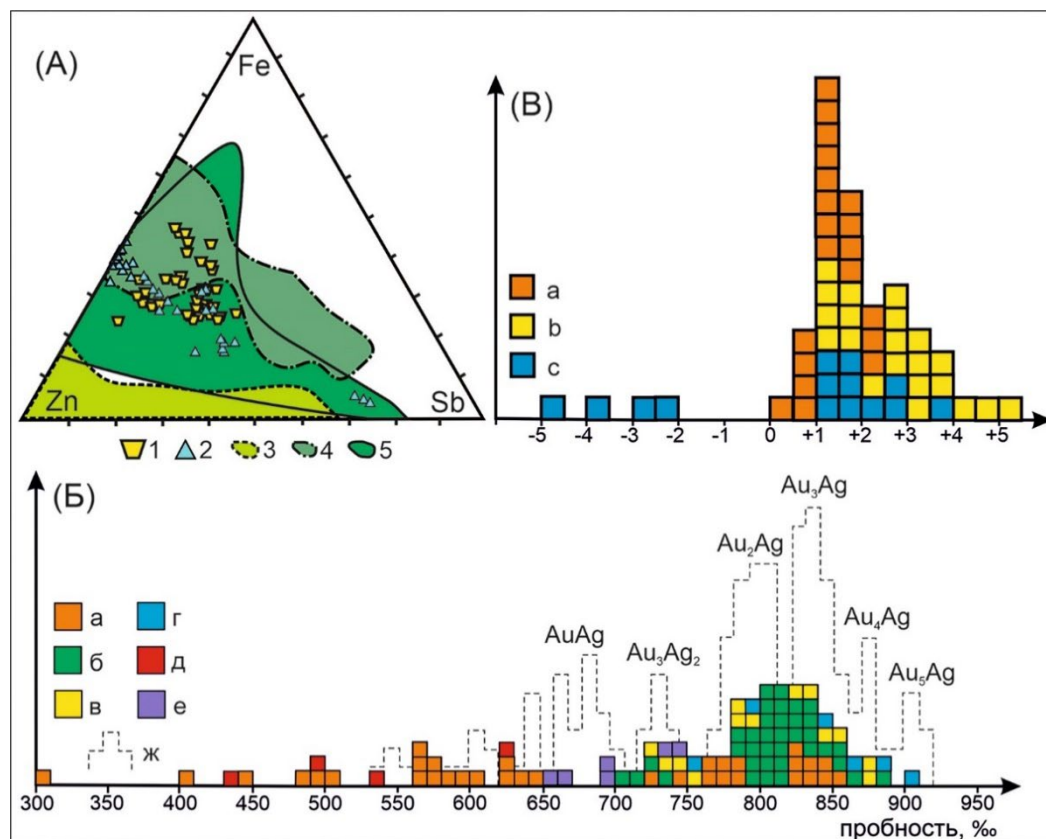


Рисунок 1. (А) – тройная диаграмма Fe-Zn-Sb (мас. %), демонстрирующая особенности состава минералов группы блеклых руд в сульфидных трубах месторождения Юбилейное: 1 – блеклые руды в халькопиритовых крустификациях; 2 – в почках и друзах сфалерита; 3 – блеклые руды колчеданных месторождений Хокуроко и Понтид; 4 – блеклые руды гидротермального поля ТАГ; 5 – блеклые руды сульфидных труб колчеданных месторождений уральского типа. **(Б) –** состав самородного золота в сульфидных трубах, обломочных сульфидных отложениях и продуктах их преобразования. а – сульфидные гидротермальные трубы, б – алевро-песчаные сульфидные турбидиты; в – конкреции халькопирита, г – конкреции пирита, д – гематит-кварц-карбонатные госсаниты; е – борнитсодержащие руды; ж – гистограммы самородного золота колчеданных руд Урала. **(В) –** изотопный состав серы δ³⁴S сульфидов реликтов гидротермальных построек (а), обломочных сульфидных отложений (б) и сульфидсодержащих кремнистых алевропелитов (с).

Интервал значений изотопного состава серы сульфидов изученных обломочных сульфидных отложений (+1.06 – +5.23 ‰) несколько шире чем у сульфидов палеогидротермальных труб (+0.34 – +2.46 ‰) (рис. 1В). Конкреции и метакристаллы пирита кремнистых алевропелитов характеризуются как отрицательными (-4.91 – -2.09 ‰), так и положительными значениями (+1.05 – +3.62 ‰) δ³⁴S. Различные значения изотопного состава серы в обломочных отложениях и палеогидротермальных трубах, могут быть связаны с процессами растворения части сульфидов и реакциями замещения более поздними сульфидами,

появлением раннедиагенетических сульфидов и попаданием в осадок морских вод (Викентьев, 2004).

Разновидности сульфидных минералов можно подразделить на две основные группы: гидротермальную и постседиментационную. К первой относятся почковидные и дендритовидные агрегаты колломорфного и тонкозернистого пирита, грубозональные кристаллы пирита, крустификации и почки халькопирита и сфалерита палеогидротермальных труб. Ко второй – многочисленные псевдоморфные, кристаллически-зернистые, прожилковые и конкреционные разновидности пирита, халькопирита и сфалерита мелкообломочных сульфидных отложений, кремнистых алевропелитов и госсанитов.

По данным точечных ЛА-ИСП-МС анализов в гидротермальных разновидностях пирита отмечаются повышенные концентрации примесей Mn, As, Mo, Ag и Tl. В постседиментационном пирите по сравнению с гидротермальным возрастают содержания Co, Ni, Se, Te и Bi. В ряду от более ранних (диагенетических) к более поздним (метагенетическим) постседиментационным разновидностям пирита снижаются содержания элементов-примесей низкотемпературной ассоциации (Mn, Tl, Pb, As, Ag) и возрастает роль элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Bi и Te, Co).

Большая часть постседиментационных разновидностей халькопирита обогащены или содержат аналогичные количества элементов-примесей по сравнению с гидротермальным халькопиритом пирит-халькопиритовых и сфалерит-пирит-халькопиритовых труб. Концентрации Mn, Co, As, Tl, Sn, Ag, Au и Te снижаются в ряду от ранних к более поздним генерациям постседиментационного халькопирита.

Предполагается что ключевыми процессами, определяющими изменения минеральных и текстурно-структурных характеристик обломочных сульфидных отложений на слабометаморфизованных колчеданных месторождениях, выступают диагенез, катагенез и метагенез (Ярош, 1973; Масленников, 2006; Сафина, Масленников, 2009; Русаков и др., 2015; Maslennikov et al., 2019). Аналогичные процессы изменения минерально-геохимического состава сульфидных осадков в настоящее время происходят на современных гидротермальных полях Мирового океана.

Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН «Геохимия минералогенеза в рудообразующих системах древних и современных островодужно-океанических комплексов» № 122031600292-6.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный Мир, 2004. 344 с.

Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: МГУ, 1983. 256 с.

Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка и свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.

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

Русаков В.Ю., Рыженко Б.Н., Рощина И.А., Кононкова Н.Н., Карпухина В.С. Девонские рудокластические турбидиты на примере медноколчеданного месторождения «Молодежное» (Южный Урал) // Геохимия. 2015. № 7. С. 624–650

Сафина Н.П., Масленников В.В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.

Серавкин И.Б. Корреляция состава руд и рудовмещающих пород в вулканогенных колчеданных месторождениях (на примере Южного Урала) // Геол. руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 238–258.

Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В. Теллуридная минерализация в обломочных рудах медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал) // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 2. С. 40–71.

Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. Москва: Наука, 1973

Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P. et al. Mineralogical Features of Ore Diagenites in the Urals Massive Sulfide Deposits, Russia // Minerals. 2019. Vol. 9. P. 150.

Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Safina N.P. et al. Sulfide Breccias from the Semenov-3 Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge: Authigenic Mineral Formation and Trace Element Pattern // Minerals. 2018. Vol. 8. P. 321.

Использование данных дистанционного зондирования Земли для анализа экологической нагрузки и рудного потенциала техногенных отвалов Ковдорского ГОКа

Чуриков Ю. А.¹, Самсонов А. А.¹

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, yury_churikov@icloud.com

Вплоть до 20-х годов прошлого века Мурманская область была территорией, на которой не велась масштабная горнопромышленная деятельность. Однако, с 1933 начался бурный рост горной отрасли, вскоре по всему полуострову началось освоение новых территорий: появились первые карьеры и горно-обогатительные комбинаты. Вместе с развитием промышленности на Кольский полуостров возросла экологическая нагрузка: добыча сырья из карьеров немедленно повлекла за собой образование отвалов и хвостохранилищ, а переработка полезных ископаемых на горно-обогатительных комбинатах – колоссальные выбросы во все компоненты окружающей среды. (Стрекалова и др., 2013). В настоящее время помимо экологических проблем актуальным является и сокращение ресурсного потенциала Ковдорского ГОКа, который необходимо срочно наращивать. Одним из современных потенциальных методов, который может эффективно решать поисковые и экологические задачи является метод спутникового зондирования Земли (ДЗЗ).

Концентрации химических элементов в техногенных образованиях определяются составом исходных руд и технологией их переработки. Характерной особенностью Ковдорского месторождения является наличие аномальной зоны РЗЭ. Это приводит к накоплению этих элементов в хвостах переработки. Частично складываются в отвалы некондиционные руды в связи с постоянными изменениями запросов обогатительной фабрики.

Основная цель работы – провести анализ, основанный на интерпретации спектральных данных спутниковых снимков, экологической нагрузки на рассматриваемой территории и потенциального использования отвалов Ковдорского ГОКа в качестве техногенных источников железной руды.

Для проведения оценки динамики изменения состояния почвенно-растительного покрова Ковдорского массива были использованы космические снимки, полученные при помощи спутников Landsat, запущенных на орбиту Национальным управлением по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA) и Геологической службой США (USGS). Спутниковые снимки Landsat имеют характеристики пространственного разрешения в 30 метров, а также спектральных диапазонов в 0,4-1,1 мкм. Данные снимки являются многоспектральными: снимки Landsat-5 содержат семь спектральных каналов, снимки Landsat-7 – восемь каналов, а снимки Landsat-8 – одиннадцать. Канал представляет собой спектральный диапазон, находящийся на определенной частоте электромагнитного спектра. Причем этот спектральный диапазон может быть как видимым (красный, зеленый, синий), так и невидимым (ближний и коротковолновый инфракрасный) человеческому глазу.

Программа Landsat обладает наиболее обширной библиотекой космических изображений: на портале GloVis USGS доступны спутниковые снимки с 1973 по 2022 годы включительно (<https://glovis.usgs.gov/>).

Проведенный анализ спутникового снимка, сделанного в июле 2022 года и его сравнение с референсным снимком от 26 июля 1986 года (рис. 1а-б) показал, что за 36 лет на территории Ковдорского железорудного месторождения и прилегающих территориях в ландшафте произошли существенные изменения. В частности, значительно увеличилась площадь карьера, составлявшая в 1986 году 2,88 км². Деятельность горно-обогатительного производства (освоение карьера) неразрывно связана с формированием на прилегающих территориях отвалов и хвостохранилищ, где рассматриваемый интервал времени образовались три отвала и два хвостохранилища общей площадью 9,03 км² (рис. 1б). Помимо этого, из анализа снимков

следует, что вся прилегающая территория имеет повышенное содержание железа за счет значительного загрязнения пылью, которая в этот период распространилась на 20 км вокруг карьера. (рис. 1в).

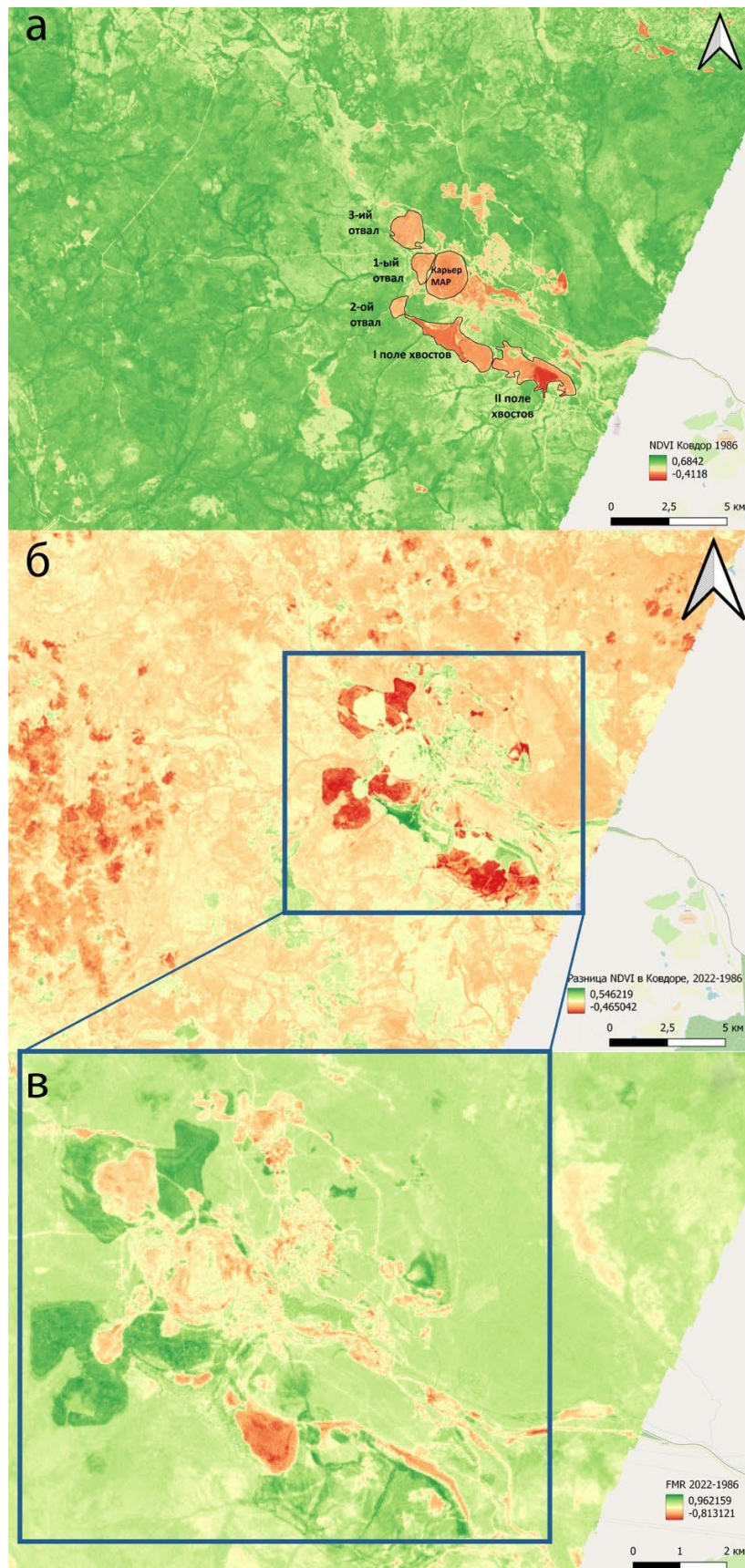


Рисунок 1. Спектрональные спутниковые снимки Ковдорского ГОКа.

а – значения NDVI на снимке 1986 г; б – показатель разницы NDVI между снимками 1986 и 2022 гг; в – разница значений MNDVI на снимках 1986 и 2022 гг (Чуриков и др, 2023).

В настоящее время в хвостах Ковдорского месторождения накоплено большое количество железорудных отходов, которые могут использоваться как самостоятельное полезное ископаемое. Сейчас ГОК потребляет магнетит, добываемый из продуктивных горизонтов Ковдорского месторождения, однако, запасы магнетита неизбежно истощаются. По этой причине накопленное железо в хвостах может стать, в определенной степени, эффективным решением данной проблемы. Современные методы анализа спутниковых снимков позволяют оценить распространение железа и его форму нахождения на исследуемой территории.

Сравнение Ferrous Minerals Ratio за 1986 и 2022 годы показало следующие результаты (рис. 2а-в): Увеличение содержания железосодержащих минералов во всех трёх отвалах, в результате прямого повышения интенсивности показателя по данным ДЗЗ, связано с увеличением площади отвалов; резкое уменьшение содержания железистых минералов в первом хвостохранилище по отношению к 1986 г объясняется усовершенствованием технологии извлечения железа из руды; уменьшение содержания железа в карьере со временем говорит об истощении Ковдорского железорудного месторождения.

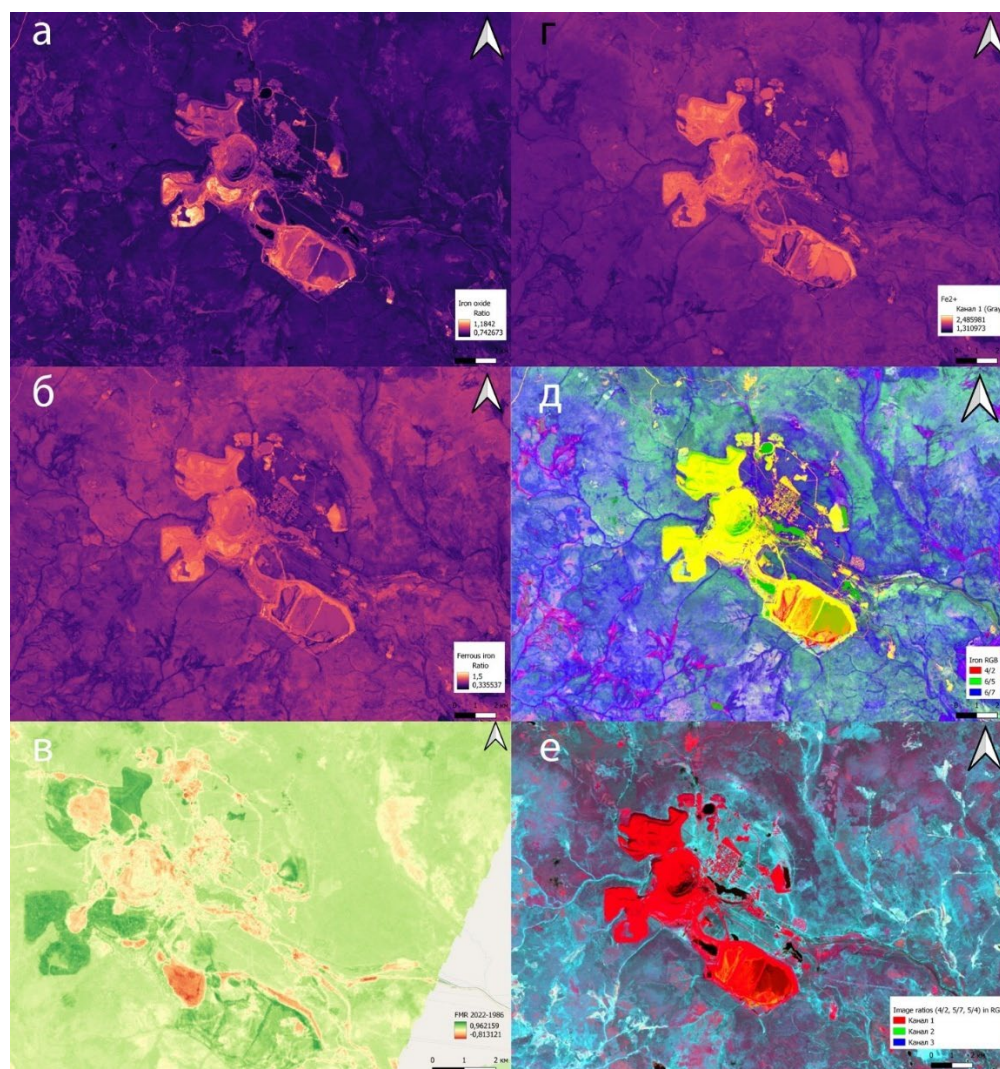


Рисунок 2. Спектрозональные спутниковые снимки Ковдорского ГОКа крупным планом (Чуриков и др, 2023).

а – Ferrous Minerals Ratio, 1986 год; б – Ferrous Minerals Ratio, 2022 год; в – изменение индекса Ferrous Minerals Ratio с 1986 по 2022 год; г – интенсивность двухвалентного железа (Fe^{2+}), 2022 год; д – RGB-композиция в «ложных цветах», созданная с целью картирования железа (Red – 4/2, Green – 6/5, Blue – 6/7); е – RGB-композиция в «ложных цветах» (Red – 4/2, Green – 5/7, Blue – 5/4).

Вышеописанный показатель чувствителен к большинству типов преимущественно железных минералов (силикаты, оксиды и гидроксиды). Для уточнения химической формы нахождения железа в отвалах анализировалось распределение Fe^{3+} и Fe^{2+} . Трёхвалентное железо имеет неоднородное распределение и максимально интенсивные значения на снимках совпадают с соответствующими значениями показателя Ferrous Minerals Ratio. В отличие от трёхвалентного железа, содержание оксидов двухвалентного железа распределено практически равномерно: его содержание одинаково высоко во всех отвалах и в самом карьере (рис. 2г).

С целью наиболее точного обнаружения области, содержащей железо, был проведён анализ в комбинации RGB-каналов с использованием технологии «ложные цвета». Ложные цвета (псевдоцвета) – это методы визуализации, которые используются для отображения визуальной информации в цвете, которые были записаны в разных частях электромагнитного спектра (включая как видимую, так и невидимую его часть). В качестве красного спектра (Red) был использован Iron oxide (4/2) (Segal, 1982), в качестве зеленого спектра – 6/5 (Ferrous iron), в качестве синего спектра – 6/7 (Clay minerals) (Amro, 2011). Горные породы, наиболее богатые железом, здесь отображаются жёлтым цветом, горные породы, содержащие небольшое количество железа – красным цветом, водные участки – зелёным цветом, а все остальные территории – синими цветом и его оттенками (рис. 2д). Существует альтернативный способ определения содержания железа в горных породах (Salem, 2015). Он также основан на технологии «ложных цветов», однако в качестве красного спектра (Red) здесь выступает соотношение 4/2, в качестве зеленого канала (Green), а в качестве синего спектра (Blue) – соотношение 5/4 (рис. 2е). Наиболее богатые железом горные породы отображаются красным цветом, породы, содержащие небольшое количество железа – желтым цветом, водные объекты – тёмно-коричневым или чёрным цветом, все остальные объекты – голубым либо бордовым.

Учитывая показатели Fe^{3+} , Ferrous Minerals Ratio и изменённые снимки с ложными цветами, отчётливо вырисовываются поля накопления магнетита, обогащённые по сравнению с «фоновыми содержаниями» в отвалах. Наиболее контрастным по содержаниям магнетита является третий и второй отвалы, где наблюдается максимальная разница интенсивностей соответствующих показателей.

Закключение. За последние 36 лет экологическая нагрузка в районе Ковдорского массива в значительной степени увеличилась. Общая площадь нарушенных территорий (карьер, три отвала, два поля хвостов) превысила 31 км², что в несколько раз больше территории самого города Ковдора. В будущем эта площадь, вероятно, станет ещё больше и будет возрастать до тех пор, пока не будет закончена отработка Ковдорского месторождения. При этом по снимкам отмечается значительное пылевое загрязнение всей прилегающей территории в радиусе 20 км и значительное воздействие на речную систему района. Последние два фактора имеют накопительный эффект. По мере пылевого загрязнения будет ухудшаться состояние почв, а из-за изменения речной системы данного района может поменять в принципе вся экосистема.

Очевидно, что отработка карьера с глубиной становится экономичной менее эффективной, а объемы отвалов с каждым годом увеличиваются в геометрической прогрессии. Однако, данное исследование показывает возможность:

- 1) проведения методами ДЗЗ экологического мониторинга прилегающих к Ковдорскому месторождению территорий;
- 2) использование данных спутниковых снимков как одного из механизмов для поисков наиболее перспективных площадей для детальной разведки и последующей добычи железной руды из отвалов карьера.

Приведенные в исследовании результаты анализа космоснимков показали потенциальные участки накопления полезного компонента. Изучение и дальнейшая добыча железной руды из отвалов позволит уменьшить экологическое воздействие на окружающую среду, а также увеличит экономическую прибыль предприятия.

На основе имеющихся геохимических показателей возможно осуществлять фактическую привязку показателей ДЗЗ и получать полуколичественные содержания железа при интерпретации спектральных данных.

Визигин Д.В. Исследование метода автоматизированного поиска месторождений полезных ископаемых по данным дистанционного зондирования земли на примере системы geomed3d // Россия молодая: передовые технологии – в промышленность. 2013. № 2. С. 14–16.

Грехнев Н.И., Липина Л.Н., Усиков В.И. К вопросу оценки экологического риска с использованием метода дистанционного зондирования земли // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2015. № S30. С. 437–447.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.

Стрекалова Т.А., Стрекалова В.А., Меренкова Е.С. Мероприятия, снижающие вредное воздействие отвалов на окружающую среду // Успехи современного естествознания. 2013. № 4. С. 118-121.

Amro F. A., Using Remote Sensing data to identify iron deposits in central western Libya // International Conference on Emerging Trends in Computer and Image Processing ICETCIP'2011.

Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A. et al. Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS. 3rd ERTS Symposium, NASA SP-351. 1973, P. 309-317.

Salem S.M., El Gamal E.A. Iron ore prospecting East Aswan, Egypt, using remote sensing techniques // Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science. 2015. № 78 (2). P.195–206.

Segal D. Theoretical Basis for Differentiation of Ferric-Iron Bearing Minerals, Using Landsat MSS Data // Proceedings of Symposium for Remote Sensing of Environment, 2nd Thematic Conference on Remote Sensing for Exploratory Geology. 1982. P. 949-951.

<https://glovis.usgs.gov/>

Возможности определения содержаний редкоземельных элементов в куларитовых концентратах на установке атомно-эмиссионного спектрального анализа с дуговым двухструйным плазматроном

Шабекин А.С.¹, Сарыг-оол Б.Ю.¹, Жмодик С.М.¹

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, shavekin@igm.nsc.ru

Атомно-эмиссионная спектрометрия (АЭС) является мощным инструментом для определения элементного состава образцов различной природы. В качестве источников возбуждения спектров в АЭС применяют индуктивно связанную плазму, дугу постоянного тока, дуговую двухструйную плазму, микроволновую плазму и др. (Аношин и др., 2016).

Инструментальное определение содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в геологических образцах является актуальной и непростой задачей (Николаева и др., 2019). Причём, определение высоких содержаний РЗЭ вызывает не меньше трудностей по сравнению с низкими концентрациями РЗЭ. Сложность и длительность химической пробоподготовки геологических образцов для определения РЗЭ, вызванная, прежде всего, упорностью минералов-носителей РЗЭ (Pinto и др., 2012), а также наложением линий РЗЭ, подтолкнуло исследователей к разработке методов и установок, позволяющих проводить прямой элементный анализ твердых образцов (Заксас и др., 2017).

Цель работы – разработка методики определения РЗЭ на установке атомно-эмиссионного спектрального анализа с дуговым двухструйным плазматроном. Атомно-эмиссионная спектрометрия с дуговым двухструйным плазматроном (ДДП-АЭС) позволяет проводить анализ твердофазных образцов в виде мелкодисперсных порошков (Заксас и др., 2017). Возможности ДДП-АЭС для определения элементного состава различных геологических образцов показаны во многих работах, однако практически не исследованы возможности метода для определения всего спектра РЗЭ.

В качестве образца для исследования использовался куларитовый концентрат (образец ККН-1), отобранный углеродистых сланцев восточной части Куларского хребта.

Исследование для данной работы проводится на установке с дуговым двухструйным плазматроном и спектрометром ДФС-8, на котором установлен многоканальный анализатор атомно-эмиссионных спектров (МАЭС), разработанный и изготовленный фирмой ВМК «Оптоэлектроника» (г. Новосибирск). В установке применяется аргоновый плазматрон, состоящий из двух идентичных электродных горелок (Патент 2298889 РФ). Для пробоподготовки (разбавления) образцов использовали спектрально чистый графитовый порошок (ГП) (ос.ч., ГОСТ 23463-79). Для построения градуировочных графиков использовали отраслевой стандартный образец ОСО 250-91 (НФС-23, руда редкоземельная, ВИМС, Россия). Стандартный образец содержит очень высокие концентрации РЗЭ, поэтому для уменьшения эффекта самопоглощения аналитического сигнала, характерного при высоких содержаниях элемента, данный образец СО был разбавлен в 5 раз. Далее путем последовательного разбавления в 3 раза приготовлена серия градуировочных образцов. Образец был параллельно проанализирован методом ИСП-АЭС после сплавления с пероксидом натрия Na_2O_2 . Методика сплавления описана в работе (Сарыг-оол и др., 2020), определение элементов проводилось методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) на спектрометре iCAP Pro XR Duo (Thermo Scientific, США) в ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований» СО РАН. Контроль правильности осуществлялся анализом отраслевого стандартного образца ОСО 250-91 (НФС-23, руда редкоземельная, ВИМС, Россия).

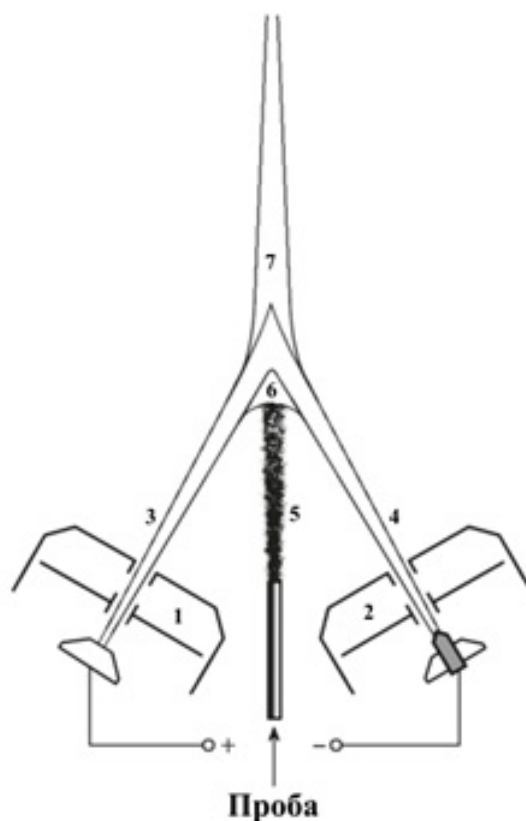


Рисунок 1. Электродный блок плазматрона и аналитические зоны плазмы.

1, 2 – плазменные горелки; 3, 4 – потоки плазмообразующих струй; 5 – поток транспортирующей пробу струи; 6 – аналитическая зона плазмы до слияния струй (ЗДС); 7 – аналитическая зона плазмы после слияния струй (ЗПС).

При съемке была выбрана зона регистрации до слияния плазменных струй (ЗДС), - эта зона позволяет получать более низкие пределы обнаружения.

В таблице 1 приведены содержания РЗЭ в образце, полученные двумя методами анализа. По этим данным построены нормированные по карбонатному хондриту (McDonough, Sun, 1995) спектры (рис. 2). Заниженные по сравнению с ИСП-АЭС результаты определения методом ДДП-АЭС свидетельствуют, прежде всего, о неполном испарении образца в плазме. В работе (Заксас и др., 2019) указывается, что, несмотря на высокую температуру в дуге, тугоплавкие материалы, в том числе кулариты, не успевают полностью испариться в плазме за короткое время нахождения в ЗДС. Поэтому, для более эффективного испарения пробы необходимо увеличение времени нахождения пробы в плазменной дуге, что ухудшает пределы обнаружения элементов, но при анализе образцов с высокими содержаниями элементов не является ограничением метода. Кроме этого, необходимо исследовать возможность определения содержаний РЗЭ регистрацией спектров в зоне после слияния плазмообразующих струй.



Рисунок 2. Нормированные на карбонатный хондрит спектры содержаний РЗЭ в образце ККН-1, полученные методами ИСП-АЭС и ДДП-АЭС.

Таблица 1. Содержания РЗЭ в образце ККН-1 по данным, полученным методами ДДП-АЭС и ИСП-АЭС, в г/т.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
ККН-1 ДДП-АЭС	31000	75000	7300	21400	3550	770	1900	140	940	120	400
ККН-1 ИСП-АЭС	77400	166000	17300	72900	13300	2400	4900	840	1500	220	1200

Работа выполнена при поддержке РФФ № 23-63-10017. Аналитические работы проведены в ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований» СО РАН.

Аношин Г. Н., Заякина С. Б. Химический анализ в геологии и геохимии // Под ред. Аношина Г. Н. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2016. С. 614

Nikolaeva I. V., Palesskiy S. V., Karpov A. V. Analysis of geological samples: comparison of solution ICP-MS and fused glasses LA-ICP-MS techniques // Bulletin of the Tomsk polytechnic university-geo assets engineering. 2019. Vol. 330(5). P. 26-34

Pinto F. G., Junior R. E., Saint'Pierre T. D. Sample preparation for determination of rare earth elements in geological samples by ICP-MS: a critical review // Analytical letters. 2012. Vol. 45(12). P. 1537-1556

Заксас Н.П., Веряскин А.Ф. Двухструйная дуговая плазма: матричные влияния и способы их подавления. // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2019. Т. 85. №1-2. С.139-144.

Патент 2298889 РФ. Герасимов В.А., Лабусов В.А., Саушкин М.С.(ООО «ВМК-Оптоэлектроника», Новосибирск). Двухструйный дуговой плазматрон для атомно-эмиссионного спектрального анализа. Оpubл. 10.05.2007.

Сарыг-оол Б.Ю., Букреева Л.Н., Мягкая И.Н., Толстов А.В., Лазарева Е.В., Жмодик С.М. Влияние химической пробоподготовки на определение высоких содержаний редкоземельных и высокозарядных элементов в геологических образцах методами ИСП-АЭС и ИСП-МС (на примере пород и руд месторождения «Томтор») // Журнал Сибирского Федерального университета. Серия: Химия. 2020. Т. 13. №. 4. С. 593-605.

McDonough W.F. Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.

Условия образования аутигенного барита в полиметаллических хвостохранилищах

Шавекина А. Ш.¹, Юркевич Н. В.¹, Гаськова О. Л.², Артамонова В. С.³, Бортникова С. Б.¹,
Волынкин С. С.¹

¹ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, khusainovaas@ipgg.sbras.ru

²ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, gaskova@igm.nsc.ru

³ИПА СО РАН, г. Новосибирск, artamonovavs@yandex.ru, artamonova@issa-siberia.ru

Цель работы – на основе минералого-геохимических данных и результатов термодинамического моделирования оценить условия образования аутигенного (образовавшегося в процессе седиментации и последующих превращений) барита в гипергенных условиях хвостохранилищ.

Объектом исследования является хвостохранилище переработанных руд Ново-Урского колчеданно-полиметаллического месторождения (Кемеровская обл., п. Урск, Салаирский кряж), расположенное на Урском рудном поле.

Методика исследования. Для изучения минерального состава техногенных отложений и минеральных взаимоотношений по разрезу отвала кварц-баритового состава были отобраны штучные образцы, характеризующие минеральную ассоциацию соответствующего горизонта. Штучные образцы отбирались непосредственно из разреза путём вдавливания в спичечные коробки (размер 3×4 см). Образцы характеризуют неразрушенное вещество в естественном его залегании. В лабораторных условиях пробы высушивались и заливались эпоксидной смолой, делались приполировки по аналогии с аншлифами.

Образцы изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TESCAN MIRA 3LMU (Tescan, Чехия) с энергетическим спектрометром OXFORD (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ). Уточнение химического состава барита и определение элементов примесей выполнено методом локального микрорентгеноспектрального (микрозондового) анализа (МРСА) на установке JXA-8230 с ускоряющим напряжением 20 кВ, током зонда 70 па (аналитик Даниловская В.А.). Содержание породообразующих и примесных элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Mn, Ba) определено методом рентгенофлуоресцентного силикатного анализа (РФА) в аналитическом центре ИГМ СО РАН на спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd, США) (аналитик Карманова Н.Г.).

Термодинамическое моделирование проведено с помощью пакета программ «HCh 0.6» (Шваров, 2008), включающего базу термодинамических данных UNITHERM, при 25°C и общем давлении 1 атм. Расчеты проводились в 14-компонентной системе H₂O-Na-Ca-Sr-Ba-Si-Al-C-S-Fe-Cu-Zn-Pb, включающей частицы в растворе, минералы и газы. Исходной информацией служили аналитические данные по минеральному и химическому составу вещества. Окислительно-восстановительные условия создавались при открытии системы по кислороду, кислотность создавалась степенью окисления сульфидов при разных Eh, щелочность корректировалась присутствием в растворе карбонат- и бикарбонат-ионов в равновесии с CO_{2(газ)}, соответствующим атмосферному, т.е. 10^{-3,5} атм.

Результаты. Цвет барита варьирует от молочно-белого, прозрачного до желтовато-белого. Размерность зерен изменяется от 1-2 до 300 мкм. По морфологии встречаются: 1) зерна игольчатого габитуса; 2) обломки неправильной формы (часто трещиноватые); 3) вытянутые овальной формы зерна; 4) таблитчатые и пластинчатые кристаллы. Отмечены сростания барита с пиритом, галенитом, ярозитом, ангидритом и кварцем.

Доминирующей формой нахождения бария в веществе отходов является барит ($BaSO_4$). Как примесь BaO отмечен в полевых шпатах (до 1,45 мас. %) и вторичных пленках ярозитового состава (до 1,91 мас. %).

В результате изучения штучных образцов были выделены следующие разновидности барита, которые различаются по морфологии и химическому составу (рис. 1).

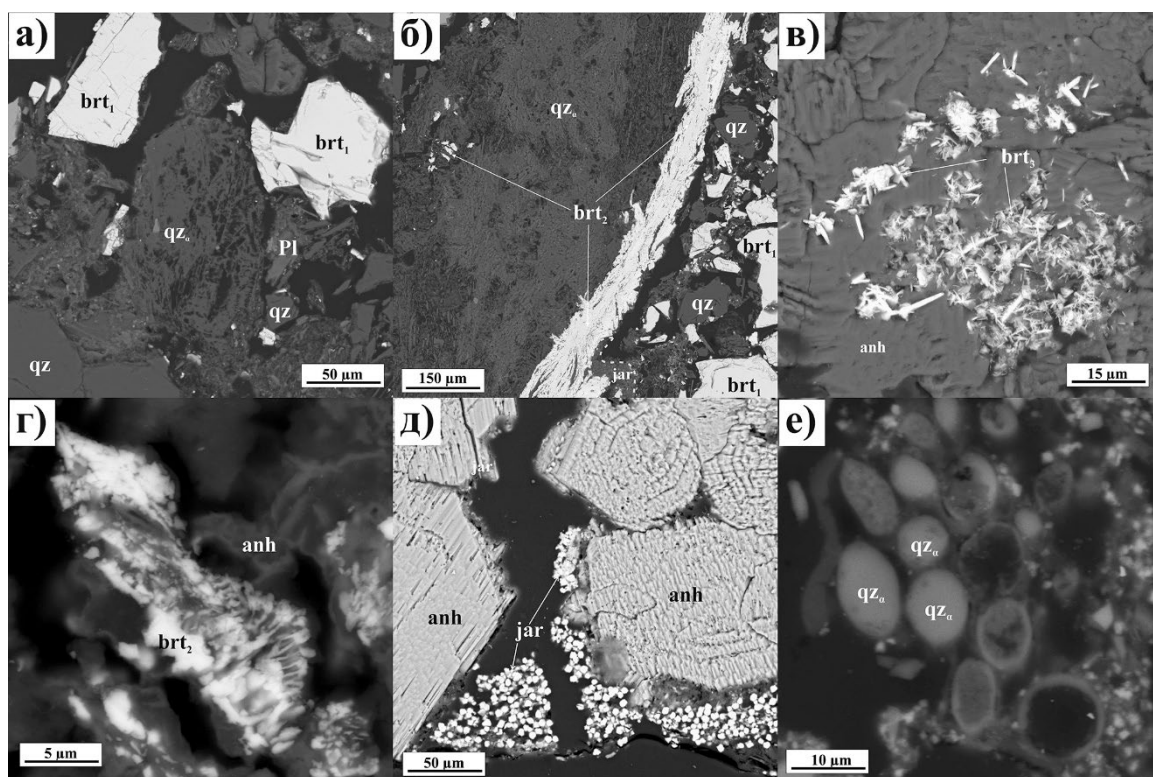


Рисунок 1. Морфология барита: а) остаточный (рудный) барит; б) новообразованный барит с примесью Pb; в) новообразованный игольчатый барит; г) псевдоморфозы барита с участием сине-зеленых водорослей; д) колония нитчатых цианобактерий ярозитового состава с ангидритом; е) округлые, шарообразные выделения аморфного кварца.

Барит (тип 1, рис. 1а) представлен обломками и зернами размерностью 50-300 мкм. Зерна однородные, реже трещиноватые, встречаются во всех образцах повсеместно. Его можно отнести к остаточному (первичному), образованному непосредственно на месторождении. В веществе отходов барит находится в виде вкрапленников в основной массе, в сростании с сульфидами (пирит, халькопирит), кварцем, ангидритом и сцементирован ярозитом.

Барит (тип 2, рис. 1б) отличается наличием примеси Pb до 6,33 мас. %. По морфологии частицы встречаются в виде единичных зерен округлых до вытянутых форм размерностью 1-2 мкм до более крупных образований (агрегатного строения), которые слагают прожилки в кремнистом матриксе, в ассоциации с ярозитом и ангидритом. Однако, они являются несцементированными, не уплотненными. При механическом воздействии крошатся. Кроме того, встречаются единичные зерна таблитчатого габитуса с примесью Pb. Такой барит является новообразованным.

Характерной особенностью барита (тип 3, рис. 1в) является игольчатые кристаллы, как в сростании с ангидритом, так и с аморфным кварцем. Такой барит является новообразованным. Примесей не обнаружено.

Среди примесей в почти всех зернах барита присутствует Fe до 1 мас. %, которое может быть захвачено при анализе из пленок ярозита и плюмбоярозита. По данным микрозондового анализа остаточный барит (тип 1) не имеет примесей Pb, примесь Sr варьирует от 0,06 до 0,71 мас. % (среднее – 0,35 мас. % при 45 анализах). Новообразованный барит (тип 2) имеет примесь Pb до 6,33 мас. % (среднее – 3,57 мас. %), примесь Sr варьирует от 0,03 до 0,94 мас. % (среднее –

0,35 мас. % при 10 анализах). К сожалению, из-за неконсолидированной структуры новообразованного барита и малой размерности зерен не удалось получить точный анализ в точках с помощью микронзондового анализа для новообразованного барита (тип 2, 3).

Более детальные исследования с помощью сканирующей микроскопии показали, что в отвалах происходит активное вторичное минералообразование за счет деятельности микроорганизмов (рис. 1 г-е), а именно, образуется барит, ангидрит, ярозит, кальцит и аморфный кварц.

Термодинамическое моделирование. По разрезу отвала в “верхнем” горизонте присутствует обилие барита и пирита с сульфатами железа (BaO 37,52%), ниже преобладают ангидрит/гипс в сростании с кальцитом/арагонитом и гидроксидами железа (лимонит, гетит, магнетит, Fe₂O₃ 5,66%, CaO 25,82%), еще ниже в буром горизонте доминируют кварц (SiO₂ 40,19%, Fe₂O₃ 5,66%), а CaO всего 5,86%. Рассмотрим устойчивость BaSO₄ в контрастных ассоциациях с пиритом (а), сульфатами железа (б), гидроксидами железа, гипсом и кальцитом (с). В равновесных термодинамических условиях пирит и ярозит одновременно существовать не могут, т.е. пирит FeS₂ в хвостохранилище просто не подвергся полному окислению за текущее время.

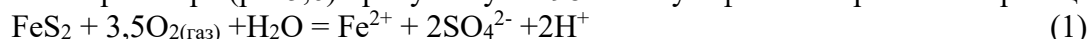
В верхнем горизонте, где присутствует больше всего барита, отмечается его инертность при наличии сильно кислых, окислительных условий. С другой стороны, именно в этом горизонте образуются новообразованные прожилки, заполненные Pb-баритом (рис. 1б) и ярозит, содержащий до 1,91 мас. % Ba, что предполагает миграцию бария. В табл. 1 указаны концентрации Ba, Fe, Ca, Si при ступенчатом равновесии (развитии процесса окисления) ряда ассоциаций и характерные для них Eh-pH условия.

Таблица 1. Eh-pH условия, концентрации ряда элементов и сульфат-иона в равновесии с указанными ассоциациями, мг/л.

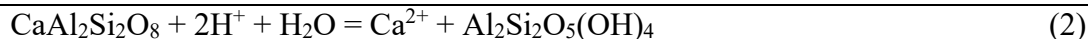
№	Ассоциация	Eh, В	pH	Ba	Fe	Ca	Si	SO ₄ (общ)
1	Барит, пирит, кварц, ангидрит и каолинит (следы)	-0,3	8,3	1,9	1,6E-6	21,0	29	1,14
1a		-0,06	5,6	1,6E-2	64,7 (Fe ²⁺)	46,4	28	198
2	Барит, кварц, ярозит, мелантерит, копиапит	0,7	1,5	5,0E-3	1860	400	28	5800
3	Ангидрит/гипс, кальцит/арагонит, гидроксиды железа (лимонит, гетит, магнетит). Барит и кварц.	0,33	7,7	5,9E-3	3,52E-5	763	28	1221

В первой ассоциации (а) заданы кальцит и анортит, в предположения исходной «точки» химического выветривания вещества. Равновесие рассчитано при условиях (1) минимального присутствия кислорода (Eh -0,3 В) и (1a) начальном окислении (Eh -0,06 В). В случае (1) раствор нейтральный pH 8,3, но бария больше всего, т.е. 1,9 мг/л. Это происходит потому, что часть сульфатной серы восстанавливается до HS⁻, а Ba²⁺ остается в растворе. Многие процессы при участии микроорганизмов идут в таких глубоко восстановительных условиях, в частности чрезвычайно активны сульфатредукторы. Образование прожилков, заполненных Pb-баритом, происходит за счет опосредованного действия восстановительного биохимического барьера.

В случае 1a пирит еще устойчив, но значительная его часть подвергается окислению; в слабокислом растворе (pH 5,6) присутствует 198 мг/л сульфатной серы за счет реакции (1).



В таких условиях растворяется кальцит, анортит преобразуется в каолинит (2), кальций в растворе будет мигрировать вниз по разрезу и осаждаться в виде гипса/ангидрита в зависимости от водного режима.



В растворе много железа потому, что оно находится в мобильной форме Fe^{2+} . Цвет горизонта, как указано выше, серо-синеватый (закисное железо не окрашивает породу в рыжие цвета). В случае достаточного порового пространства оно будет диффундировать в нижние горизонты, а в случае застоя за счет цементации вторичными минералами, будут образовываться мелантерит $\text{Fe}^{2+}\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (железный аналог халькантиста), копиапит $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ и ярозиты $\text{KFe}^{3+}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$. Появится ассоциация №2.

Как только в растворе появляется дополнительный сульфат за счет окисления пирита (1), идет образование вторичного барита (4) согласно правилу Ле Шателье, и концентрация бария в растворе падает на два порядка до $1,6 \cdot 10^{-2}$ мг/л (в конкретном случае):



Для образования ассоциации водных сульфатов железа необходимо наличие сильно кислых растворов. При pH 1,5 концентрация SO_4 составляет 5800 мг/л, железа 1860 мг/л, а концентрация бария падает до $5 \cdot 10^{-3}$ мг/л. В этой зоне отложение вторичного барита идет за счет действия сульфатного концентрационного барьера (разновидность термодинамических барьеров). Формы железа в растворе чрезвычайно разнообразны: FeSO_4^+ , в приблизительно равных количествах Fe^{2+} и Fe^{3+} , сульфатные комплексы закисного и окисного железа. Сульфатные комплексы, наряду с ионными, также характерны для бария и кальция.

При отсутствии сульфидных минералов, в нижнем горизонте 3, Eh-pH обстановка резко меняется. Это нейтральные, умеренно окислительные, Ca- SO_4 растворы, не содержащие практически железа за счет выпадения гидроксидов Fe(III). Высокие содержания кальция в поровых водах (763 мг/л) регулируют гипс и кальцит. Концентрация бария незначимо повышается, а кремния остается на том же уровне (регулируется растворимостью кремнезема).

Заключение. В отвале кварц-баритового состава Ново-Урского хвостохранилища помимо остаточного барита, присутствуют аутигенные его разновидности. Зерна остаточного барита встречаются в виде обломков неправильных форм, реже зерен таблитчатого габитуса, имеют размерность 50-400 мкм, среди примесей отмечен Sr (до 0,71 мас. %). Новообразованный барит встречается в виде единичных зерен или скоплений округлых и вытянутых форм или игольчатых кристаллов, размерность варьирует от 1-2 мкм до более крупных агрегатов, которые слагают прожилки или скопления в кремнистом матриксе в ассоциации с плюмбоярозитом, ярозитом и/или ангидритом. Среди примесей отмечен Pb (до 6,33 мас. %), реже Fe до 0,73 мас. %, Sr до 0,94 мас. %.

Термодинамическое моделирование показало, как изменяются концентрации Ba, SO_4 , Fe и Ca при смене минерального состава изученных зон по разрезу отвала. Образование барита происходит как в результате действия восстановительного биогеохимического барьера, так и сульфатного концентрационного в более глубоких частях разреза.

Определённую роль в образовании аутигенного барита играют цианобактерии и водоросли, присутствие которых диагностируется в жизнедеятельном и погибшем состоянии. Помимо этого, цианобактерии встречаются в фоссилизированном виде, когда чехлы трихомов и влагалища покрыты слоем минеральных отложений.

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда №23-27-00340 (<https://rscf.ru/project/23-27-00340>).

Ферриплантиты в бокситоносном профиле латеритной коры выветривания (провинция Фута Джаллон-Мандинго, Западная Африка)

Шпилова Е. С.¹, Макарова М. А.¹, Внучков Д. А.¹, Слукин А. Д.¹, Мельников Ф. П.¹, Боева Н. М.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, lena.geomsu@gmail.com

Месторождения латеритных бокситов образуются в зонах субтропического и тропического климата. Наибольшие площади покровов латеритных кор выветривания расположены в Африке. Изучаемая провинция Фута Джаллон-Мандинго (ФДМ) расположена на территории Республик Гвинея, Мали и Гвинеи Бисау. Бокситоносная латеритная кора выветривания (БЛКВ) имеет вертикальную зональность, которая образовалась в результате инфильтрационно-метасоматических процессов. При изучении профиля БЛКВ провинции ФДМ выяснилось, что в большинстве изученных разрезов между бокситовым и глинистым горизонтом отчетливо прослеживается горизонт железистых латеритов, в котором постепенно, снизу-вверх содержание каолинита уменьшается, а железистых минералов – увеличивается. Каолинит при этом почти полностью замещается гематитом, тонкодисперсным гетитом и алюмогетитом. В горизонте железистых латеритов, благодаря мощному окислительному геохимическому барьеру, образуются плиты высокожелезистых пород – ферриплантитов (Mamedov, 2020, 2005). Тела ферриплантитов формируются только на границе глинистого горизонта и железистых латеритов. Они являются концентраторами железа (Fe_2O_3 достигает 70-80%) в латеритном бокситоносном профиле. Плиты и линзы ферриплантитов, в отличие от вмещающих их железных латеритов, отличаются высокой плотностью, малой пористостью (Шпилова, 2022).

Линзы ферриплантитов повсеместно наблюдаются и выше по разрезу на разных уровнях в бокситах. Профиль латеритного выветривания постоянно развивается (происходит опускание зеркала грунтовых вод и переход из гидрогеологической зоны колебания зеркала грунтовых вод в зону аэрации и инфильтрации – в зону бокситов) и благодаря высокой плотности ферриплантиты медленнее подвергаются замещению глиноземистым веществом и разрушению, поэтому они могут сохраняться и «перемещаться по разрезу», при этом сохраняя свою морфологию. Снизу профиля (граница глинистого и железистого горизонта) ферриплантиты, приуроченные в настоящее время к зоне колебания зеркала грунтовых вод (особенно в ее нижней части), являются молодыми образованиями. Линзы и плиты, которые расположены выше зоны колебания зеркала грунтовых вод, соответственно, являются более древними. Снизу вверх по разрезу, состав разновозрастных ферриплантитов изменяется: уменьшается содержание кремнезема, каолинит замещается гиббситом (таблица 1).

Таблица 1. Результаты фазового анализа на примере табачно-охристых ферриплантитов.

Глубина	Гётит/Al-гётит			Гематит			Гиббсит/бемит			Каолинит		
	от	до	ср	от	до	ср	от	до	ср	от	до	ср
Табачно-охристые												
0-4м	38	65	54,1	0,5	25	13	12	39	26	3	13	4
4-8м	48	89	60,5	8	25	12	3	30	12	0	13	2,3
8-10м	40	78	60,3	3	18	6,7	6	45	18	0	23	6,8
>10м	37	66	48	5	35	17	2	27	9,5	0	22	7,4

Ферриплантиты, которые образуются и находятся на границе с глинистым горизонтом, менее прочные и более пластинчатые. Это связано с тем, что в их составе еще достаточно много

каолинита, а также больше гетита (он менее прочный по сравнению с другими железистыми минералами). Ферриплантиты, которые располагаются еще выше, в латеритах переходной зоны и в бокситах, более прочные и менее подвержены механическим повреждениям, так как состоят в основном из гематита и гётита, в тоже время каолинит в них практически отсутствует (табл. 1).

При анализе керна из почти 200 скважин, было обнаружено, что ферриплантиты присутствуют в 126 случаях. В 87 скважинах наблюдаются только табачно-охристые ферриплантиты (главный породообразующий минерал – гётит), в 17 скважинах только сургучно-красные (главный породообразующий минерал – гематит) и в 22 скважинах присутствуют обе разновидности ферриплантитов. Для детального изучения были отобраны 76 разрезов из разных месторождений бокситов провинции ФДМ. Всего в них зафиксировано наличие 336 тел ферриплантитов разной мощности (в основном 2-7 см) и на различной глубине. Установлено, что табачно-охристые ферриплантиты встречаются чаще (в 58 скважинах присутствует только этот тип), чем сургучно-красные (в 4 скважинах есть только этот тип). Также есть разрезы, где есть оба типа ферриплантитов (табл. 2).

Таблица 2. Расположение и количество тел ферриплантитов в профиле выветривания.

Горизонт	Железистый горизонт	Бокситовый горизонт			Кираса	Всего тел
		нижний	верхний	Без разделения		
Интервал от глинистого горизонта вверх по профилю	0-4,5м	4,5-9м	9-13,5м	4,5-13,5м	13,5->13,5м	0-13,5м
Все тела ферриплантитов						
Общее количество	178	96	57	153	5	336
Табачно-охристые ферриплантиты						
Общее количество	140	80	53	133	5	278
Сургучно-красные ферриплантиты						
Общее количество	38	16	4	20	-	58

В таблице 2 представлены результаты статистического анализа, показывающего расположение и количество ферриплантитов в профиле БЛКВ. Как видно из этих данных, на железистый горизонт приходится более половины от общего количества тел ферриплантитов (178). Табачно-охристых ферриплантитов в этом горизонте в 3,6 раз больше, чем сургучно-красных (140 и 38 тел соответственно). Вверх по профилю латеритной коры выветривание количество ферриплантитов уменьшается. Бокситовый профиль для удобства был разделен условно на верхний и нижний. Всего на бокситовый горизонт приходится 153 тела ферриплантитов. В нижних 4,5 метрах бокситовой зоны количество тел ферриплантитов уменьшается до 96. В верхних 4,5 метрах бокситов продолжается уменьшение ферриплантитов – их количество составляет 57. В зоне кирасы (верхнем железистом горизонте) остаётся всего лишь 5 тел.

Таким образом, можно сделать вывод, что количество табачно-охристых ферриплантитов гораздо выше, чем сургучно-красных. Сургучно-красные ферриплантиты вверх по разрезу от глинистого горизонта встречаются реже.

Ферриплантиты являются закономерным членом зональности латеритной коры выветривания, которые образовались в зоне колебания зеркала грунтовых вод бокситоносных

ЛКВ провинции Фута Джаллон-Мандинго. Это подтверждается наличием данных тел в большинстве изученных скважин.

Линзы и плиты ферриплантитов наблюдаются во всех зонах бокситоносной ЛКВ на разных уровнях, начиная с границы с глинистым горизонтом. Это является важным аргументом в пользу непрерывного развития профиля бокситоносной ЛКВ, как гипергенной инфильтрационной метасоматической колонки. В самом верху колонки все минеральные фазы неустойчивые, идет химическое и физическое разрушение коры выветривания. В то же время внизу колонки происходит наращивание коры выветривания.

Таким образом, наличие тел ферриплантитов в бокситовых латеритных покровах провинции Фута Джаллон-Мандинго позволило выявить направленность развития профиля ЛКВ. Их выявление играет важную роль при эксплуатации бокситовых месторождений, так как ферриплантиты способствуют разубоживанию руд, снижая в них содержание глинозема.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза” № 121041500220-0.

Шипилова Е.С., Мамедов В.И., Боева Н. М. Минералого-петрографические особенности нижнего горизонта железистых латеритов и ферриплантитов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Гвинея, Западная Африка) // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64. № 5. С. 595-614.

Mamedov V.I. The separation between Al and Fe the supergene zone as the determining factor of premium bauxite formation // Status of bauxite, alumina, aluminum, downstream products and future prospects. Materials XVI International Symposium ICSOBA-2005. Nagpur, India, 2005. P. 84 – 96.

Mamedov V.I., Shipilova E.S., Bueva N.M., Slukin A.D., Makarova M.A., Vnuchkov D.A., Bortnikov N.S. Ferriplantites in the Bauxite-Bearing Lateritic Weathering Rocks (Futa Jallon-Mandingo Province, Africa): The Key Factors for Iron Accumulation // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 490. № 1. P. 8–12.

Минералогия шлаков Сузунского завода

Щеклеина М. Д.^{1,2}, Типцов В. А.³, Коршунов Д. М.⁴, Овсянников Г. Н.^{1,5}

¹Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, г. Москва

²Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, г. Москва, mary.shec@yandex.ru

³Школа №1553 им. В. И. Вернадского, г. Москва, vladimirtiptsov2006@gmail.com

⁴Геологический институт РАН, г. Москва, dmit0korsh@gmail.com

⁵Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, george2098@mail.ru

Сузунский медеплавильный завод был основан в 1764 году и был самым восточным медеплавильным заводом империи. На завод привозили шлаки Колывано-Воскресенских заводов для извлечения из них меди, однако с 1772 года начались прямые поставки руды с Змеиногорского, Зыряновского, Салаирского, Риддерского колчеданно-полиметаллических месторождений (Сибирские огни, 2019). Шлаки Сузунского медеплавильного завода до сих пор не были минералогически охарактеризованы. Материалом для данного исследования послужили образцы шлаков, отобранные из культурного слоя (53.786345, 82.313863) на месте медеплавильни Сузунского завода. Брекчиерованный и два плотных образца шлака были изучены под микроскопом в прозрачнополированных шлифах в проходящем и отраженном поляризованном свете. Наибольшее фазовое разнообразие представлено в плотном образце из основания культурного слоя, в котором проявлена текстура течения, выраженная в чередовании полос с раскристаллизованной и стекловатой основной массой. В строении данного образца можно выделить три различные по своей природе зоны – зона плавления прото-шлака (рис. 1а), зона текстуры течения с чередующимися слоями и зона нуклеации (рис 1б). В зоне плавления прото-шлака основная масса представлена стеклом, которое по классификации TAS можно было бы отнести к андезибазальтам, но со значительными примесями (табл. 1).

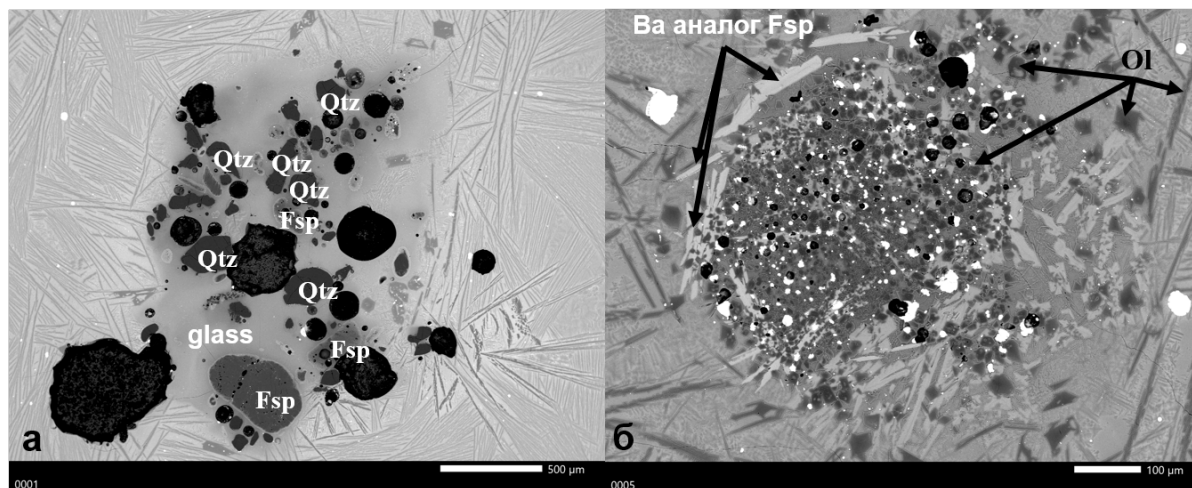


Рисунок 1. Фото в отраженных электронах. а – зона плавления прото-шлака, хорошо видны потрескавшиеся зерна кварца и оплавленные зерна полевого шпата.

В окружающем пространстве – игольчатые кристаллы – оливин, светлые точки – сульфидные капли. б – зона нуклеации, окруженная кристаллами бариевого аналога полевого шпата, а также кристаллами оливина. Сама зона нуклеации сложена преимущественно кристаллами оливина, а также бариевого аналога полевого шпата и множеством сульфидных капель.

В основной массе находятся зерна кварца неправильной формы с трещинами, а также оплавленные зерна полевого шпата. Полевой шпат содержит примеси железа (FeO от 0.08 до 2.45 мас.%), бария (BaO от 0.00% до 2.02%) и иногда цинка (ZnO от 0.00% до 0.61%) и магния (MgO

от 0.00% до 0.12%). В стекле основной массы повсеместно видны зародыши сульфидных капель менее 1 мкм в диаметре, также присутствуют редкие крупные сульфидные капли. Наиболее крупная (15 мкм в диаметре) представлена тонкой решеткой халькопирита и халькозина, вероятно, сформировавшейся по борниту, а также кристаллами сфалерита (табл. 2). Зона текстуры течения представлена перемежающимися участками раскристаллизованного и свежего стекла в интерстициях между игольчатыми удлинёнными зёрнами оливина #Mg 0.55-0.63 (MnO 0.25-0.35 мас.%, CaO 0.05-0.29 мас.%, BaO 0.15-2.02 мас.%, ZnO 5.08-5.99 мас.%) до 800 мкм по удлинению и порядка 5 мкм по ширине.

Таблица 1 Составы стекол шлаков Сузунского медеплавильного завода. 1 – стекло в зоне плавления прото-шлака. 2 – стекло в основной зоне шлифа. Все анализы приведены к 100%.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	BaO	CuO	ZnO	SrO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Sum
1	52.49	0.37	7.82	14.52	2.21	2.73	11.04	0.11	4.74	0.14	1.72	1.35	0.06	0.69	100
2	42.44	0.24	5.70	19.53	3.66	2.27	16.99	0.08	5.86	0.46	0.73	0.87	0.13	1.05	100

Таблица 2. Составы фаз сульфидных глобул Сузунского медеплавильного завода. Все составы приведены к 100 мас.%. Анализы решетки распада борнита, а также решетки из двух типов халькозина произведены по площади.

	O	Si	Al	Fe	Ba	Cu	Zn	Co	As	Se	Pb	S	Total
Решетка распада по борниту анализ по площади	1.98	0.20	0.07	17.64	0.12	51.00	0.41	0.03	0.00	0.00	0.00	28.53	100.00
Решетка из α и β халькозина анализ по площади	1.51	0.16	0.07	5.17	0.20	70.44	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	22.37	100.00
Сфалерит	1.82	0.16	0.09	15.52	0.14	2.71	45.99	0.06	0.00	0.19	0.00	33.28	100.00
Троилит	1.59	0.14	0.10	37.41	0.13	24.38	1.20	0.23	0.00	0.00	0.00	34.80	100.00
Галенит	2.18	0.20	0.08	8.48	0.14	22.52	1.22	0.00	0.91	0.24	44.83	19.19	100.00

Также встречаются скелетные кристаллы оливина. Стекло основной массы могло бы быть отнесено к пикробазальтам в соответствии с диаграммой TAS, однако, как и в случае со стеклом в зоне плавлением прото-шлака, содержит значительное количество примесей Табл.1. Сульфидные капли, встречающиеся повсеместно, имеют размер от 100 мкм до менее 1 мкм, со средним значением порядка 10 мкм. Можно выделить два типа сульфидных капель. Первый тип представлен халькозиновой решеткой иногда с отдельными включениям сульфатов и сфалерита (рис. 2а, табл. 2). Второй тип представлен тонкой решеткой халькопирита и халькозина, сформировавшихся, вероятно, по борниту. Также в сульфидных каплях этого типа встречается сфалерит с включениями каплевидных агрегатов состава близкого к галениту (рис. 2б, табл. 2).

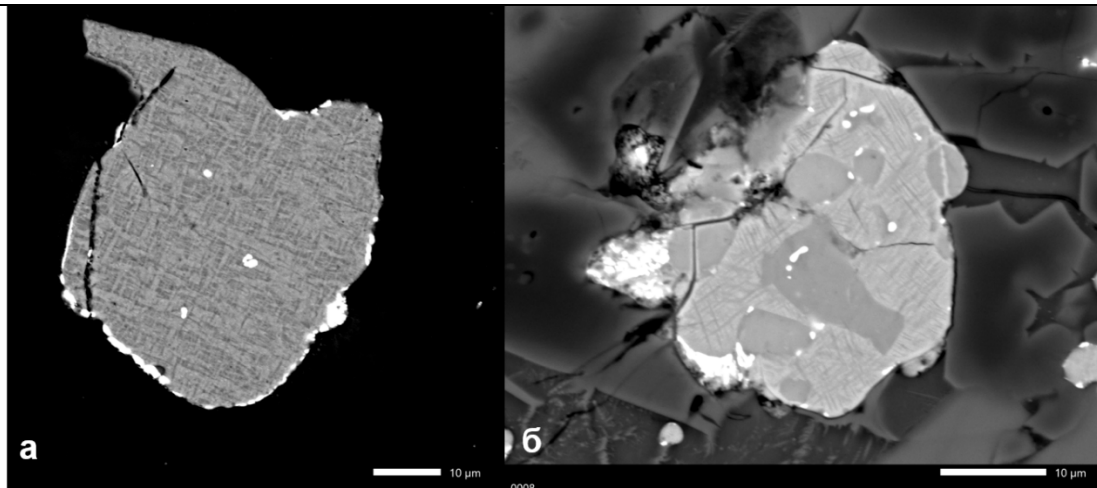


Рисунок 2. Фото в отраженных электронах. а - Сульфидная капля первого типа, сложенная решеткой α и β халькозина. Также в ассоциации присутствует сфалерит. б - Сульфидная капля второго типа, сложенная решеткой распада борнита на халькозин и халькопирит. Также в ассоциации находится сфалерит и троилит, а также фаза, близкая по составу к галениту.

Участки нуклеации как правило имеют округлые очертания. По периметру кристаллизуется скелетный бариевый аналог полевого шпата (BaO до 32.7%, а также примеси ZnO до 0.39%, SrO до 0.33%, CuO до 0.16%, MgO до 0.12%). Центральная часть зоны нуклеации сложена множеством сульфидных капель и скелетных зерен оливина #Mg 0.57-0.61 (MnO 0.25-0.28 мас.%, CaO 0.11-0.13 мас.%, BaO 0.16-0.39 мас.%, ZnO 5.42-5.49 мас.%), которые округлые первичные стекловатые расплавные включения в среднем до 5 мкм в диаметре. Сульфидные капли сложены округлыми зернами троилита и сфалерита, которые находятся в тонкой решетке, вероятно, халькозина и халькопирита, которая развилась по борниту (табл. 2). В некоторых случаях капли сложены исключительно троилитом с оторочками, вероятно, галенитоподобной фазы. В результате проведенных исследований можно утверждать, что в шкалах Сузун-двора в составе сульфидных капель присутствуют халькозин, борнит, распавшийся, вероятно, на халькопирит и халькозин, троилит, сфалерит, и фаза, близкая по составу к галениту. В сульфидных каплях было 2 типа решеток неправильного геометрического вида. Для первого типа характерна серебристо-голубоватая окраска в отраженном свете. Анализ таких решеток по площади дает состав, соответствующий халькозину. Поэтому мы предполагаем, что такая решетка представлена двумя модификациями халькозина: ромбического низкотемпературного β -халькозина и, вероятно, кубический α -халькозин. Такая ассоциация часто встречается в природе (Will, Hinze, Abdelrahman, 2002). Для второго типа сульфидных капель характерна золотистая окраска в отраженном свете и наличие фиолетово-синей оксидной пленки. Состав, измеренный по площади, на формулу борнита не пересчитывается, поэтому мы предполагаем, что это распад борнита на халькопирит и халькозин (Kucha et al., 1981) в среднем с соотношением 1 к 0.9. Примечательно, что в сульфидных каплях нами не было обнаружено меди как таковой, хотя она была диагностирована на рудном микроскопе. Повышенные концентрации цинка и бария объясняются первоначальным составом руд Змеиногорского (Семиряков и др., 2020), Зырянского (Асамбаева, Рустембеков, 2021), Салаирского (Сергеева, Шестакова, 2015) и Риддерского (Мухамеджанова, 2016) месторождений. Свинец мог как изначально содержаться в рудах, так и добавляться на этапе извлечения меди или серебра (Сибирские огни, 2019). Стоит отметить, что золота и серебра не было обнаружено ни в виде фаз, ни в виде примесей. Шлаки Сузунского медеплавильного завода существенно отличаются от медеплавильных шлаков прочих медеплавильных заводов, расположенных преимущественно на Урале, чьи шлаки были изучены с точки зрения минералогии (Ерохин и др., 2019; Сабанова и др., 2015). Отличие заключается в повышенных концентрациях Ba, Zn, Pb и Cu, а также отсутствием магнетита и пироксенов среди кристаллизующихся фаз.

Асамбаева А. Б., Рустембеков М. М. Геология и полезные ископаемые рудного Алтая Ленинского и Зыряновского месторождений полиметаллических руд восточный Казахстан //ББК 1 А28. 2021. С. 115.

Ерохин Ю. В., Захаров А. В., Леонова Л. В. Минералогия шлаков Карабашского медеплавильного завода //Минералогия техногенеза. 2019. №. 20. С. 68-82.

Мухамеджанова Р. Ч. Немеркнущие страницы истории //РОССИЯ, СИБИРЬ И Государства центральной Азии: Взаимодействие народов и культур. 2016.

Сабанова М. Н., Орехова Н. Н., Горбатова Е. А. Технологическая минералогия медных шлаков //Минералогия техногенеза. 2015. №. 16. С. 107-114.

Семиряков А. С. и др. Актуальные вопросы генезиса Змеиногорского золото-серебро-барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). 2020.

Сергеева Ю. А., Шестакова О. Е. Минералогический анализ медно-колчеданной руды Каменушинского месторождения (Салаирский рудный узел) //Современные проблемы в горном деле и методы моделирования горно-геологических условий при разработке месторождений полезных ископаемых. 2015. С. 29-29.

Сибирские огни. Сузунский медеплавильный завод. 2019. № 2. С. 1-96

Kucha H. et al. The replacement of rutile by chalcocite in the Zechstein copper ores of the Fore-Sudetic Monocline. 1981.

Will G., Hinze E., Abdelrahman A. R. M. Crystal structure analysis and refinement of digenite, Cu₁₁8S₉, in the temperature range 20 to 500 C under controlled sulfur partial pressure //European Journal of Mineralogy. 2002.Т. 14. №. 3. С. 591-598.

Платиноиды системы Rh–Zn–Pt из хромититов массива Рай-Из как новый минеральный вид (Полярный Урал)

Юричев А. Н.¹

¹НИ ТГУ, г. Томск, juratur@yandex.ru

Ультрамафитовый массив Рай-Из является фрагментом Хадатинского офиолитового пояса Полярного Урала и расположен между двумя наиболее крупными массивами Войкаро-Сыньинским и Сыум-Кеу. Площадь выхода ультрамафитов около ~380 км², при максимальной ширине 16 км и длине – 28 км (Вахрушева и др., 2017). По геолого-геофизическим данным массив рассматривается как аллохтонная пластина мощностью более 1,5 км, надвинутая на миогеосинклинальные и платформенные комплексы западного склона Урала (Гурская и др., 2004).

Большая часть массива сложена породами дунит-гарцбургитовой серии, среди которых преобладают гарцбургиты, в различной мере насыщенные жилообразными, шпировидными и линзовидными телами дунитов и в меньшей степени – пироксенитов. Хромитовое оруденение распределено в пределах массива Рай-Из крайне неравномерно. Основная масса хромитов преимущественно локализована вблизи крупных дунитовых тел, реже – внутри них в виде линз неправильной формы. В пределах дунит-гарцбургитового комплекса хромитовые руды проявляются в виде мелких залежей, причем как в дунитах, так и гарцбургитах. В результате поисковых и разведочных работ к настоящему времени на массиве Рай-Из выявлены три месторождения хромитовых руд (Центральное, Западное и № 214), более 20 рудопроявлений и свыше 200 точек минерализации (Вахрушева и др., 2017; Гурская и др., 2004; Ширяев, 2021).

В процессе изучения особенностей распределения платиноидов и их минеральных форм в полированных шлифах хромитовых руд центральной и юго-западных частей массива Рай-Из (Центральное и № 214 месторождения), автором выявлена ранее неназванная минеральная фаза (Rh,Zn,Pt). Она отнесена к самым распространенным (диагностировано более 40 самостоятельных зерен) и «сквозным» МПП, обнаруживающимся во всех структурных типах изученных хромититов.

Минерал наблюдается как в зернах хромшпинелидов, так и в силикатных интерстициях между ними. Он формирует преимущественно гипидиоморфные (сгустковатые и вытянутые) зерна размером до 10 мкм, со своеобразной полосчатой, зернистой поверхностью (рис. 1). В химическом составе минерала иногда отмечается незначительная примесь железа (до 2,5 мас. %), меди (до 0,3 мас. %) и никеля (до 0,3 мас. %) (табл.).

Минералы ЭПГ с цветными металлами неоднократно выделялись в подиформных хромититах (Гурская и др., 2004; Дистлер и др., 2003; Юричев, Чернышов, 2019 и др.), однако подобные соединения со значимой ролью цинка и главенствующей концентрацией родия (до 87 %), по мнению автора, диагностированы впервые. Определенный интерес представляет и то, что в 2018 г. данный минерал был нами также обнаружен в хромититах Кемпирсайского массива (Южный Урал) и характеризуется выдержанным и крайне схожим химическим составом с райизским аналогом (Юричев, Чернышов, 2019; Юричев и др., 2019). Изучение геологической литературы по данному вопросу к настоящему времени обнаружить аналогичную минеральную фазу в других геологических объектах не позволило.

Стоит отметить, что наряду с неназванной фазой (Rh,Zn,Pt) в хромититах массива Рай-Из также отмечены другие родиевые минералы холлингвортит (RhAsS) и кашинит ((Ir,Rh)₂S₃), но содержание родия в них значительно более низкое (Гурская и др., 2004).

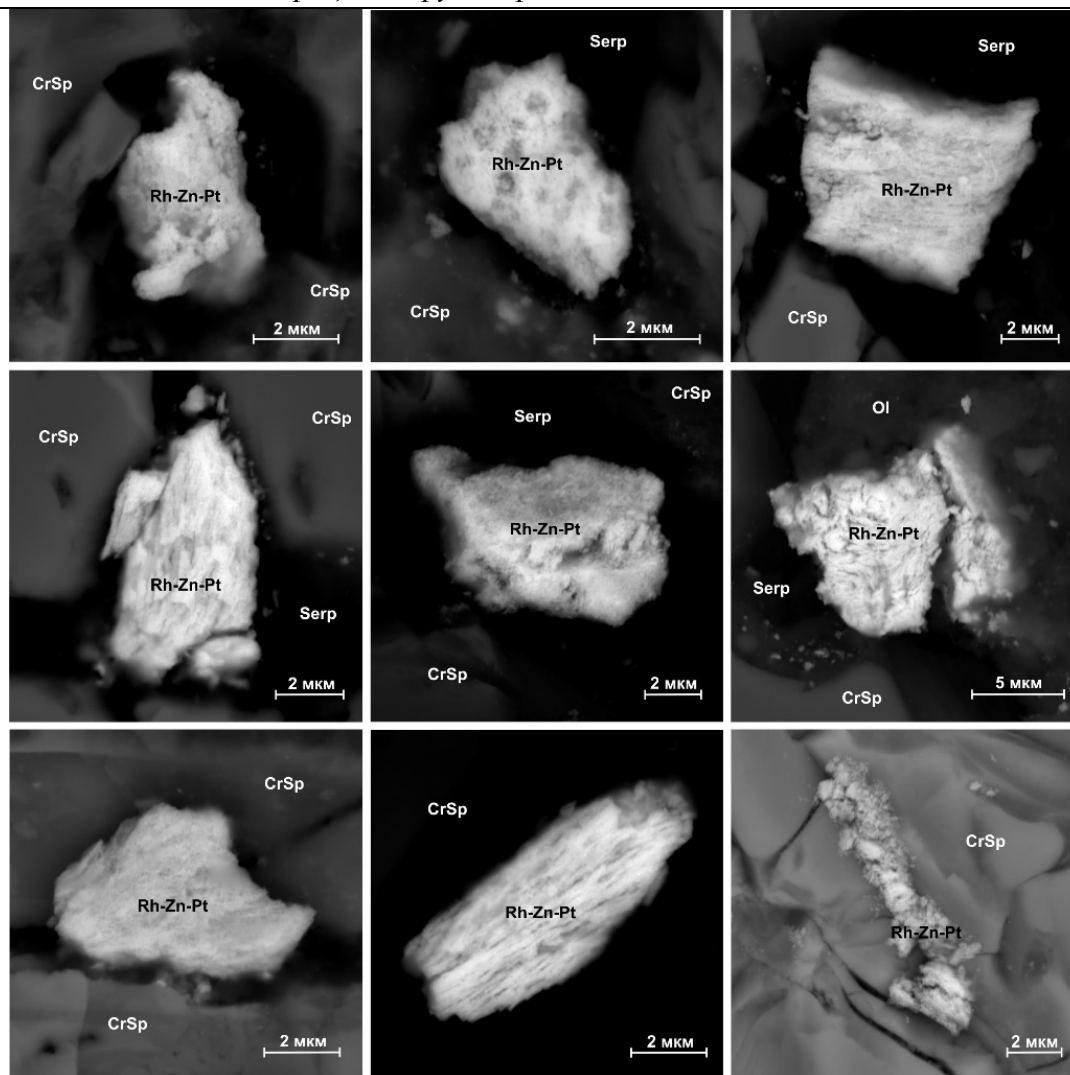


Рисунок 1. Микровключения фазы (Rh,Zn,Pt) в хромитах массива Рай-Из, Полярный Урал.

Микрофотографии в режиме обратно-рассеянных электронов (режим BSE). CrSp – хромшпинель, Serp – серпентин.

Пересчет на стехиометрическую формулу позволяет сделать предположение, что выявленная фаза (Rh,Zn,Pt) может являться интерметаллидом родия с рабочим названием «триродийцинк» и формулой $ZnRh_3$. В ранних работах (Гаркуль, 2023; Gross et al., 2001) имеются данные об образовании интерметаллидных фаз $Zn_{11}Rh_2$, $Zn_{13}Rh$ и $ZnRh$. Таким образом, стоит подчеркнуть, что несмотря на малую освещенность системы Zn–Rh в литературе, из-за критически низкой растворимости цинка и родия друг в друге, объясняемую разностью кристаллических решеток, образование интерметаллидов и твердых растворов возможно.

Образование неназванной фазы (Rh,Zn,Pt) автор предварительно склонен связывать с более поздними событиями изменения первичных МПГ. Вероятно, она могла быть сформирована в ходе мантийного метасоматоза, когда под воздействием восстановленных флюидов мантийного происхождения происходили процессы ремобилизации и переотложения ЭПГ (Киселева и др., 2014; Ahmed, Arai, 2003; Garuti, Zaccarini, 1997).

Таблица. Химический состав платиноида (Rh,Zn,Pt) из хромититов массива Рай-Из, мас. %.

№ п/п	Месторождение	Образец	Rh	Zn	Pt	Ni	Cu	Fe	Всего	Формула
1	Центральное	P-1-167	78,89	15,16	5,80	–	0,22	–	100,07	Rh _{0,74} Zn _{0,23} Pt _{0,03}
2		P-1-168	84,45	13,30	1,86	–	0,16	–	99,77	Rh _{0,79} Zn _{0,20} Pt _{0,01}
3		P-1-173	79,34	18,32	2,52	–	–	–	100,18	Rh _{0,73} Zn _{0,26} Pt _{0,01}
4		P-1-176	70,55	16,69	12,82	–	–	–	100,06	Rh _{0,68} Zn _{0,25} Pt _{0,07}
5		P-2-124	67,79	17,01	14,48	–	–	0,02	99,3	Rh _{0,66} Zn _{0,26} Pt _{0,08}
6		P-2-122	67,61	17,27	15,09	–	–	0,08	100,06	Rh _{0,66} Zn _{0,26} Pt _{0,08}
7		P-2-143	74,61	22,31	1,80	–	–	–	98,72	Rh _{0,67} Zn _{0,32} Pt _{0,01}
8		P-2-146	75,73	22,29	2,02	–	–	–	100,03	Rh _{0,68} Zn _{0,31} Pt _{0,01}
9		P-2-203	69,08	20,43	9,99	–	–	–	99,5	Rh _{0,65} Zn _{0,30} Pt _{0,05}
10		P-2-205	67,66	20,93	10,35	–	–	–	98,94	Rh _{0,64} Zn _{0,31} Pt _{0,05}
11		P-2-208	79,32	18,93	1,28	–	–	–	99,53	Rh _{0,72} Zn _{0,27} Pt _{0,01}
12		P-4-46	84,71	12,03	2,26	–	–	–	98,99	Rh _{0,81} Zn _{0,18} Pt _{0,01}
13		P-4-49	87,08	10,52	2,51	–	–	–	100,1	Rh _{0,83} Zn _{0,16} Pt _{0,01}
14		P-4-56	66,50	20,89	12,30	–	–	–	99,69	Rh _{0,63} Zn _{0,31} Pt _{0,06}
15		P-4-57	62,05	22,55	14,99	–	–	–	99,59	Rh _{0,59} Zn _{0,34} Pt _{0,07}
16		P-4-59	65,47	22,69	11,27	–	–	–	99,43	Rh _{0,61} Zn _{0,33} Pt _{0,06}
17	№ 214	Y-4/3-13	78,55	17,68	3,05	–	–	–	99,28	Rh _{0,73} Zn _{0,26} Pt _{0,01}
18		Y-4/3-62	77,40	15,04	6,53	–	–	–	98,98	Rh _{0,74} Zn _{0,23} Pt _{0,03}
19		Y-325/1-41	77,16	11,22	11,39	–	–	–	99,76	Rh _{0,76} Zn _{0,18} Pt _{0,06}
20		Y-325/1-44	80,61	14,60	4,21	–	–	–	99,42	Rh _{0,76} Zn _{0,22} Pt _{0,02}
21		Y-325/1-46	75,29	15,21	8,23	–	–	–	98,73	Rh _{0,73} Zn _{0,23} Pt _{0,04}
22		Y-325/1-189	77,03	16,74	6,42	–	–	–	100,19	Rh _{0,72} Zn _{0,25} Pt _{0,03}
23		Y-340/7-70	71,33	14,48	13,02	–	–	–	98,83	Rh _{0,71} Zn _{0,22} Pt _{0,07}
24		Y-340/7-71	77,23	13,18	9,36	–	–	–	99,77	Rh _{0,75} Zn _{0,20} Pt _{0,05}
25		Y-340/7-159	65,58	17,42	15,70	–	–	–	98,69	Rh _{0,65} Zn _{0,27} Pt _{0,08}
26		Y-399/2-6	81,35	12,87	5,66	–	–	–	99,88	Rh _{0,78} Zn _{0,19} Pt _{0,03}
27		Y-399/2-17	77,39	11,49	10,95	–	–	–	99,83	Rh _{0,76} Zn _{0,18} Pt _{0,06}
28		Y-340/7-96	65,31	21,20	12,78	0,26	–	–	99,56	Rh _{0,62} Zn _{0,31} Pt _{0,06} Ni _{0,01}
29		Y-340/7-98	68,07	20,29	10,84	0,26	–	–	99,47	Rh _{0,64} Zn _{0,30} Pt _{0,05} Ni _{0,01}
30		Y-325/1-90	72,22	17,69	9,85	–	0,31	–	100,07	Rh _{0,68} Zn _{0,26} Pt _{0,05} Cu _{0,01}
31		Y-325/1-92	74,10	16,88	8,17	–	0,28	–	99,43	Rh _{0,70} Zn _{0,25} Pt _{0,04} Cu _{0,01}
32		Y-325/1-142	82,56	14,04	1,75	–	–	1,49	99,84	Rh _{0,76} Zn _{0,20} Fe _{0,03} Pt _{0,01}
33		Y-325/1-144	81,69	12,57	2,09	–	–	2,52	98,86	Rh _{0,76} Zn _{0,19} Fe _{0,04} Pt _{0,01}

Примечание. Исследование выполнено на электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным детектор UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «АЦ ГПС», НИ ТГУ (г. Томск). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока пучка электронов 4,5 нА и времени накопления спектра в точке 60 секунд в режиме «Point&ID» (2000000 импульсов). Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Rh, Zn, Pt, Ni, Cu и Fe были применены чистые металлы. Аналитические линии: La для Rh и Pt; Ka для Zn, Ni, Cu и Fe.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2017. 265 с.

Гаркуль И.А. Двойные комплексные оксалаты Pd и Rh с 3d-металлами как предшественники биметаллических систем. Дисс. ... канд. хим.н. Новосибирск. 2023. 135 с.

Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Шахова С.Н. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2004. 306 с.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 44–74.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 333–349.

Ширяев П.Б. Окситермобарометрия, вещественный состав и генетические особенности хромовых руд массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал). Автореф. дисс. ... канд. г.-м.н. Москва, 2021. 24 с.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Платиноносность хромититов Куртушибинского офиолитового пояса, Западный Саян: новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2019. № 5. С. 113–125.

Юричева А.Н., Чернышов А.И. Платиноиды системы Rh–Zn–Pt из хромититовского ультрамафитового массива (Южный Урал, Казахстан) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы X Всероссийской конференции с международным участием. Вып. 10. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2018. С. 445–446.

Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбовяк Е.В. Минералы платиновой группы из хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Мугоджары, Казахстан): новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148. № 2. С. 76–86.

Ahmed A.H., Arai S. Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite // *Canad. Miner.* 2003. V. 41. P. 597–616.

Garuti G., Zaccarini F. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinitized and weathered chromitites of the Vourinos Complex, Greece // *Canad. Miner.* 1997. V. 35. P. 611–626.

Gross N., Kotzyba G., Künnen B., Jeitschko W. Binary Compounds of Rhodium and Zinc: RhZn, Rh₂Zn₁₁, and RhZn₁₃ // *Z. Anorg. Allg. Chem.* 2001. V. 627. P. 155–163.

Оценка датирования ^{210}Pb и вертикальной миграции атмосферных радионуклидов в осушенном торфянике верхового типа арктической зоны России

Яковлев Е. Ю.¹, Кудрявцева А. А.¹, Орлов А. С.¹

¹ ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, evgeny.yakovlev@fciarctic.ru

Верховые болота являются сложными саморегулирующимися и постоянно развивающимися системами. Нарушение естественного состояния болотных экосистем может происходить как в ходе хозяйственно-промышленного освоения этих территорий (например, в ходе осушения), так и за счет глобальных климатических процессов, что будет сопровождаться изменением гидрологического режима и физико-химических параметров торфяных залежей и в дальнейшем стать причиной возникновения экологических рисков. Например, изменение окислительно-восстановительных и кислотно-основных условий может стать причиной миграции тяжелых металлов и радионуклидов (Healy et al., 2023). Наибольшую опасность представляют техногенные радионуклиды, имеющие высокую токсичность для биоты и человека и длительные периоды распада. В настоящее время в торфяниках Северной Европы обнаруживается широкий спектр техногенных радионуклидов, которые происходят в основном от двух источников – максимума атмосферных испытаний 1963-1964 и аварии на ЧАЭС (Rosen et al., 2009). Осушение водно-болотных угодий приводит к нарушению целостности торфяников, их естественного водного и химического режимов, запускает процессы деструкции органического вещества, удерживающего радионуклиды (Paoli et al., 2022). Тем не менее, существует большой пробел в изучении влияния процессов осушения на поведение радиоизотопов. Для его устранения мы провели исследования на примере небольшого участка торфяного массива Иласский (Архангельская область), который был осушен с помощью канав в конце 60-х – начале 70-х годов XX века. В качестве объекта для сравнения мы использовали участок с естественным гидрологическим режимом в пределах того же Иласского массива, исходные (фоновые) физико-химические и радиационные параметры которого мы изучили ранее (Yakovlev et al., 2022). Учитывая единый генетический тип и незначительную удаленность естественного и осушенного участков друг от друга, мы можем предположить, что начальные концентрации атмосферных радионуклидов поступивших на поверхность были одинаковыми, в то время как различия в гидрологии сказались на дальнейшем перераспределении изотопов.

Отбор торфяной колонки ИСО-1 (N 64°19'16", E 40°41'01") проведен 5 августа 2020 г. в пределах болотного массива Иласский. В этом исследовании опробование выполнялось в восточной части болотного массива, который был осушен в 1969–1972 гг. методом открытого дренажа с целью отведения избыточной влаги от дорожного полотна при строительстве автомагистрали (Чибисова и др., 2022). Мощность торфяной залежи составила 1,5 м. Керн с ненарушенной слоистостью до глубины 50 см был извлечен ПВХ трубой. После доставки в лабораторию колонку торфа разделяли на слои по 2 см (исключая 0-4 см) и подготавливали для дальнейших аналитических процедур (высушивание, измельчение, просеивание).

Радионуклид ^{137}Cs и ^{241}Am определяли на низкофоновом гамма-спектрометре CANBERRA Packard (США) с коаксиальным полупроводниковым детектором GX2018 на основе кристалла Ge(Li) и программным обеспечением Genie-2000. Разрешение гамма-спектрометра по линии 1,33 МэВ (^{60}Co) составляет 1,75 кэВ, относительная эффективность 22,4%.

Калибровку детектора по энергии, а также расчет эффективности регистрации проводили с применением стандартных образцов с набором радионуклидов ^{241}Am , ^{109}Cd , ^{88}Y , ^{137}Cs , ^{152}Eu . В качестве геометрии измерения в связи с малой массой образцов торфа был выбран плоский сосуд объемом 0,1 литр. Измерение пробы проводили в течение не менее 18000 с.

Удельная активность радионуклида ^{137}Cs определена по линии гамма-излучения 661,66 с квантовым выходом 89,90%, принадлежащей его дочернему радионуклиду $^{137\text{m}}\text{Ba}$. Удельную

активность радионуклида ^{241}Am определили по линии 59,54 кэВ с выходом гамма-квантов 35,9 % (Рекомендация..., 2010). Минимально измеряемые активности для детектора GX2018 составили для ^{241}Am – 0,3 Бк, ^{137}Cs – 0,1 Бк.

Для определения ^{210}Pb навеску торфа массой 5 г разлагали нагреванием HNO_3 и H_2O_2 . После разложения HCl (1:2) выщелачивали кипячением в течение 1 часа. Фильтрат фильтровали через фильтр с синей лентой; фильтр промывали горячей HCl (1:4). Затем остаток вместе с фильтром выщелачивали HCl (1:2) и H_2O_2 при кипячении в течение 30 минут. Затем раствор фильтровали и фильтр промывали, как указано выше. К объединенному фильтрату добавляли HClO_4 и выпаривали до влажных солей, которые далее растворяли при кипячении в концентрированной HCl и обесцвечивали аскорбиновой кислотой. Выделение изотопов ^{210}Po и ^{210}Bi из раствора проводили электрохимическим осаждением на стальной диск, который кипятили в течение 2 часов. Полученный счётный образец измеряли на альфа-бета-радиометре «Абелия» (Бахур и др., 2013¹).

Для определения ^{234}U и ^{238}U навеску торфа массой 5 г озолили в муфельной печи при температуре 600 °С. После сжигания в пробу добавляли трассер 1 см³ раствора радиоизотопного индикатора РИК-232, содержащего ^{232}U . Затем образец разлагали концентрированными кислотами 1:4 HClO_4 и HF при нагревании. Радиохимическую очистку урана от соосажденных с ним ^{210}Po , ^{226}Ra и ^{230}Th проводили экстракцией трибутилфосфатом из 7М HNO_3 (Бахур и др., 2013²). Далее очищенные изотопы урана наносили на стальные диски электролитическим методом в течение 30 мин при постоянном токе 2 А. Полученные препараты измеряли на альфа-спектрометрах с полупроводниковыми кремниевыми детекторами «Прогресс» и «Мультирад-АС» (НПП «Доза», Россия).

Для датирования ^{210}Pb авторы применили модель постоянного потока SF с использованием метода моделирования Монте-Карло. Авторы следовали процедуре расчета, рекомендованной (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernandez, 2012), уделяя особое внимание зависимым переменным при оценке ошибок. Из-за неэкспоненциального снижения активности ^{210}Pb по торфяному разрезу использовался дополнительно метод подбора набора данных авторов (Swanek et al., 2021).

Активность ^{137}Cs в изученном торфяном профиле ИСО-1, отобранном на осушенном участке болотного массива Иласский, варьирует в пределах от 2,6 до 142,6 Бк/кг (0–4 см) (рис. 1). Активность ^{137}Cs резко падает на 4–6 см и составляет уже 68,8 Бк/кг с дальнейшим плавным снижением вниз по разрезу. Распределение ^{137}Cs типично для верховых торфяников, где характерна высокая подвижность радиоцезия. Однако такое распределение характерно, как правило, для естественных болот без антропогенного воздействия на торфяные залежи (Rosen et al., 2009). Для естественного участка исследуемого болотного массива (кern ИСНО-1) был обнаружен пик активности ^{137}Cs на глубине 19–21 см. Исследования физико-химических параметров данного керна позволили выявить в этом горизонте сложный геохимический барьер окислительно-восстановительного, сульфидного и сорбционного типа, условия которого способствуют удержанию ^{137}Cs (Yakovlev et al., 2022). Вероятно, это связано с нарушением естественного гидрологического режима осушенной болотной залежи ИСО-1. Формирование геохимического барьера не происходит и нет ограничения миграции ^{137}Cs . Это особенно заметно по различиям в активностях ^{137}Cs в верхних горизонтах естественной ИСНО-1 и осушенной ИСО-1 торфяных залежей (45,6 Бк/кг и 142,6 Бк/кг, соответственно). Делаем вывод, что осушение болотного массива в условиях Архангельской области приводит к мобилизации ^{137}Cs и ускоряет его миграцию вверх по разрезу.

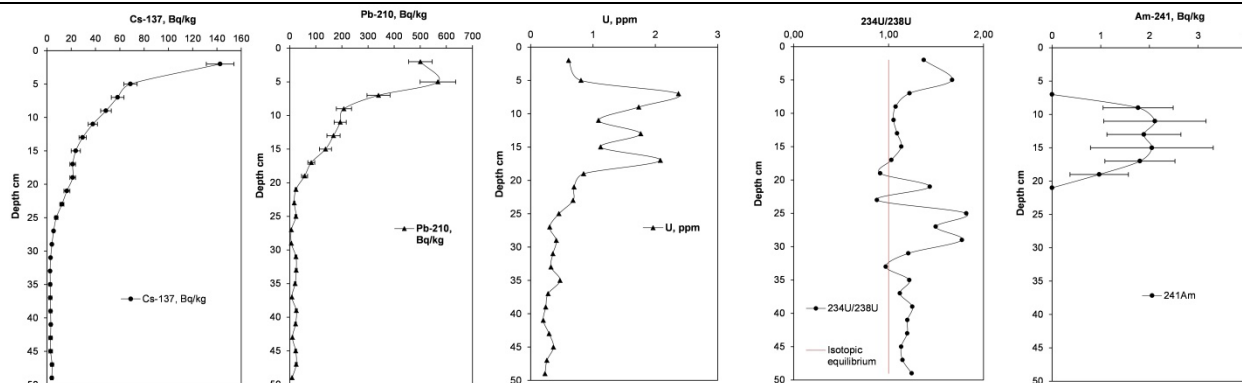


Рисунок 1. Графики вертикального распределения радионуклидов в осушенном торфяном профиле по глубине.

Активность ^{210}Pb в торфяном профиле ИСО-1 варьирует в диапазоне от 6,3 до 567,9 Бк/кг (4-6 см) (рис. 1). Активность ^{210}Pb на 0-4 см составляет 500,8 Бк/кг. Концентрирование максимумов ^{210}Pb в самых верхних горизонтах является закономерным процессом подтверждающим поступление ^{210}Pb в торфяник с атмосферными выпадениями. Ниже горизонта 4-6 см активность ^{210}Pb экспоненциально снижается до глубины 20-22 см (23,9 Бк/кг). С горизонта 22-24 и до самого нижнего слоя активность ^{210}Pb перестает изменяться и незначительно варьирует от 19 до 23 Бк/кг. В вертикальном распределении ^{210}Pb в залежи ИСО-1 также наблюдаются значительные отличия от участка ИСНО-1 (Yakovlev et al., 2022). Так, для естественной залежи ИСНО-1 характерно активное вымывание ^{210}Pb из вышележащих горизонтов и концентрирование на геохимическом барьере на 19-21 см., при этом, активность ^{210}Pb на этой глубине близка к значениям верхнего горизонта (310,8 Бк/кг в горизонте 0-3 см и 243,9 Бк/кг в горизонте 19-21 см, соответственно). Это свидетельствует о нисходящей миграции ^{210}Pb . Наблюдается перераспределение ^{210}Pb по разрезу. Существенным является также различие в глубинах, где фиксируется присутствие избыточного свинца. В естественной залежи ИСНО-1 он фиксировался до глубины 35-37 см, а на осушенном участке не обнаруживается ниже 22-24 см. Это показывает более низкие скорости накопления массы торфа в пределах участка ИСО-1, связанных с уплотнением залежи.

Содержание U в профиле ИСО-1 варьирует от 0,20 до 2,37 мг/кг (рис. 1), при среднем значении 0,75 мг/кг, что характерно для торфяных почв гумидной зоны Европейского Севера России. В вертикальном отношении отчетливо выделяется интервал 6-18 см. с максимальной концентрацией U, что вероятно связано с динамикой исторических атмосферных поступлений U. Изотопное отношение урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ изменяется в пределах 0,88 – 1,82, что в целом является характерным для поверхностных вод, основным источником питания которых являются атмосферные осадки (Киселёв и др., 2016).

В керне ИСО-1 достоверно был обнаружен ^{241}Am лишь в интервале глубин 8-20 см с вариацией активности от 1,0 до 2,1 Бк/кг. В других горизонтах активность находилась ниже предела обнаружения. В тоже время на участке ИСНО-1 не был достоверно обнаружен ^{241}Am . Учитывая близость расположения площадок ИСО-1 и ИСНО-1 и равномерное атмосферное поступление ^{241}Am , можно предположить, что его обнаружение на участке ИСО-1 связано с уплотнением залежи и «эффектом концентрирования».

Распределение ^{210}Pb по изученному торфяному разрезу имеет практически экспоненциальный характер с незначительной флуктуацией активности в верхней части. Коэффициент детерминации R-квадрат для всего ряда данных $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{uns}})$ составляет 0,96, что является приемлемым для используемой нами модели датирования CF и говорит о незначительном влиянии миграции на ^{210}Pb (Swanek et al., 2021).

Результаты датирования торфяного профиля ИСО-1 представлены на рис. 2. Ниже горизонта 22-24 см избыточный свинец не обнаруживается, поэтому модель ограничивается слоем 20 см, которому соответствует 1896 год. Возраст горизонтов ниже составляет более 150 лет и выходит за пределы датирования. Сопоставление данных по распределению техногенного

²⁴¹Am указывает на наличие пика активности в горизонте 12-14 см, который согласно модели датирования CF соответствует возрасту 1963 года (рис. 1) – периоду максимального атмосферного поступления ²⁴¹Am на поверхность земли (Oleksandrenko et al., 2021). Согласованность этих данных указывает на корректность выбранной модели и адекватность результатов датирования.

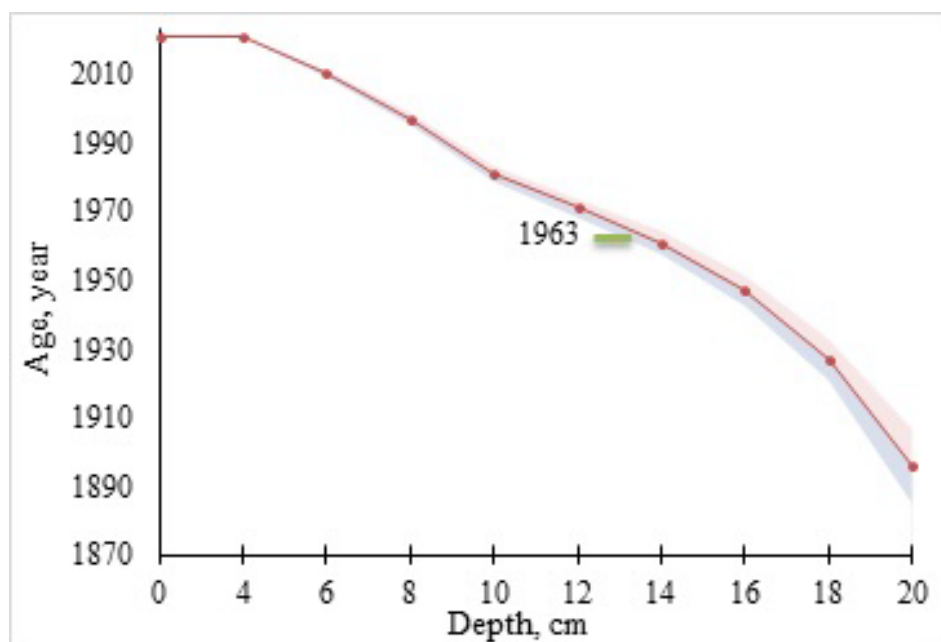


Рисунок 2. Результаты ²¹⁰Pb датирования торфяного ядра ИСО-1 по модели CF (CRS).

В ходе датирования профиля ИСО-1 была рассчитана линейная скорость накопления торфа s . Так, s варьирует в пределах от $0,05 \pm 0,03$ до $0,24 \pm 0,02$ см/год, среднее значение составляет $0,15 \pm 0,02$ см/год. В тоже время для изученного ранее ядра ИСО-1 s варьировало в более широком диапазоне от $0,09 \pm 0,02$ до $1,3 \pm 0,05$ см/год, и средняя скорость накопления была более чем в 3 раза выше и составила $0,48 \pm 0,08$ см/год. Очевидно, что это связано с изменением гидрологического режима на участке отбора профиля ИСО-1 обусловленного осушением, при котором наблюдается существенно меньшее накопление биомассы торфа и происходит уплотнение залежи.

Рассчитанное значение атмосферного потока ²¹⁰Pb на поверхность торфяника составило 77 ± 4 Бк/м²·год, что сопоставимо с литературными данными (Swanek et al., 2021) и полученными нами ранее данными по Европейской субарктике России (для ядра ИСО составил $69,13 \pm 10$ Бк/м²·год) (Yakovlev et al., 2022).

Концентрация ¹³⁷Cs в ядре ИСО-1 постепенно уменьшается по разрезу с максимумом активности в самом верхнем горизонте. Миграция ¹³⁷Cs идет вверх по разрезу, так как не ограничена геохимическим барьером. Вертикальное распределение ²¹⁰Pb в ядре ИСО-1 атмосферный свинец не был обнаружен ниже горизонта 22-24. Это говорит о значительно меньшей скорости накопления торфяной массы на осушенном участке. Содержание U в профиле ИСО-1 в среднем соответствует значениям, характерным для болот субарктической зоны России. В осушенной торфяной залежи обнаружен ²⁴¹Am с активностью до 2,1 Бк/кг. Результаты датирования торфяной залежи показали существенно меньшую скорость накопления торфа в осушенной площадке. Согласованность оценок скорости накопления торфа с распределением ²⁴¹Am свидетельствует о корректности выбранной модели и достоверности результатов датирования.

Работа выполнена за счет средств Гранта Президента Российской Федерации для молодых ученых МК-4298.2022.1.5.

Бахур А.Е., Мануилова Л.И., Зуев Д.М., Овсянникова Т.М., Трухина Т.П. Методика измерений удельной активности полония-210 (^{210}Po) и свинца-210 (^{210}Pb) в пробах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой. ВИМС. Москва. 2013¹.

Бахур А.Е., Мануилова Л.И., Зуев Д.М., Овсянникова Т.М., Трухина Т.П. Методика измерения удельной активности изотопов урана (^{238}U , ^{234}U , ^{235}U) в образцах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой. ВИМС, Москва. 2013². С. 15.

Киселев Г.П., Данилов К.Б., Яковлев Е.Ю., Дружинин С.В. Радиометрические и сейсмометрические исследования кимберлитовой трубки Чидвинская (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Выпуск № 30. С. 43-53.

Рекомендация МВИ: МН 3421-2010. 2010. Методика выполнения измерений на гамма-спектрометре. Белорусский государственный институт метрологии, Минск: БелГИМ, 2010.

Чибисова В.Г., Селянина С.Б., Ярыгина О.Н., Пономарева Т.И., Штанг А.К., Котова Е.И. Влияние осушения болот на групповой состав органического вещества верхового торфа Европейского Севера России // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 126–135.

Swanek A., Łokas E., Mitchell E.A.D., Mazei Y., Gaca P., Milton J.A. Temporal variability of Pu signatures in a ^{210}Pb -dated Sphagnum peat profile from the Northern Ural, Russian Federation // Chemosphere. 2021. № 281. P. 130962.

Healy M.G., Siggins A., Molloy K., Potito A.P., O'Leary D., Daly E., Callery O. The impact of alternating drainage and inundation cycles on geochemistry and microbiology of intact peat cores // Science of The Total Environment. 2023. Vol. 858. Part 1. P. 159664.

Oleksandrenko A., Appleby P., Noernberg T., Shotyk W. Americium-241 in peat bogs as a marker of the beginning of the Anthropocene: examples from Europe and North America., EGU General Assembly 2021. Online 19–30 Apr 2021. EGU21-3744.

Paoli R., Feofilovs M., Kamenders A., Romagnoli F. Peat production for horticultural use in the Latvian context: sustainability assessment through LCA modeling // Journal of Cleaner Production. 2022. Vol. 378. P. 134559.

Rosen K., Vinichuk M., Johanson K.J. ^{137}Cs in a raised bog in central Sweden // Journal of Environmental Radioactivity. 2009. №100. P. 534-539.

Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernandez A.C. ^{210}Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models // Geochemica et Cosmochemica Acta. 2012. № 82. P. 183–200.

Yakovlev E.Y., Orlov A.S., Kudryavtseva A.A., Zykov S.B. Estimation of Physicochemical Parameters and Vertical Migration of Atmospheric Radionuclides in a Raised Peat Bog in the Arctic Zone of Russia // Applied Science. 2022. №12. P. 10870.

Изотопный состав серы сульфидов месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан)

Ятимов У. А.¹, Садыков С. А.¹

¹Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс, umed1990@list.ru

Район Западного Карамазара располагается в западных отрогах Кураминского хребта, в пределах которого присутствует целый ряд рудопроявлений и месторождений черных, цветных и редких металлов (Моисеева, 1969). Изучение распределения изотопного состава серы в сульфидах и сульфатах месторождений района привело многих исследователей к заключению того, что источником сульфатной серы гидротермальных баритов и ангидритов явились осадочные сульфаты древних морей (Виноградов и др., 1969). Восстановление осадочной серы происходило в гидротермальных условиях, что могло служить также причиной появления сульфидной серы рудных минералов с соответствующим изотопным составом (Виноградов, 1980).

В связи с этим целью работы явилось установление источников вещества сульфидов при формировании руд магнетит-полиметаллического месторождения Акташ. Объектами исследования явились сульфидно-магнетитовые, хлорит-пирротиновые и пироксен-сфалеритовые руды в разной степени скарнированного месторождения Акташ.

Магнетит-полиметаллическое месторождение Акташ расположено в Кансайском рудном поле Западно-Карамазарского рудного района в северной части Республики Таджикистан. Вмещающие породы представлены карбонатными (известняками и доломитами) верхнего девона – нижнего карбона, изверженными (гранодиоритами и гранодиорит-порфирами) среднего карбона – нижнего перми, а также скарнами (Рахимов, 1978; Ятимов и др., 2022). По характерным минеральным ассоциациям на месторождении были выделены сульфидно-магнетитовые, хлорит-пирротиновые и пироксен-сфалеритовые минеральные типы руд.

Оптические исследования руд проводились на микроскопе Olympus BX51. Для определения химического состава минералов использован сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act. Определение изотопного состава серы проведено на масс-спектрометре DeltaPlusAdvantage производства фирмы ThermoFinnigan, сопряженным с элементным анализатором EAFlash 1112 интерфейсом ConFloIII. Погрешность анализа – 0.3 ‰.

Сульфидное оруденение на месторождении Акташ образуется при внедрении Чокадамбулакского массива, начиная со скарнового образования и заканчивая гидротермальным этапом. Для оценки возможных источников вещества сульфидного оруденения нами проведены изотопные исследования серы сульфидов в ассоциации со скарновыми минералами и магнетитом. На месторождении Акташ тяжелым изотопом серы в основном обогащены пирит и сфалерит из разных типов руд.

Изотопные соотношения серы изучены в пирите и сфалерите из полосчатых вкрапленных, массивных и прожилковых сульфидно-магнетитовых и пироксен-сфалеритовых руд. Пирит из различных ассоциаций руд, показывает довольно широкую вариацию изотопного состава серы: $\delta^{34}\text{S}$ от -0.94 до $+10.37$ ‰, CDT (рис. 1). Изотопное соотношение серы сфалерита разной ассоциации также показывает большой разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ (от $+0.92$ до $+9.28$ ‰, CDT) (см. рис. 1).

В нескольких анализах пирита и сфалерита обнаружены близкие к нулевым значениям $\delta^{34}\text{S}$, что характерно для магматического глубинного флюида (Фор, 1989; Hoefs, 2009) (см. рис. 1). При высокотемпературном восстановлении сульфатов количество тяжелых изотопов серы снижается в зависимости от окислительно-восстановительных условий и закрытости гидротермальной системы. В крайнем случае, наиболее вероятно, появление близких к нулевым

значениям $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы. В зависимости от условий восстановления сульфатов изотопный состав сульфидной серы может оказаться легче, равным и более тяжелым, чем состав серы метеоритного троилита (Виноградов, 1980).

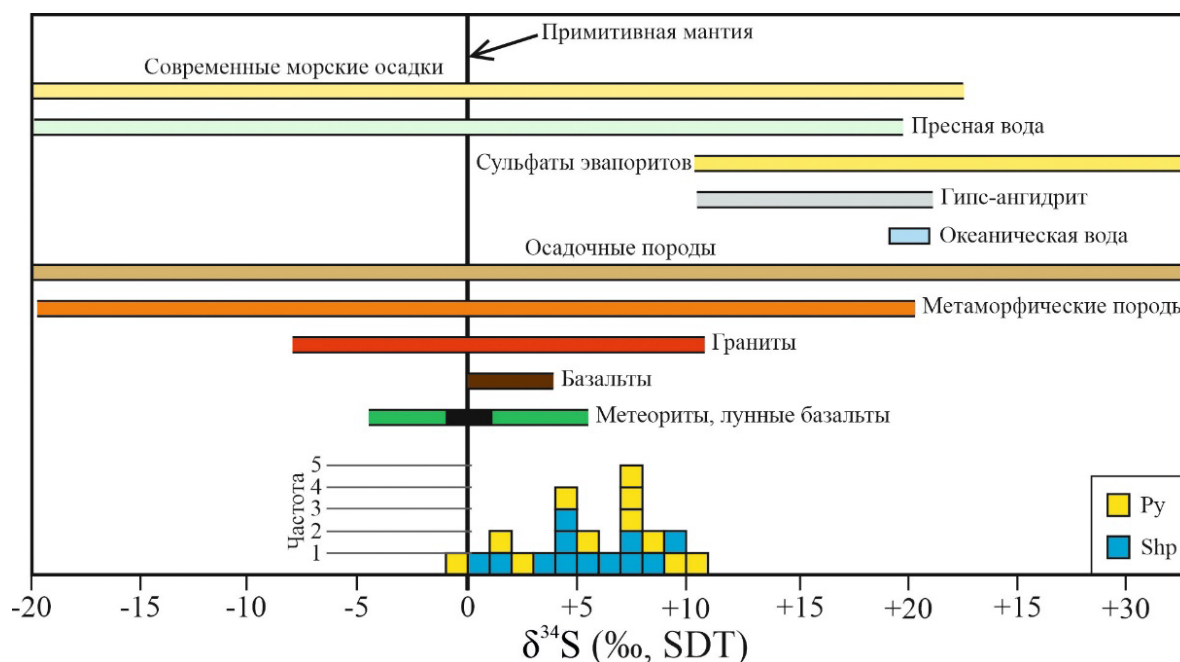


Рисунок 1. Изотопный состав серы сульфидов месторождения Акташ в сравнении с изотопным составом серы различных резервуаров (Hoefs, 2009).

Py – пирит, Shp – сфалерит.

Судя по преобладанию тяжелых изотопов, источником сульфидной серы в рудах месторождения Акташ могли быть гипс–ангидритовые прослои, сохранившиеся в разрезе карбонатных отложений среднего девона – нижнего карбона (Виноградов и др., 1969). Кроме того, в пределах месторождения обнаружена боровая минерализация в ассоциации с магнетитом и флюоритом в карбонатных породах доломит-известкового состава (Ятимов и др., 2023). Боровая минерализация представлена флюоборитом, что вероятно, связана с эвапоритовыми породами, образовавшими одновременно вместе с гипс-ангидритовыми прослоями.

Таким образом, сульфидные минералы месторождения Акташ в основном имеют смешанный изотопный состав и в среднем на +5.7 ‰ обогащены тяжелым изотопом серы (δS^{34} до 10.37 ‰) по отношению к составу серы метеоритов. В связи с этим, можно предполагать, что источником сульфидной серы являются осадочные сульфаты карбонатных осадочных пород, участвующие в процессах рудообразования. Сера рудообразующих сульфидов, вероятно, образовалась в результате восстановления первичноосадочной сульфатной серы. Вовлечение осадочных сульфатов в гидротермальный процесс сопровождалось частичным восстановлением сульфидов, что нашло свое отражение в изотопных вариациях пирита и сфалерита руд месторождения.

Автор выражает благодарность В. В. Масленникову за консультации и помощь в ходе исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 22-17-00215.

Аникина, Е. Ю., Гамянин Г. Н., Бортников Н. С. Изотопный состав серы сульфидов серебрянорудного месторождения Мангазейское (Восточная Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 534-552.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980 192 с.

Моисеева М.И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. Ташкент: Фан, 1969. 204 с.

Рахимов Ш.Х. Геолого-структурные условия локализации скарново-полиметаллических месторождений Кармазара. Ташкент: Фан, 1978. 142 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Ятимов У.А., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Артемьев Д.А. Элементы-примеси в магнетите как индикаторы условий образования железных руд месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2022. Т. 333, № 12. С. 151-167.

Ятимов У.А., Масленников В.В., Рассомахин М.А., Хворов П.В., Лебедева С.М. Флюоборит в рудовмещающих скарнах магнетит-полиметаллического месторождения Акташ в Карамазаре (Северный Таджикистан) // Записки Российского минералогического общества. 2023. Т. 152, № 1. С. 102-109.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer. 2009. 281 p.

Коллектив авторов

Новое в познании процессов рудообразования: Двенадцатая Российская молодежная научно-практическая Школа, Москва, 27 ноября – 01 декабря 2023 г. Сборник материалов [Электронный ресурс] - Электрон. дан. (1 файл: 26,5 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2023.



Подписано к использованию: 24. 11. 2023
Объем издания 26,5 Мб. Заказ № 23-2э. Тираж 300 экз.

ISBN 978-5-88918-074-6

Гарнитура Times New Roman

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук
(ИГЕМ РАН)
119017, Москва,
Старомонетный пер., 35