ИГЕМ РАН
СМУиС ИГЕМ РАН

НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Сборник материалов
XI Российской молодёжной научно-практической Школы



Научное электронное издание

28 ноября - 2 декабря 2022 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 рудообразования

Одиннадцатая Российская молодёжная научно-практическая школа

28 ноября – 02 декабря 2022 г.

Москва-2022

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

Новое в познании процессов рудообразования: Одиннадцатая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 28 ноября – 02 декабря 2022 г. Сборник материалов [Электронный ресурс] - Электрон. дан. (1 файл: 22 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2022.

В сборнике представлены материалы Одиннадцатой 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 Одиннадцатой 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

Фото на обложке – Е. В. Яровая

ISBN 978-5-88918-070-8

© Коллектив авторов, 2022
© ИГЕМ РАН, 2022
© СМУиС ИГЕМ РАН, 2022

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:

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)

SGA Moscow student and young scientist chapter

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., ООО "Норникель Технические Сервисы", 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

Черкашёв 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

Ковригина С. 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 6

Оглавление 7

Тезисы докладов молодых учёных 15

Первые данные о физико-химических параметрах флюида золоторудного месторождения Кутын (Хабаровский край)

Азарян А. М., Баданина Е. В. 16

Палеотектоническая позиция фосфоритовы х районов Сирии

Алзаммар М. 18

Применение ассамблированной свёрточной нейросети для решения задачи экспресс-диагностики и подсчёта минеральных зёрен в сыпучем виде

Аликин О.В., Бойков А.С., Богданов Г.В., Чумаков А.В. 21

О комплексном использовании руд Калгутинского месторождения (Республика Алтай)

Бабушкин В. Е. 24

Геоморфологический памятник природы «Красавская гора»

Баранов Д. В. 27

Элементы-примеси углей и продуктов их сжигания Мугунского буроугольного месторождения (Иркутская область)

Бембеев Д. Б. 30

О важности исследования завойковского вулканического комплекса в контексте изучения геодинамической истории развития Южной Камчатки

Бергаль-Кувикас О.В. 32

Концентрирование ЭПГ в богатых родием рудах месторождений Норильского района

Бровченко В. Д., Петренко Д. Б., Максимова Ю. А., Служеникин С. Ф., Юдовская М. А. 34

Газовые метасоматиты палеофумарольных полей конуса Высота 1004, Толбачинский дол, Камчатка

Булах М. О. 38

Геологическое строение и особенности размещения Au-Ag оруденения эпитермального рудопроявления Каньон, Камчатский край

Буханова Д. С., Жегунов П. С., Жирнова Т. С. 42

Геолого-структурный анализ месторождения-гиганта Сухой Лог

Ванин В.А., Мазукабзов А.М. 45

Первые результаты U-Th-He датирования пирита из карбонатных пород баженовской свиты, Западная Сибирь

Васильева Н. А., Якубович О. В., Васильева К. Ю. Подольская М. М. 47

Минералого-геохимические особенности тонштейна из угольного пласта Новый-1а Харанорского месторождения (Забайкальский край)

Вергунов А. В. 50

Генетические типы латеритных бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Западная

Африка)

Внучков Д. А., Макарова М. А, Шипилова Е. С., Боева Н. М., Мельников Ф. П., Слукин А. Д.. 54

Условия образования карбонатно-силикатных жил Лоухского района Карелии

Волков И. С. 58

Шонгуйское месторождение бериллсодержащих пегматитов: геологическое положение и минералогическая характеристика (Кольский регион)

Галеева Е. В., Зыкова Т. С., Кудряшов Н. М. 61

Влияние частичного плавления на петрографические характеристики (на примере мантийных перидотитов Южного Урала)

Гатауллин Р. А. 66

Особенности благороднометальной минерализации россыпей рек Извёстка и Сорочка (Свердловская область)

Гембель Л. Р., Петров С. В. 69

Морфологические особенности и пробность самородного золота Дарвазского хребта (Западный Памир, республика Таджикистан)

Грибушин К. А. 72

Автоматизация процесса выделения линеаментов по цифровой модели рельефа на основе нейросетевого подхода

Гришков Г. А., Нафигин И. О., Устинов С. А., Петров В. А. 74

Исследование апофиллитов разнометалльных месторождений Дальнегорского рудного района (Приморский край России)

Гусарова В. В., Соляник В. А., Пахомова В. А., Федосеев Д. Г., Братская С. Ю., Остапенко Д. С., Бахмина В. Н. 78

Следы кварц-карбонат-сульфидной минерализации в платобазальтах основания Ключевской группы: данные изучения пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов вулкана Безымянный

Давыдова В. О., Щербаков В. Д. 81

Современное пространственное варьирование распределения ^{137}Cs в пахотных черноземах на территории, подверженной чернобыльским радиоактивным выпадениям

Денисова О. Е., Комиссарова О. Л., Парамонова Т. А. 82

Применение геоинформационных технологий при оценке обвально-взрывных отложений вулкана Корякский (Камчатка)

Долгая А. А., Бергаль-Кувикас О. В. 86

Экспериментальное определение форм переноса палладия и их устойчивости в сверхкритических хлоридных гидротермальных флюидах

Дягилева Д. Р., Рубцова Е. А., Реуков В. Л., Николаева И. Ю., Тарнопольская М. Е., Тагиров Б. Р. 89

Предпосылки формирования месторождений скандия в Накынском кимберлитовом поле Якутии

Еременко Р. У., Игнатов П. А., Овчинников И. М., Толстов А. В. 93

Петрохимические и геохимические особенности пород Алтынайского массива (Средний Урал) и оценка его рудоносности

Жданова В. С., Козин А. К. 97

Первые данные об условиях образования рудопроявления Эвевпента (Камчатка, Россия): по

результатам изучения флюидных включений в кварце

Жегунов П. С., Шапаренко Е. О. 101

Миароловые пегматиты Малханского рудного поля – проблематика оценки запасов и качества цветного турмалина

Желобанов М. А., Романовский А. З. 103

Кристаллическая структура галотрихита

Житова Е.С., Шевелева Р.М., Золотарёв А.А., Нуждаев А.А., Назарова М.А., Жегунов П.С. 106

Первые результаты U-Th-He датирования пирита из островодужных вулканогенных пород рудопроявления Карьерное (Полярный Урал)

Иванова Е. С., Якубович О. В., Соболев И. Д., Тюкова Е. Э. 108

О лампрофиллите из ущелья Гакмана (гора Юкспор, Хибинский щелочной массив): история изучения и новые данные

Ильин Г. С., Аксенов С. М. 110

Особенности оценки химического состава минеральных включений в природных алмазах перидотитового парагенезиса и минералов из мантийных ксенолитов перидотитов с помощью метода Рамановской спектроскопии

Калугина А.Д., Зедгенизов Д.А. 115

Разработка внутрискважинного газового сепаратора

Каминский Я. П., Овезов Б. А. 118

Сравнение геохимических характеристик платиноидно-медно-никелевых руд и пород интрузий Норильского района

Канимбуе Л. С. 120

Петрографические особенности и генезис Мольтыканского массива (Арктическая Чукотка)

Капарушкина Т. С. 123

Особенности геологического строения и минерального состава Ягоднинского месторождения цеолитов (Камчатский Край)

Карелина Н. Д., Белоусов П. Е. 128

Особенности внутреннего строения агрегатов благородных металлов как показатель условий их образования

Козин А. К., Степанов С. Ю., Козлов А. В., Шиловских В. В. 130

Литолого-геохимические особенности кембрийских карбонатных отложений юго-восточной части Сибирской платформы и их связь со стратиформным свинцово-цинковым оруденением

Козлов Г. А. 134

Геохимия и минералогия редкоземельных элементов в железомарганцевых образованиях морей Восточной Арктики как отражение современных условий седиментации и диагенеза

Колесник О. Н. 137

Минералогическая характеристика сурьмяных руд Июльской группы рудопроявлений Тыргетуй-Жипкошинской зоны (Забайкальский край)

Кондрикова А. П., Сучков А. В. 140

Разработка автоматизированной системы предупреждения пересечений стволов скважин методом индукционного каротажа

Костин В. В., Щербакова К. О. 143

Минеральные особенности шлиховых ореолов рудопроявления Сульфидный Накхатанджинский РУ (Магаданская область)

Костина Е. Д., Вьюкова А. М. 146

Минералы тяжелой фракции базальных отложений венда Товского и Архангельского выступов Пинежского грабена как индикаторы источников сноса (Зимний Берег, Архангельская провинция)

Красовская Б.П., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Третяченко В.В., Борисовский С.Е.149

Минералого-геохимические особенности рудовмещающих пикритовых габбро-долеритов западного фланга Октябрьского месторождения Норильского рудного района

Крылов И.О. 151

Предотвращение рисков прихватов труб в процессе строительства скважин

Кузнецова Д. А., Щербакова К. О. 153

Включения в оливине из дунитов массива Матыскен, Корякское Нагорье

Кузьмин И. А., Кутырев А. В., Каменецкий В. С., Тарасов А. А. 156

Развитие утилизации бурового шлама в нефтегазовом деле с включением в ресурсооборот

Лапыкина А. А., Щербакова К. О. 160

Проблемы источников и эволюции высокожелезистых расплавов Ладожского грабена 1.46 млрд лет

Лебедева Н. М., Возняк А. А., Носова А. А. 163

Геохимические аспекты формирования бокситоносного латеритного профиля (Республика Гвинея)

Макарова М. А., Боева Н. М., Шипилова Е. С., Внучков Д. А., Мельников Ф. П. 165

Анализ распределения золота в метасоматических жилах на юго-западном участке рудопроявления Вэви (Камчатка)

Мальцева А. В. 169

Находка циркона в благородной шпинели из доломит-кальцитовых мраморов регионального метаморфизма в районе Лук Йен (Вьетнам)

Мараховская О. Ю. 172

Минералогические и кристаллохимические особенности минералов платиновой группы

Межуева А. А.[1], Каримова О. В. 175

Кристаллические матрицы для иммобилизации редкоземельно-актинидной фракции высокоактивных отходов

Мельникова И. М., Каленова М. Ю. 178

Концептуальные факторы, влияющие на интерпретацию эмпирических данных в процессе геологического познания

Миронов В. А. 179

Структурные преобразования и изменение физических свойств диарсенида никеля при высоких температурах: полуэмпирическая модель и экспериментальные данные

Михайлова П. С., Каримова О. В., Упорова Н. С., Чареев Д. А., Еремин Н. Н. 181

Геолого-генетическая модель формирования кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян)

Москвитина М. Л., Дамдинов Б. Б., Извекова А. Д., Дамдинова Л. Б. 183

Минеральная форма золота в рудах месторождения Вернинское (Иркутская область)

Николаева А. Н. 188

Эволюция надсубдукционной мантии Курило-Камчатской дуги на примере ксенолита мантийного лерцолита (вулкан Чиринкотан)

Новикова А.С., Каменецкий В.С., Зеленский М.Е. 190

Состояние мышьяка в минералах и синтетических фазах по данным рентгеновской спектроскопии поглощения

Обысова С. Е., Чареев Д. А., Тригуб А. Л., Филимонова О. Н. 193

Проектирование цементных растворов для глубоких, высокотемпературных наклонно-направленных скважин

Орлёнкова Е. В., Щербакова К. О. 197

Дешифрирование космоснимка с применением полуавтоматической классификации для выделения структурных особенностей и перспективных участков на Нежданинском рудном поле

Панасенко Ю.М. 200

Метод ЗСБ для предотвращения карстовых провалов

Петина В. А., Овезов Б. А. 202

Источники и уровни радиоактивного загрязнения тундровых территорий Ненецкого автономного округа

Пучков А. В., Яковлев Е. Ю. 204

Обработка призабойной зоны пласта вязкоупругими кислотными составами для увеличения нефтеотдачи

Румянцев А. Д., Овезов Б. А. 208

Особенности геологического строения и формирования Депутатского месторождения (Республика Саха-Якутия)

Рыбин И. В. 211

Особенности геологического строения и формирования месторождения Коунрад (Казахстан)

Рыбин И. В. 214

Содержание SiO_2 и $C_{орг}$ как поисковый признак кварц-углеродистых метасоматитов Восточного Донбасса

Рыбин И. В. 218

Разработка системы управления работы персонала с радиоактивными источника ми излучения при калибровке оборудования для геофизических исследований

Садыкова А. Р., Мусин И. Р., Овезов Б. А. 221

Геофизический прибор нейтронного каротажа с аппаратурой для возбуждения и остановки реакции синтеза

Саидов С. С, Овезов Б. А. 223

Проблема возраста эклогитов комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал

Салимгараева Л. И., Березин А. В. 226

Медные, цинковые и Sn-содержащие оксиды группы шпинели в отложениях палеофумарол Южного поля горы 1004 (вулканический комплекс Толбачик, Камчатка)

Сандалов Ф. Д., Кошлякова Н. Н., Пеков И.В , Жегунов П. С. 230

Сравнительная характеристика результатов линеаментного анализа на основе космоснимка Landsat 8 и цифровой модели рельефа района Кличкинского разлома (Юго-Восточное

Забайкалье)

Свечеревский А. Д., Устинов С. А., Петров В. А., Лапаев Д. С., Яровая Е. В. 234

Применение отечественных геоинформационных систем для решения задачи классификации потенциальных полей

Секерина Д. Д., Дергилёва Е. А. 239

Тенькинский глубинный разлом – фактор локализации рудных участков по вещественному составу в пределах Наталкинского золоторудного месторождения

Скулов А. В., Январев Г. С. 244

Россыпная золоторудная ассоциация района среднего течения р. Ульбея (Охотский район, Хабаровский край)

Смирнов Д. И., Гуськов Д. А., Павлова М. А., Петров С.В. 247

Перспективы включения участка «Путевой» в состав Кунар-Серебрянского золоторудного узла (полуостров Таймыр)

Соколов Д. А. 251

Минералого-геохимические особенности апатита месторождения Кондёр

Соколова Л. А., Толмачёва Е. В., Якубович О. В. 252

Условия образования руд Ново-Учалинского колчеданного месторождения, Южный Урал

Спирина А. В., Грознова Е. О., Викентьев И. В. 254

Закономерности распределения элементов-примесей в гранатах из миаролитовых дунитов, хромититов и метасоматитов Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал)

Степанов С. Ю., Паламарчук Р. С., Корнеев А. В., Артемьев Д. А. 257

Золотое оруденение рудопроявление «Геологическое» (Наталкинское рудное поле)

Сухорукова В. А. 261

Геолого-поисковая модель Июльской группы сурьмяных проявлений Тыргетуй-Жипкошинской зоны (Забайкальский край)

Сучков А. В., Кондрикова А. П. 264

Аномальные вариации изотопного состава минералов орогенного золоторудного месторождения Маринское (Аллах-Юньский металлогенический пояс, Юго-Восток Якутии)

Тарасов Я. А., Фридовский В. Ю., Кудрин М. В, Полуфунтикова Л. И. 266

Барун-Нарынское техногенное месторождение вольфрама (Республика Бурятия, Закаменский район)

Тельнов А. Е. 269

Экспериментальное и теоретическое изучение твердых растворов в системе $Nd_3G_5aO_{12}$ – $Sm_3Ga_5O_{12}$

Товстопят С.В., Еремин Н.Н., Никольский М.С. 271

Создание комплексной трехмерной геолого-геофизической модели уранового месторождения Южно-Широндукуйское Стрельцовского рудного поля (юго-восточное Забайкалье) с целью прогноза локализации скрытого оруденения

Тубольцев И. С., Сорокин А. Г., Гребенкин Н. А. 273

Влияние состава тигля на фазообразование керамик Nd-Ti-Zr-O

Уланова А. С., Никольский М. С. 278

Расчёт химической кинетики реакций природных гипсов различной чистоты в ЦКП

«Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН)

Упорова Н. С., Леонова Л. В., Гуляева Т. Я. 280

Отходы горно-металлургического комплекса, содержащие благородные металлы

Федоров С.А., Амдур А.М., Курмачева В.С. 283

Исследование фазовых соотношений в системе стилватерит, Pd_8As_3-мертиит, Pd_8Sb_3

Федяева М. А., Каримова О. В. 287

Жипкошинский шток редкометальных гранитов в Восточном Забайкалье: геохимия, минералогия и проблемы рудоносности

Ферапонтова С. Ю., Баданина Е. В. 288

Минералого-геохимические особенности сульфидных руд гидротермального поля Семенов-5 (Срединно-Атлантический хребет)

Фирстова А. В., Суханова А. А., Степанова Т. В, Черкашёв Г. А., Бельтенев В. Е. 290

Кавитация и самосборка как часть природоподобной технологии извлечения благородных металлов

Фурсов А. И., Янникова Ю. Ю. 293

Влияние полиморфизма ZrO_2 на строение Nd-пирохлоровых керамик

Циркунова В. Д., Никольский М. С. 295

Технология бурения в условиях наличия интервалов нестабильных глин

Цыганков М. А., Щербакова К. О. 299

Факторы локализации месторождении золото в районе Куангнам- Куангнгай, Центральный Вьетнам

Чан В. Т. , Игнатов П. А. 301

Типы урановорудной минерализации, проявленные в различных породных комплексах на участках Натали и Туюкан (Тонодское поднятие)

Чепчугов А. М., Леденева Н. В., Полбина К. А., Гребенкин Н. А. 304

Формы нахождения золота в коре выветривания месторождения «Июньское» (Кемеровская область)

Чумаков А. В., Аликин О. В. 308

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов медно-порфирового месторождения Ак-Суг

Шадчин М.В. 312

Золоторудное месторождение Доброе: РТХ-условия формирования и источник минералообразующих флюидов

Шапаренко Е. О., Сильянов С. А., Хоменко М. О. 316

Минералогические и физико-химические характеристики Au-Ag месторождений Камчатки: Малетойваям, Бараньевское, Родниковое

Шаповалова М. О., Толстых Н. Д., Шапаренко Е. О. 320

Моносульфидный твердый раствор в системе Fe-Ni-S при параметрах алмазообразования

Шарапова Н. Ю., Бобров А. В., Спивак А. В., Искрина А. В. 323

Оценка эффективности геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния методом MMI в ландшафтно-геохимических условиях Южной Карелии

Шарипова А.С. 326

Минералогические предпосылки к выделению зональности оруденения Мутновского золото-

серебро-полиметаллического месторождения (Камчатский край)

Швейгерт П. Е., Жегунов П. С., Москалёва С. В. 328

Ферриплантиты – уникальные образования нижнего железистого горизонта латеритов на примере провинции Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка)

Шипилова Е. С., Боева Н. М., Макарова М. А., Внучков Д. А., Слукин А. Д., Мельников Ф. П.....331

Минералого-геохимическая характеристика пород и руд Этыкинского рудного узла в Восточном Забайкалье

Шубина Н. Е., Баданина Е. В. 335

Применение геоинформационных систем для отражения в базе данных состава многолетнемерзлых пород в районе г. Надыма

Щербакова А. А. 336

Акцессорное золото из ультрамафитов офиолитов: особенности химического состава и вопросы генезиса

Юричев А. Н. 339

Реконструкция процессов современного рудообразования на основе минералого-геохимических особенностей сульфидных руд гидротермального поля Ириновское-1 (Срединно-Атлантический хребет)

Яковенко Е. С.[2], Черкашёв Г. А., Фирстова А. В., Суханова А. А., Степанова Т. В....343

Оценка физико-химических параметров и вертикальной миграции радионуклидов атмосферных выпадений в верховом торфянике Арктической зоны России

Яковлев Е. Ю., Орлов А. С., Кудрявцева А. А., Зыков С. Б.....346

Ретроградные преобразования пород высокобарного комплекса Беломорского подвижного пояса, на примере г. Куропачья

Якушик М. А., Сафонов О. Г., Козловский. В. М., Голунова М. А. 350

Забойный автоматический лазерный макроанализатор для освоения углеводородов

Ямалова А. У.,Щербакова К. О. 353

Следы сейсмической активности на архипелаге Новая Земля

Андреева Н. В., Жостков Р.А., Овсюченко А.Н., Собисевич А.Л. 355

Тезисы докладов молодых учёных



Первые данные о физико-химических параметрах флюида золоторудного месторождения Кутын (Хабаровский край)

Азарян А. М.[1,2], Баданина Е. В.[1]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, adel-sagitova@yandex.ru*
[2]*АО «Полиметалл Инжиниринг», г. Санкт-Петербург*

Золоторудное месторождение Кутын находится в пределах Ульбанского террейна. Рудные зоны расположены в эндо- и экзо-контактах гранодиоритов позднемелового Бираджинского массива. Возраст гранодиоритов определен U-Pb методом по циркону и Rb-Sr методом по валовой пробе и минералам и составляет 90.7±1.7 и 92.7±0.4 млн лет, соответственно (Азарян и др., 2022б). Вмещающие породы представлены юрскими терригенными толщами. Оруденение контролируется тектоническими нарушениями и локализовано в серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах, а также в карбонат-кварцевых прожилках. Месторождение относится к золотокварцевой убогосульфидной рудной формации.

На месторождении выделяются пять ассоциаций рудной минерализации, сформированных в два этапа. Гидротермально-метасоматический этап включает в себя метасоматическую и жильную стадии, в которых выделяются пирит-арсенопиритовая, золото-тетраэдрит-арсенопиритовая, золото-пиритовая и теллуридная ассоциации. Гипергенный этап проявлен в развитии гётит-арсенатной ассоциации (Азарян и др., 2022а).

На основании изучения флюидных включений (ФВ) в кварце метасоматитов и прожилков получены первые предварительные данные о физико-химических условиях формирования месторождения Кутын. Было просмотрено более 30 прозрачно-полированных пластинок, изготовленных из рудоносных метасоматитов по гранодиоритам, кварцевых прожилков, прожилковых брекчий.

Термометрические исследования проведены на оптическом микроскопе Olympus BX53F в комплекте с термостоликом THMSG-600-ec с системой охлаждения образца жидким азотом LNP95. Солевой состав растворов оценен по температурам эвтектик (Борисенко, 1977). Концентрация солей в растворе определена по температурам плавления льда для солевой системы NaCl–H_2O (Bodnar, Vityk, 1994). Изучение состава газовой фазы ФВ в кварцах проведено методом рамановской спектроскопии на спектрометре Horiba LabRam HR800 с Ar-лазером с длиной волны 514,5 и 488 нм.

Кварц серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов тонкозернистый, с неправильными очертаниями, прозрачный. В нем установлены первичные и вторичные ФВ. Первичные приурочены к зонам роста, распространены равномерно, вторичные трассируют трещины и отличаются более мелким размером в первые микроны. Изучено 25 первичных ФВ. Первичные ФВ имеют размер 10-20 мкм, форма включений изометричная, удлиненная, каплевидная, неправильная, иногда характеризуется отрицательной огранкой. ФВ двухфазные с газовым пузырьком, занимающим 20-40 % объема включения. Жидкая фаза представлена водным раствором с преобладанием хлоридов Ca и Na, реже Mg. Соленость раствора варьирует от 4,18 до 7,17 мас. % NaCl-экв. При нагревании гомогенизация в жидкость происходит при температуре 240-370 °C. В газовой фазе установлен CO_2 плотностью 0,15-0,23 г/см^3.

Кварц прожилков от молочно-белого до прозрачного, хорошо различимы его шестоватые кристаллы часто с зонами роста, отмеченными рядами ФВ. Изучено 31 ФВ. Первичные ФВ размером не более 20 мкм, чаще около 10 мкм, форма округлая, реже вытянутая. ФВ двухфазные, газовый пузырек занимает 10-20 % объема вакуоли. Состав флюида $CaCl_2$-$MgCl_2$-(NaCl) с соленостью 0,88-5,71 мас. % NaCl-экв. Температура гомогенизация в жидкость 190-215°C. Состав газа выдержанный: CO_2 + CH_4 (до 5%), плотность CO_2 – 0,10-0,34 г/см^3.

Таким образом, формирование золоторудного оруденения происходило на фоне снижения температуры от среднетемпературных условий (240-370°C) к низкотемпературным (190-215°C)

из хлоридных флюидов низкой солености с газовой фазой углекислотного состава с примесью метана.

Исследования проводились с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» Научного Парка СПбГУ. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90102.

Азарян А.М., Баданина Е.В., Анисимов И.С. Минеральный состав руд золотоносных метасоматитов месторождения Кутын (Хабаровский край) // Записки РМО. 2022. № 3. С. 16–36.

Азарян А.М., Баданина Е.В., Саватенков В.М., Кузнецов А.Б. Возраст и проблема генезиса золоторудного месторождения Кутын, Хабаровский край // Доклады РАН. 2022. Т. 507. № 2. С. 29-35 (в печати).

Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O-NaCl fluid inclusions / Fluid inclusions in minerals, methods and applications. Ed. by De Vivo B, Frezzotti M.L. // Virginia Tech, Blacksburg, 1994. P. 117-130.

Палеотектоническая позиция фосфоритовы х районов Сирии

Алзаммар М.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, alzammarm@gmail.com*

Международный интерес к фосфоритам является естественным поскольку наиболее важными являются различные химические удобрения пользующиеся растущим спросом в большинстве стран мира, Для прогноза месторождений фосфоритов требуется понимания и значения различных факторов, влияющих на их образование. Обсуждается роль тектоники в формировании и распространении сирийских фосфоритов. Выделены новые перспективные площади для поисков этих месторождений. Район исследования расположен в южной части горной цепи Пальмиры, где расположены карьеры по добычи фосфоритов месторождений Альшаркия и Хнейфис, Они локализованы в меловой толще верхнего кампана формация Саваней, мощность которой варьирует от 17 до 317 м, мощность фосфоритовых слоев достигает 10-12 м. Пальмирский фосфоритоносный бассейн ограничен поднятиями с юга Хамад, с севера - Алеппо. Фосфориты содержат P_2O_5 25-34 % (Technoexport, 1966).

Ключевые слова: фосфорит, тектоника, цепь Пальмиры, Сирия.

В Сирии самые масштабные скопления фосфоритов находятся на юге центральной части горного массива Пальмиры. Здесь они много лет добываются в двух карьерах Альшаркия и Хнейфис, Фосфаты накапливались в позднем кампане мелового периода. Фосфориты известны в нескольких других регионах на территории страны. Они накапливались в позднем мелу и раннем эоцене. но по качеству и запасам они считаются менее важными, чем Альшаркия и Хенифис. (рис. 1).

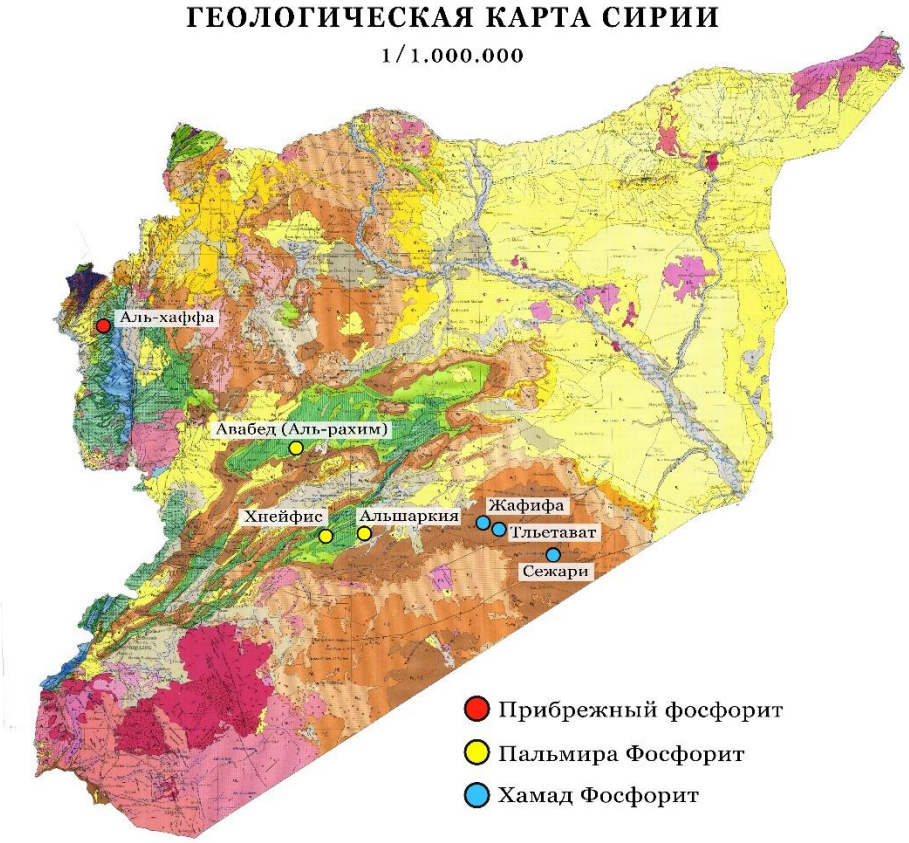


Рисунок 1. расположение важных месторождений фосфоритов Сирии

Месторождение Хнейфис - является одним из наиболее важных мест добычи фосфоритов в Сирии, особенно по их качеству. Доля пентоксида фосфора в руде Хнейфиса составляет 28-34 %. Рудные тела представлены двумя фосфоритовыми пластами, Нижний из них относительно рыхлый, верхний – скальный.

Месторождение Альшаркия (Саваней) - расположено в 30 км на СВ от Хнайфиса. Здесь также имеется два пласта фосфоритов. Нижний рыхлый слой аналогичен нижнему пласту фосфоритов в районе Хнейфиса.

Фосфорит неоднороден и состоит из различных фосфатных зерен в виде оолитов, пеллетоидов, литокластов, детрита костей и зубов рыб. Фосфатные компоненты, как правило, гранулированы с размерами зерен от 0,05 до 0,5 мм; встречаются зерна фосфата миллиметровые и редко сантиметровые.

Считается, что фосфаты откладывались во время сенонской трансгрессии, охватившей северную окраину Афро-Арабской платформы (Al Maleh and Mouty,1988, Al Maleh,1984-1987).

Во время накопления осадочных отложений группы Сухней, которая включает в себя формацию Саваней, в Пальмире произошли важные изменения во всем регионе. Впервые с начала мелового периода морские воды, богатые планктонными фораминиферами, покрыли континентальную часть платформы Поднятие Хамад, возникшее с начала мезозоя, впервые в своей истории было затоплено сенонским морем (Brew et al, 2001). Это погружение было осложнено локальными структурами, такими как поднятия Хамад, и Алеппо которые контролировали осаждение фосфоритов в сенонское время (рис. 2).

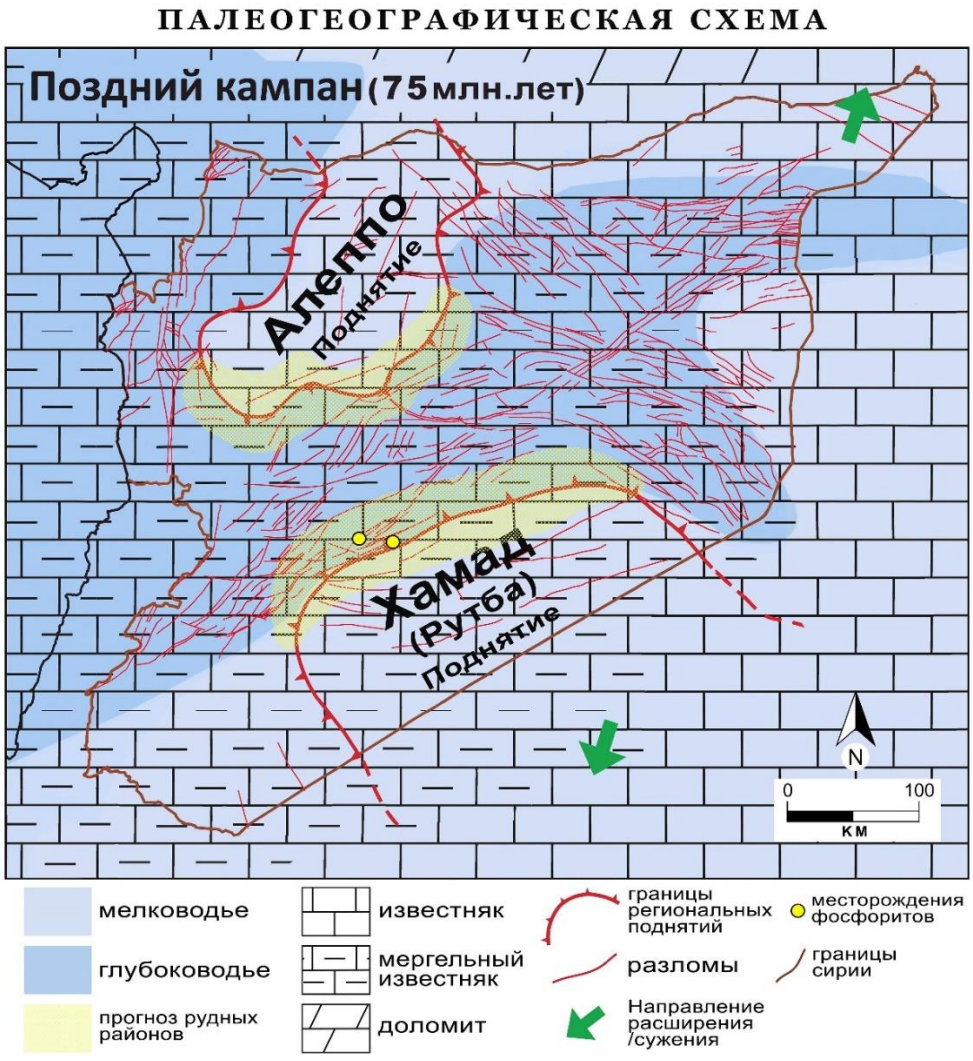


Рисунок 2. Палеогеографическая схема (прогноз новых районов) создана на основе тектонической карты Сирии и осадочной карты позднего кампана (Brew et al., 2001).

Нестабильные условия во время осаждения фосфоритов были обусловлены присутствием фосфатного известняка внутри этой формации. Присутствие кремнеземистых отложений указывает на общее погружение бассейна и это может быть связано с подводным вулканизмом на северной Аравийской платформе, который регионально обогатил осадочную среду кремнеземом (Z.Reiss, 1988), Распространение разломов в северо-восточным направлением в бассейне Пальмиры в верхнем мелу подкрепляет гипотезу (рис. 2).

Во время осаждения формации Саваней весь южный регион Пальмиры характеризовался осаждением фосфоритов по краю поднятия Хамад. которое ограничивает Пальмирский бассейн на юге. Осаждение фосфоритов было сконцентрировано в центральной части северного края упомянутого поднятия. Краевая часть поднятия Хамад сформировало подводные поднятия, которые были особенно подходящими местами для осаждения и концентрации фосфатов.

Среди дополнительных факторов, способствующих этому осаждению, были обогащение фосфором из глубинных вод на северном краю Аравийской платформы потоками, которые поднимались на эту обширную платформу.

Глубина Пальмирского бассейна увеличилась от центрального северного края поднятия Хамад на север (рис. 2). Следовательно, отложение фосфоритов постепенно уменьшалось в направлении северных районов бассейна Пальмиры, где оно было заменено монотонными и мощными известковыми отложениями, до южных краев поднятия Алеппо, которое сформировалось с туронского века (Al Maleh & Mouty, 1988). Есть осаждение фосфоритов на северной окраине бассейна Пальмиры (Долина Аль-Авабед (Аль-Рахим)), связано с подъемами морского дна, приуроченными к южному краю поднятия Алеппо, которое ограничивает бассейн Пальмиры на севере.

Географическое размещение месторождений фосфоритов в Сирии связано с тектонической активностью в северной части Афро-Арабской платформы и изменениями дна осадочного бассейна, сопровождавшими раскрытие Неотетиса и возникновение холодных восходящих течений, нагруженных фосфором, что совпало с наличием поднятий Хамад и Алеппо, которые контролировали седиментацию фосфоритов в важных экономических толщах. Поэтому ожидается наличие большего количества неразведанных фосфоритов месторождений вдоль восходящих окраин поднятий Алеппо и Хамад (рис. 2)

A.Kh. Al Maleh and M Mouty. The sedimentary and paleogeographic evolution of the Palmyridean region during Cretaceous, In: Proceedings 3rd Jordan Geological Conference. 1988. P.213-244.

A.Kh. Al Maleh. Les depots phosphates du Senonien en Syrie et Ies conditions paleo-geographiques de leur. genese. In: 27em Intern. Geol. Congo. 1984. Volume 11. P. 92.

A.Kh. Al Maleh. The general characteristics of Cretaceous sedimentation in' the northern part of the Arabian Platform (the Syrian Platform). In: 8th lAS Regional Meeting of Sedimentology. 1987. P.34-35.

A.Kh. Al Maleh. The geology of the phosphatic deposits in Syria (Senonian and Palaeogene). In: 10lh lnternational Field Workshop and Symposium. Tunis. 1987.

Brew G., M. Barazangi, A. K. Al-Maleh, and T. Sawaf). Tectonic and Geologic Evolution of Syria, GeoArabia. 2001. Vol. 6, No. 4, 2001.

Lucas J. and M. Abbas. Uranium in Natural Phosphorites: the Syrian example. In: Sciences Géologiques. Bulletin, 1989. tome 42. № 3. P.227-228

M. Abbas. Geochimie de l'uranium des phosphorites des Palmyrides centrales, Syrie.These d'Etat, Institut de Geologie, Universite de Strasbourg, Strasbourg. 1987.

M. Al Issa, The geological structure and the composition of phosphatic deposits in Palmyridean Basin. Ph.D . Thesis. Institute of Geological Research, University of Moscow, Moscow. 1972.

Russian Technoexport Mission. The geological map of Syria. Scale 11200,000: Explanatory notes, Sheet: sheet (1-37 xiv) . (al - qaryatein). (Tecbnoexport, U.S.S.R). Ministry of Industry – Syria. 1966.

Reiss Z.. Assemblages from a Senonian high-productivity sea //. Revue de Paleobiologie. 1988. Vol. Spec. no.2. P. 323.-332.

Применение ассамблированной свёрточной нейросети для решения задачи экспресс-диагностики и подсчёта минеральных зёрен в сыпучем виде

Аликин О.В.[1], Бойков А.С.[1,3], Богданов Г.В.[1,2], Чумаков А.В. [1,2]

[1]*ООО «ЦНТ Инструментс», г. Санкт-Петербург, grigory.b322@gmail.com*
[2]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург*
[3]*Горный университет, г. Санкт-Петербург*

В настоящее время технологии искусственного интеллекта находят своё применение практически во всех аспектах деятельности человека, в том числе в производственных циклах, горнодобывающих предприятиях и аналитических центрах. Перспективы использования алгоритмов машинного обучения и созданных на их основе программ для минералого-геохимических исследований рассмотрены подробно в соответствующей статье (Богданов и др., 2021). В настоящей работе приведены первые результаты реализации общедоступных решений для диагностики минеральных видов в сыпучих порошках в оптическом спектре.

В качестве основы для создания программного пакета использовалась модель свёрточной нейронной сети YOLOv4, ассемблированная при помощи специализированного компилятора Darknet. Свёрточные нейросети являются ключевой технологией в Deep Learning, так как позволяют совершать быструю обработку растровых изображений, что критически важно при анализе видеопотока. Выбор YOLO обоснован меньшими требованиями к производительности вычислительного оборудования (процессор, графический процессор, видеопамять и ОЗУ) и наилучшей эффективностью в сравнении с такими популярными сетями, как Google TensorFlow, EfficientDet и FaceBook Pytorch/Detectron2, RetinaNet/MaskRCNN. (Бочковский, 2020).

Код Darknet находится в открытом доступе GitHub пользователя AlexeyAB. Для его корректной работы и дальнейшего обучения модели также необходимы драйверы Nvidia CUDA и библиотеки алгоритмов компьютерного зрения OpenCV и Tensorvision. После успешной компиляции фреймворка можно приступать к обучению модели.

Качественная подготовка и разметка данных является одной из важнейших составляющих дальнейшей работы всего алгоритма. Для обучения нашей генеральной модели используется база данных, представляющая собой заранее проаннотированный набор снимков мономинеральных выборок зерен, крупностью 200-500 мкм (от 1 до 25 минеральных зёрен на один снимок). На данный момент объём базы данных представляет не менее 300 аннотированных снимков для каждого из 50 минеральных видов, и непрерывно пополняется новыми макрофотографиями зёрен минералов. Аннотирование данных производилось при помощи программного пакета LabelImg, и заключалось в выделении областей на фотографии (RectBox), внутри которых находится объект обучения (в нашем случае – минеральное зерно), а также подразделение этих объектов на классы (= минеральные виды). Результатом аннотирования является набор текстовых файлов, включающих в себя координаты RectBox.

Каждый запуск процесса обучения связан с риском некорректно выбрать объём выборки или соотношение количества снимков различных минералов, что замедляет процедуру в целом, и увеличивает время подготовки перед началом каждой итерации обучения. По первым результатам успешное обучение занимает длительное время (от суток до недели), что зависит в первую очередь от размера обучающей выборки, разрешения изображений и количества эпох. Эпоха – повторяющийся этап обучения, необходимый для улучшения качества детекции конечной модели и отражает полное рассмотрение нейросетью полной выборки из базы данных. Оптимальное количество эпох (определено в ходе нашего исследования) находится в пределах 10-200 и зависит от количества выделяемых классов и разрешения исходных изображений.

Качество детекции анализировалось количественным параметром в процессе обучения – среднеквадратичное отклонение (рис. 1), и проинспектировано в условиях, приближённых к реальным: искажённая цветопередача, различные увеличения, фокусное расстояние, прилегания

и наложения зёрен и срастания контрастных минеральных видов. Статистическими методами определено, что качество диагностики минералов в большей степени зависит от количества анализируемых классов: так модель, обученная на 50 минералов, видит конечный объект хуже, чем модель, подготовленная для единственного минерального вида.

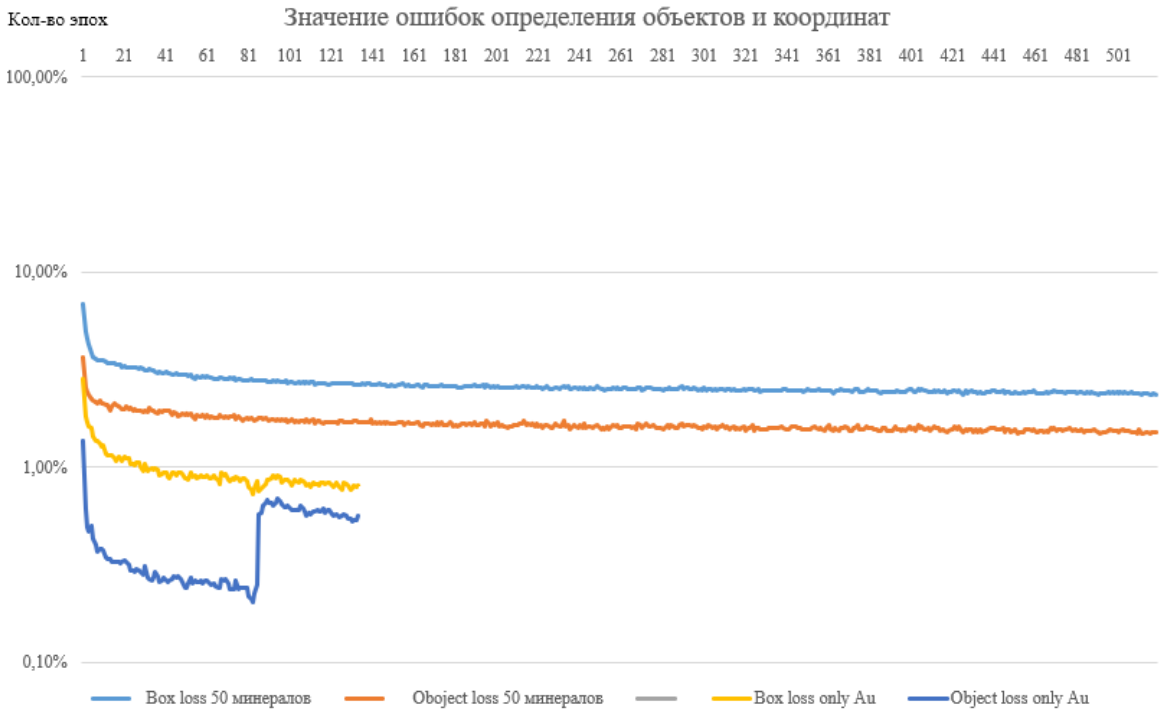


Рисунок 1 Значение ошибки при обнаружении зёрен и фикасации их координат в процессе обучения.

В качестве примера подбора и структуризации данных приведем результаты обработки базы данных самородного золота. В качестве обучающей выборки использовалось 564 оригинальных снимка-макрофотографии, а также 612 аугментированных при помощи библиотеки Keras изображений (искусственно созданных засчёт дисторсий линейными математическими функциями сжатия и растяжения). Важно отметить, что 30% исходных изображений содержали зёрна-сростки самородного золота с кварцем и 10% представляли снимки с полиминеральными смесями. Также использовалось около четырёх тысяч снимков без аннотаций с целевым классом. Первые опыты с алгоритмами машинного зрения показывают, что нейросетевые технологии отлично справляются с распознаванием минеральных видов ничуть не хуже человеческого глаза (Кёйсе, 2012; Коршунов, 2020; Богданов, 2021). Однако все геологи знают, что золото неопытный глаз может спутать с пиритом, халькопиритом и другими сульфидами. Поэтому в обучающую выборку были добавлены снимки с сульфидами, оптически схожими с самородным золотом. Все минералы, не являющиеся объектом определения нашей модели, но при этом, которые могут быть по ошибке приняты ей за золото, мы выделили в отдельный класс, назвав его «Not Gold». Это необходимо для того, чтобы алгоритм мог работать со снимками разной сложности, при этом всегда выдавая достаточную точность (не ниже 90 %).

Также очень важным фактором при создании базы данных является возможность собрать как можно больше минеральных зерен различной формы. Алгоритм, обучаясь на фотоснимках, «сворачивает» их и придает каждому пикселю изображения значение от -1 до 1, где отрицательная единица означает полное несоответствие классу, а положительная полное соответствие (Колмаков, 2017). В человеческом понимании это есть сравнение формы, размера и цвета заданного объекта с «эталонным», на котором обучается конечная модель. Чем больше вариаций форм и цветов золота охватывает нейронная сеть, тем выше будет ее точность в дальнейшем.

Перед обучением была проведена работа с файлами конфигурации (настройка количества эпох, параметров параллельной обработки снимков) и сортировка базы данных (сопоставление

файлов аннотаций с изображениями, отбраковка некачественных фотографий). После обучения в количестве 86 эпох получены файлы весов для нашей модели (рис. 2). Итоговая точность определения самородного золота составила 92 % для выборки, по которой произведено обучение при количестве эпох равном ста тридцати четырём.

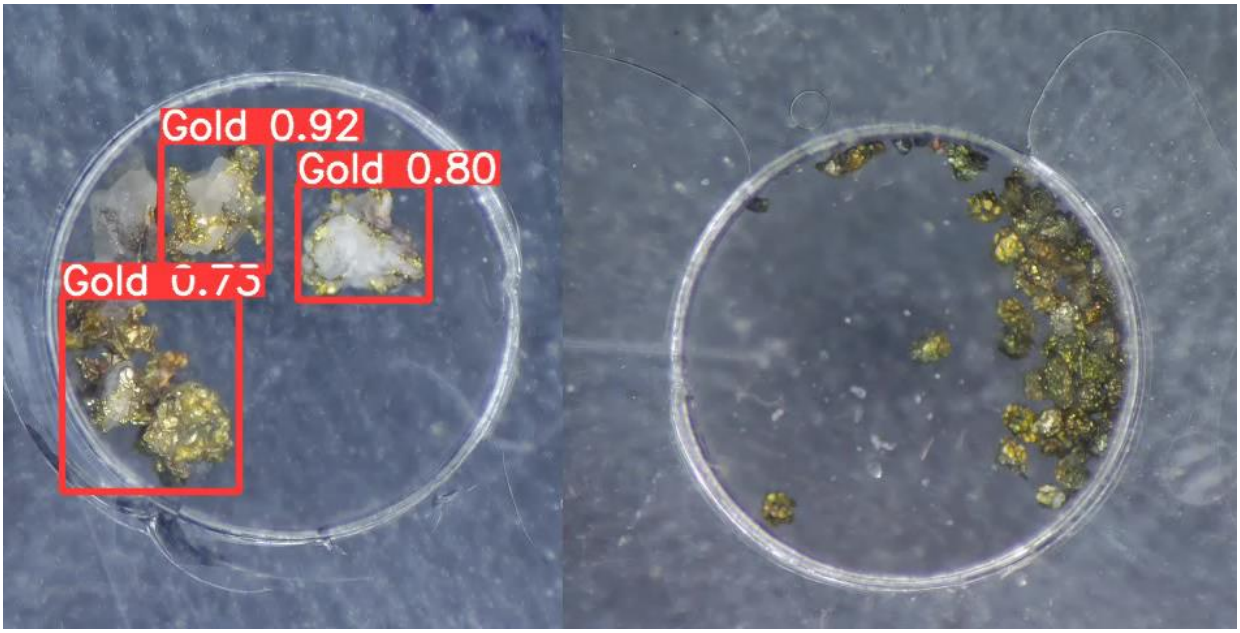


Рисунок 2 Пример работы обученной модели: слева обнаружение золота и отсутствие детекции сульфидов справа.

В следствие проделанной работы YOLOv4 «научилась» определять минеральные зерна самородного золота на макрофотографиях, видеопотоке с увеличением с помощью цифровой камеры Toupcam U3ISPM 18000KPA.

Исследования выполнены с финансовой поддержкой Фонда содействия инноваций, проект УМНИК №17246ГУ/2021

Богданов Г. В., Чумаков А. В., Аликин О. В. // Применение нейросетевых технологий в области недропользования: перспективы внедрения алгоритмов машинного обучения для анализа минерального сырья в сыпучем виде // СПБГУ. 2021

Колмаков М. С. // Применение сверточных нейронных сетей для распознавания изображений // СПБГУ. 2017

Коршунов Д.М., Хвостиков А.В., Кочкарёв А.В., Богуславский М.А. и Крылов А.С. // Использование алгоритмов глубокого обучения для сегментации и анализа минералов на изображениях аншлифов. // «Новое в познании процессов рудообразования». ИГЕМ РАН, 2020

Bochkovskiy Aleksey // YOLOv4 — the most accurate real-time neural network on MS COCO dataset. 2020. Köse C., Alp I., Ikiba C. // Statistical methods for segmentation and quantification of minerals in ore microscopy // minerals engineering. 2012. V. 30. № 2. P. 19—32.

О комплексном использовании руд Калгутинского месторождения (Республика Алтай)

Бабушкин В. Е.[1]

[1]*ООО «ЭКОГЕО», г. Бийск ,ekogeo@211.ru*

Комплексные исследования археологических объектов Горного Алтая позволяют удревнить историю геологических поисков на этой территории, по крайней мере, на 100 тысяч лет. Древние люди для изготовления каменных орудий отбирали сырье по петрофизическим свойствам камня. Первые сведения о геологии Алтая относятся к периоду XVIII-XIX веков и базируются на данных, опубликованных учеными-естествоиспытателями, среди которых следует выделить Палласа, Гельмерсена, Щуровского, Чихачева.

Автором были отобраны пробы руд Калгутинского месторождения из дайки онгонитов (калгутитов), горизонт штольни № 18, ПК № 147, весом 50 кг.

Отобранные пробы были исследованы в Институте Геологии и Геофизики СО РАН г. Новосибирск, в Березовском государственном геологическом предприятии (ГГП 'Березовгеология") г.Новосибирск, в Новосибирском геологическом объединении Комплексная тематическая экспедиция, методами спектрометрии и атомной абсорбции.

Усредненные результаты анализов приведены в таблицах 1,2.

Таблица 1. Среднее содержание металлов в дайке онгонитов (калгутиты)

Bi	Mn	Ti	Nb	Li	Cs	Ta
Средне содержание, %						
0.01	0.1	0.05	0.01	0.17	0.1	
Средне содержание, г/т						
						90
Be	Ge	Y	Mo	Ga	W	Rb
0.012	0.0001	0.002	0.02	0.002	0.024	0.14

Изучение проб из дайки онгонитов показало высокое содержание рубидия и цезия, также заслуживают внимания литий, титан, ниобий, тантал, галлий, иттрий и другие, редкие и редкоземельные металлы. Полученные независимые результаты показали довольно высокую сходимость по серебру – 65 %, золоту – 96 %, литию – 86 %, рубидию -85 %, танталу – 60 %, ниобию – 47 %, бериллию – 36 %, цезию -80 %, иттрию – 15 %.

Были отобраны пробы руд Калгутинского месторождения из молибденовых рудных отвалов «Молибденового тела» (пегматиты), горизонт штольни № 19, весом до 50 кг. Определение кислоторастворимых форм элементов проведено в лаборатории ядернофизических и масс-спектральных методов анализа ООО «Химико-аналитический центр «Плазма» г. Томск. Прибор масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ELAN-DRSe, Метод - масс-спектральный с индуктивно связанной аргоновой плазмой

В результате проведения исследований рудных проб из молибденовых рудных отвалов «Молибденового тела» горизонт штольни № 19 Калгутинского месторождения было установлено, что кроме молибдена, несомненный интерес представляют: алюминий, висмут, медь, бериллий, литий (связан в основном с литиевыми слюдами), рений (связан с молибденитом), ниобий, серебро и другие редкие металлы, редкоземельные элементы, лантаноиды и др.

Немаловажный интерес представляет нерудное сырье: граниты, кварц, полевые шпаты, слюда.

Томским политехническим университетом, кафедрой редких и радиоактивных элементов и экологии под руководством академика Л. П. Рихванова на протяжении ряда лет проводились работы по оценке Калгутинского месторождения на драгметаллы. В жиле № 87 среднее содержание золота - 0,12 г/т, в молибденовом теле - 0,2 г/т, содержание серебра в жиле № 87 – 70 г/т (содержание серебра по данным автора – 19 г/т). Исследования показывают, что серебро фиксируется главным образом в составе сульфидов. Содержание платины в рудах изменяется от 0,5 мг/т до 2980 мг/т, палладия - от 5 до 2800 мг/т. Отмечена связь платиноидов с P, V, Sc.

Таблица 2. Среднее содержание металлов в «Молибденовом теле» (пегматиты)

Bi	B	Mo	Ge	Se	Mg	Sc	In	Sb	Hf	W	Tl
Средне содержание, г/т											
12	25	10100	1.0	5.8	346	8.7	0.2	3.1	0.01	28	0.32
Be	P	Ga	Li	Nb	Al	Cd	Sn	Te	Ta	Re	Au
Средне содержание, г/т											
3.45	29	5.8	56	2.8	8900	20	3.8	7.2	0.61	0.78	0.01
Y	Co	Rb	Ag	Ba	Ce	Nd	Eu	Tb	Ho	Lu	U
Средне содержание, г/т											
0.2	0.68	60	0.9	16	0.46	0.2	0.01	0.015	0.008	0.005	0.2
Fe	Cu	Sr	Cs	La	Pr	Sm	Gd	Dy	Er	Yb	Th
Средне содержание, г/т											
5900	42	2.0	6.0	0.15	0.1	0.01	0.02	0.01	0.008	0,01	0.09

Известно, что платина тяготеет к ультраосновным и основным горным породам. Автором в 1998г., были отобраны пробы из верней части коры выветривания ультраосновных пород Белининского Fe-Ni-Co месторождения (железистый тип), во всех пробах была обнаружена платина со средним содержанием 0,5 г/т. Отобранные пробы были исследованы в лаборатории предприятия «Платина», г. Новосибирск, методом атомной абсорбции.

Вмещающими породами кислых интрузивов Калгутинского месторождения являются эффузивы основного состава, по всей видимости привнос платиноидов осуществлялся из массива основных горных пород. Поэтому наиболее перспективными участками для нахождения платиноидов, являются участки кварцевых жил и контактные зоны с основными породами.

При переработке вольфрамового концентрата на Кировогорадском заводе твердых сплавов и других металлургических комбинатах, извлекаются из концентрата только вольфрам и молибден. Все остальные элементы остаются в кеках и шлаках, которые необходимо дорабатывать с максимальным доизвлечением полезных компонентов. В "хвостах" существующих обогатительных фабрик рудника остается немало полезных компонентов, т.к. существующие на них технологии и приемы работы не позволяют максимально или просто извлечь полезные компоненты. Поэтому "хвосты" обогатительных фабрик необходимо опробовать и складировать для дальнейшего использования.

Изучение проб из дайки онгонитов и «Молибденового тела» показало высокое содержание рубидия и цезия, также заслуживают внимания алюминий, литий, титан, ниобий, тантал, галлий, иттрий и другие редкоземельные металлы.

Количественная оценка Калгутинского рудного района по категории P_3: иттрий - 45,67 тыс. т - 0,054%, иттербий - 4,18 тыс. т - 0,01%,литий - 314,5 тыс. т - 0,587%, цезий - 40,6 тыс. т - 0,08%, рубидий - 99,8 тыс. т - 0,2045% бериллий - 18,6 тыс. т - 0,0338%, ниобий - 9,3 тыс. т - 0,017%,тантал - 4,6 тыс. т - 0,0083%. .

Разработка даек онгонитов и «Молибденового тела» даст гораздо большую экономическую эффективность в течении 3-4 лет, чем разработка маломощных жил.

Как видно из выше сказанного разработка месторождений типа Калгутинского должна начинаться после глубокого изучения вещественного состава руд и разработки технологии для максимального извлечения всех полезных компонентов, как на стадии обогащения, так и на стадиях дальнейшей переработки полученных концентратов.

Кудачин В.В., Чебров И.Н., Крупчатников В.И. Минеральные ресурсы Республики Алтай: изученность, состояние и перспективы освоения. Комитет природных ресурсов по Республике Алтай // Материалы научно-практической конференции, посвященной 300-летию горно-геологической службы России и 50-летию образования геологического предприятия "Алтай - Гео". Горно-Алтайск. 2000. -С. 4-7.

Поцелуев А. А., Рихванов Л. П., Коробейников А. Ф., Никифоров А.Ю., Котегов В.И. 0 необходимости комплексной оценки на благородные металлы руд Калгутинского Mo-W месторождения // Материалы научно-практической конференции, посвященной 300-летию горно-геологической службы России и 50-летию образования геологического предприятия "Алтай - Гео". Горно-Алтайск. 2000. С. 85-88.

Геоморфологический памятник природы «Красавская гора»

Баранов Д. В.[1]

[1]*ИГ РАН, г. Москва, dm_baranov@igras.ru*

Введение. Геоморфологический памятник природы «Красавская гора» располагается в западной части Кировской области, в Шабалинском районе около д. Красава. Памятник указан в списке геологических памятников природы листа О-38-XXVIII Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 со ссылкой на А.Н. Соловьёва (1979, по Государственная…, 2001в). Памятным объектом являются куэстовые уступы рельефа. Тем не менее, в списке ООПТ Кировской области на сайте Министерства охраны окружающей среды Кировской области (https://priroda.kirovreg.ru/) информации о памятнике найти не удалось.

Орографическое положение памятника. Геоморфологический памятник природы «Красавская гора» располагается на границе двух мезоформ рельефа – Свечинских Увалов на севере (южный скат Северных Увалов) и Сюзюмской низины на юге (северная часть Унженско-Ветлужской низменности). Эта орографическая граница обозначена (Государственная…, 2001в) как Шабалинско-Полунинский куэстовый уступ, крайней западной оконечностью которого и является Красавская гора (рис. 1).

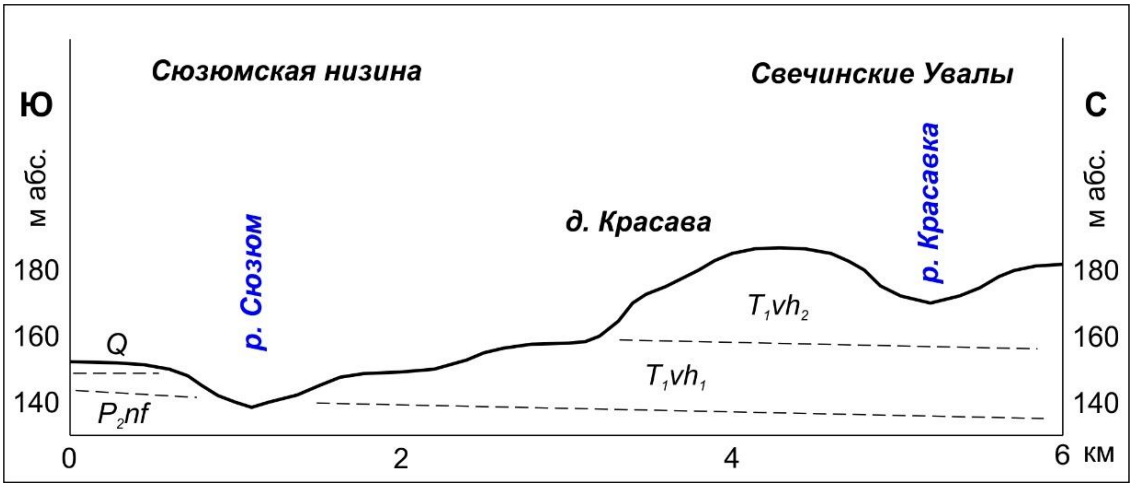


Рисунок 1. Структурно-геоморфологическая схема денудационно-тектонических уступов куэстового типа в окрестностях д. Красавы (составлено автором на основе Государственная …, 2001аб, Табачков и др., 1978).

Геологическое и структурно-геоморфологическое положение памятника.

Свечинские Увалы в окрестностях д. Красавы представляют собой эрозионно-денудационную равнину (Табачков и др., 1978) со средней высотой 170 – 175 м, расчленённую верховьями малых рек и ручьёв (Сюзюм, Красавка, Луговица и др.). В пределах равнины выделяются два уровня поверхностей выравнивания, высокий (170 – 200 м абс.), более древний – дочетвертичный, и низкий (140 – 160 м абс.), более молодой, испытавший преобразования и четвертичное время, а также серия эрозионно-денудационных склонов разной крутизны. Переходы между поверхностями выравнивания разного уровня представляют собой денудационно-тектонические уступы куэстового типа (их также выделяется два уровня, в соответствии с уровнями поверхностей выравнивания).

Поверхность выравнивания высокого уровня осложнена отдельными холмами высотой до 20 – 25 м с пологими вершинами и чётко выраженными склонами. Считается (Табачков и др., 1978), что это эрозионно-денудационные останцы ещё более высоких поверхностей выравнивания. Равнина сложена породами Вохминской свиты Ветлужской серии нижнего триаса, мощность которых достигает 40 м (рис. 1; Государственная…, 2001а). Коренные породы перекрыты маломощным (не более 1 м) покровом четвертичного элювия (Табачков и др., 1978).

К югу от д. Красавы располагается Сюзюмская низина – обширная низменная равнина с высотами порядка 150 м абс. (рис. 1). Рельеф здесь мягкий, с обилием пологих склонов и замкнутых заболоченных понижений. Дочетвертичные породы представлены теми же породами нижнего триаса (мощностью до 10 м), подстилающимися породами верхней перми (рис. 1, Государственная …, 2001а). Четвертичные образования представлены плащом песчаных флювиогляциальных образований среднечетвертичного времени (Государственная …, 2001б). Мощность четвертичных отложений здесь существенно выше, чем в Свечинских Увалах и местами достигает 5 – 7 м.

Морфология памятника. В ходе полевых работ в августе 2022 года установлено наличие чётко выраженных в рельефе уступов к западу и югу от д. Красава (Шабалинский район Кировской области). К западу от д. Красава по шоссе Ленинское – Красава прослежен уступ крутизной 10 – 15°, с наиболее крутой средней частью склона и пологим подножьем и прибровочной частью (рис. 2А). Общая высота уступа составляет 15 – 20 м. По южной окраине д. Красава (ул. Южная, рис. 2Б) уступ выражен несколько иначе – более крутой в верхней части склона с хорошо выраженной бровкой и постепенно выполаживающийся вниз по склону. Исходя из опубликованных и фондовых данных уступы у д. Красавы следует относить к денудационно-тектоническим уступам куэстового типа высокого уровня.



Рисунок 2. Внешний вид уступов в окрестностях д. Красавы (фото автора). А – уступ к западу от д. Красава, вид со стороны шоссе Ленинское – Красава. Б – уступ в д. Красава, ул. Южная, вид с юга.

К северу от д. Красавы выявлен отдельно стоящий холм высотой до 185 – 187 м абс. с плоской вершиной и отчётливо выраженными склонами. Скорее всего его можно считать эрозионно-денудационным останцом более высокой поверхности выравнивания.

Заключение. Таким образом, геоморфологический памятник «Красавская гора» представляет собой сохранившийся с дочетвертичного времени уступ, выработанный в коренных породах нижнего триаса осадочного чехла Русской платформы. В течение четвертичного времени, в том числе и под воздействием покровных оледенений происходила лишь моделировка морфологии уступа с сохранением основных черт геоморфологического строения. Исходя из этого как минимум на районном уровне уступы рельефа в окрестностях д. Красавы являются важным объектом охраны природы. Также неординарным является расположение в непосредственной близости от уступа эрозионно-денудационного останца. В ближайшее время планируется подготовка научно-популярной статьи о памятнике природы в местную прессу с целью популяризации природоохранной деятельности и информировании жителей об интересном объекте рельефа.

Автор выражает искреннюю признательность Л. Н. Катушиной за помощь в проведении полевых исследований в августе 2022 года. Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005).

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Средневолжская. Лист О-38-XVIII (Свеча). – С.-Пб.: МПР РФ. ПГО «Центргеология». ВСЕГЕИ. 2001а.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Средневолжская. Лист О-38-XVIII (Свеча). Карта четвертичных образований. – С.-Пб.: МПР РФ. ПГО «Центргеология». ВСЕГЕИ, 2001б.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Средневолжская. Листы О-38-XVIII (Свеча), О-39-XIII (Котельнич). Объяснительная записка. – С.-Пб.: МПР РФ. ПГО «Центргеология». ВСЕГЕИ. 2001в. 116 стр.

Табачков В.Ф., Гантов Б.А., Овсянникова И.А., Костин Б.М., Гришина С.Н. Отчёт по геологическому доизучению, геологической, гидрогеологической и инженерно-геологической съёмке территории листа О-38-XVIII (Свеча). – Дзержинск: ТГУЦР. 1978.

Элементы-примеси углей и продуктов их сжигания Мугунского буроугольного месторождения (Иркутская область)

Бембеев Д. Б. [1]

[1]*МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва, danzan2702@yahoo.com*

В результате массового использования угля в качестве энергоносителя на протяжении многих десятилетий в настоящее время накоплено огромное количество продуктов их сжигания. На многих ТЭЦ золошлаковые отвалы уже переполнены, а сама зола серьёзно увеличивает экологическую нагрузку. В связи с этим, переработка зол может улучшить экологическую обстановку. Также известно, что золошлаковые отвалы содержат элементы-примеси, что может являться дополнительным стимулом для их переработки. При этом наиболее перспективными с точки зрения металлоносности являются продукты сжигания бурых углей. В сравнении с антрацитами и каменными углями, бурые угли содержат существенно большую концентрацию элементов-примесей в связи с наличием в них гуминовых кислот (Кизильштейн, 2002).

В настоящем исследовании были проанализированы образцы бурых углей и продукты их сжигания Мугунского буроугольного месторождения Иркутской области. Анализ проводился методом рентгено-флюоресцентного анализа с помощью прибора EDXRF Niton FXL 950 GOLDD+ в истёртых до порошка пробах.

На Мугунском буроугольном месторождении в разные годы проводилось изучение редких и рассеянных элементов. Поиски попутных компонентов в углях проводились в период детальной разведки 1960-1965 гг. и в 1983-1991 гг. в период доразведки. Систематизация и обобщение результатов спектральных анализов показали, что взоле мугунских углей из присутствующих элементов наибольший интерес представляет германий. В единичных пробах обнаружены повышенные содержания галлия, скандия, титана, кобальта и бериллия (Гриценков, 2011).

При анализе выяснено, что в углях Мугунского месторождения и продуктов его сжигания присутствуют незначительные содержания Mo, Nb, Rb, As, Pb, Zn, Ni, Cr. Содержание железа достигает 20,4 %. В золах же резко повышается содержания всех рассеянных элементов, а вот серы, наоборот, уменьшается на порядок, что связано с улетучиванием её при сжигании. При анализе зол особое внимание стоит уделить Ti, Zr и Sr, содержания которых приближается к промышленному в соответствующих рудах. Для дальнейшего изучения металлоносности зол необходимо проводить серию полевых наблюдений и прецизионных анализов.

Гриценков П.П., В.Н. Дыбин, Т.А. Одношивкина, и др. Расширение ПУ "Мугунский" филиала разрез "Тулунуголь" ООО "Компания "Востсибуголь". Деп. в ФБУ «ТФГИ по Центральному федеральному округу». Иркутск. 2011. 160 с.

Кизильштейн Л. Я. Экогеохимия элементов-примесей в углях. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНУ ВШ. 2002. 296 с.

Таблица 1. Результаты рентгено-флюоресцентного анализа. Результаты указаны в г/т.

	A-3-B	A-5-B	A-6-B	A-7-B	A-8-B	A-9-B	A-1-C	A-2-C	A-8-C
Mo	<LOD	7	<LOD	<LOD	<LOD	13	<LOD	<LOD	<LOD
Nb	37	26	33	41	38	33	46	43	29
Zr	286	311	263	303	322	571	325	281	377
Sr	572	462	376	681	583	474	338	894	592
Rb	63	41	53	39	46	32	26	31	41
As	22	20	39	<LOD	23	36	21	15	26
Pb	59	<LOD	50	28	39	65	50	47	11
Zn	134	62	163	67	97	103	165	130	90
Cu	166	216	136	266	218	120	627	478	249
Ni	125	110	104	96	108	262	117	116	80
Fe	41604	136725	37425	39020	43229	203776	36087	45549	124612
Mn	701	1511	544	641	595	1852	505	422	920
Cr	141	160	117	132	141	192	159	163	159
V	200	167	196	209	197	214	326	267	187
Ti	4184	3568	4288	3917	3612	4213	4461	4538	3607
Ca	29751	31473	25006	33365	39361	42419	31404	28788	37367
K	9980	7674	8313	5366	7115	5022	3656	3864	7142
Ba	515	596	741	718	411	1678	426	648	608
S	476	3106	138	277	3046	2560	204	121	3554

	A-4-H	**A-8-H**	**Кс-1-С**	**Кю-1-С**	**Кс-1-НН**	**Б-1-С уголь**
Mo	5	6	<LOD	<LOD	<LOD	<LOD
Nb	27	38	50	47	21	6
Zr	314	348	336	315	348	21
Sr	625	866	333	398	403	73
Rb	34	45	27	25	47	<LOD
As	25	21	27	19	9	8
Pb	<LOD	37	100	51	40	6
Zn	78	97	290	171	72	14
Cu	225	180	965	577	34	29
Ni	103	117	128	101	31	<LOD
Fe	149561	58125	32894	36150	48521	5143
Mn	1116	958	488	419	212	<LOD
Cr	163	149	179	149	67	22
V	190	177	375	301	54	60
Ti	2708	3506	4176	4204	1936	449
Ca	34827	44308	32937	30077	21227	12292
K	5547	6954	3766	3388	8425	460
Ba	631	446	442	416	1066	35
S	5889	2296	207	368	1594	17253

О важности исследования завойковского вулканического комплекса в контексте изучения геодинамической истории развития Южной Камчатки

Бергаль-Кувикас О.В.[1]

[1] *ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, kuvikas@mail.ru*

Завойковский вулканический комплекс объединяет миоценовые вулканические покровные и интрузивные субвулканические образования, развитые в прибрежной полосе Авачинского залива, восточнее р. Паратунка, между Авачинской губой на севере и Вилючинской бухтой на юге. Его площадь составляет примерно 500 км^2. На севере и юге комплекс имеет тектонические ограничения, совпадающие с границами Малкинско-Петропавловской зоной поперечных дислокаций, а на западе ограничен Паратунским грабеном.

Выделяются ранняя и поздняя фазы комплекса (Геологическая карта, 2000). Ранняя фаза представлена субвулканическими телами кислого состава, образования поздней фазы имеют андезибазальтовый состав. Тела ранней фазы сложены дацитами и туффизитами дацитового состава. Цепь небольших (около 1 км^2) куполообразных тел северо-западного простирания протягивается от устья р. Малый Вилюй к мысу Безымянный. Возраст образования 9, 63 и 10, 8 млн.л., что практически в два раза моложе субвулканических тел поздней стадии. Поздняя стадия представлена покровной фацией и фацией субвулканических интрузий. Тела сложены андезитами, диорит-порфиритами, долеритами и занимают большую часть завойковского вулканического комплекса. Если на северном берегу Авачинской губы они образуют преимущественно небольшие тела и дайковые системы в береговых обрывах, то в долинах рек Левая и Правая Сельдевая, Большой и Малый Вилюй и Малая Саранная они образуют значительные по площади выходы. Возраст образования магматических тел находится в пределах 12,5-18,4 млн.л. Вмещающими породами являются отложения пресновской толщи вичаевской серии олигоцен-миоценового возраста. В отложениях определены как пресноводные (озерные), так и прибрежно-морские диатомеи.

В современном геодинамическом плане завойковский комплекс приурочен к Малко-Петропаловской зоне поперечных дислокаций. Наличие долгоживущего Авачинского трансформного разлома на субдуцирующей плите (Андреев, Сваричевский, 1994), морфология континентального шельфа (Seliverstov, 2007), наличие низкоскоростной аномалии на глубинах 60-120 км (Gontovaya et al., 2010), фиксирование повышенной электропроводности верхней коры (Логинов, Гонтовая, 2020), повышенный тепловой поток и фиксирование различных разрывных нарушений (Геологическая карта, 2000) наряду с проявлениями моногенного вулканизма (Bergal-Kuvikas et al., 2022) подтверждают наличие аномальной зоны (Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022).

Несмотря на многочисленные публикации об эволюции Камчатки, породы завойковского комплекса не были изучены в должной мере. Согласно государственной геологической карте (2000) возраст пород, вскрытых около полуострова Завойко и в бухтах Авачинского залива, варьирует от 14-11 млн.лет и сложены интрузивными телами, лавовыми потоками древних вулканических комплексов. Таким образом, происхождение завойковского комплекса трудно объяснить ранее опубликованными гипотезами об аккреции разновозрастных дуг к Камчатке. С точки зрения присоединения Кроноцкой палеодуги к Восточной Камчатке сложно объяснить временные интервалы формирования завойковского комплекса, которые образовались значительно раньше, до времени присоединения Кроноцкой палеодуги к Камчатке (Shapiro and Lander, 2007).

Таким образом, резюмируя вышесказанное, хочется подчеркнуть, что вся имеющаяся информация не в состоянии объяснить геодинамическую историю формирования завойковского комплекса в контексте истории формировании Южной Камчатки. Следовательно, изучение завойковского комплекса важно для понимания геодинамической эволюции Южной Камчатки.

Исследование завойковского комплекса планируется осуществить за счет Российского научного фонда «Ревизия геодинамической эволюции Южной Камчатки и оценка вулканоопасности Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций на основе геохимических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных исследований вулканитов завойковского комплекса» (22-77-10019).

Научная новизна определяется как самими объектами исследований, так и предлагаемыми комплексными методами исследований, объединяющими изотопно-геохимические, геолого-структурные, палеомагнитные и петромагнитные методы.

Особенности геологического строения и геодинамическая позиция региона, позволяют считать выбранный район исследования благоприятным для изучения в связи с:

(1) прекрасными обнажениями, вскрытым с внутренней стороны Авачинского залива, в Авачинской бухте и со стороны Тихоокеанского побережья;

(2) наличем разновозрастных магматических пород, начиная с раннего миоцена и до голоценовых моногенных образований, что позволяет изучить изменения условий магмогенезиса во времени и пространстве;

(3) близости дорог и крупных населенных пунктов к объектам изучения, что существенным образом облегчит доставку полевого отряда к объектам изучения;

(4) малоизученности района исследований, комплексный анализ происхождения магм завойковского комплекса будет проводиться впервые.

Таким образом, исследование завойковского комплекса внесет значительный вклад в изучение тектонической эволюции северо-западной Пацифики, что имеет большое значение для исследования эволюции магматических систем в островодужных обстановках в целом. Первые результаты полевых изучений в летне-осенний период 2022 г. опубликованы в Вестнике КРАУНЦ (Бергаль-Кувикас и др., 2022).

Экспедиция по изучению завойковского комплекса и представляемый доклад проводились за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10019, https://rscf.ru/project/22-77-10019/.

Андреев А. А., Сваричевский А. С. Трансформные разломы северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 1994. №. 2. С. 11.

Бергаль-Кувикас О.В., Латышев А.В., Аносова М.Б., Латанова Е.А. Экспедиция по изучению миоценовых магматических пород Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2022. Т. 56. № 4.

Гордеев Е. И., Бергаль-Кувикас О. В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. 502. Т.2. С. 72-76.

Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сопка Мутновская) // Объяснительная записка. Москва. 2000. с. 300.

Логинов В. А., Гонтовая Л. И. Структура литосферы в районе Авачинско-Корякской группы вулканов по геофизическим данным (Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы. 2020. С. 107-109.

Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A., Larionova Y., Perepelov A., Khubaeva, O. Pleistocene-Holocene Monogenetic Volcanism at the Malko-Petropavlovsk Zone of Transverse Dislocations on Kamchatka: Geochemical Features and Genesis // Pure and Applied Geophysics. 2022. P. 1-23.

Gontovaya L. I., Popruzhenko S. V., Nizkous I. V. Upper mantle structure in the ocean-continent transition zone: Kamchatka // Journal of Volcanology and Seismology. 2010. 4. №. 4. P. 232-247.

Lander A. V., Shapiro M. N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series. 2007. 172. P. 57-64.

Seliverstov N. I. Underwater terraces and recent subsidence of the eastern Kamchatka shelf // Oceanographic Literature Review. 1997. 9. №. 44. p. 957.

Концентрирование ЭПГ в богатых родием рудах месторождений Норильского района

Бровченко В. Д.[1], Петренко Д. Б.[2], Максимова Ю. А.[2], Служеникин С. Ф.[1], Юдовская М. А.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, valeriiabrovchenko@gmail.com*
[2]*ГИН РАН, г. Москва*

Магматические месторождения являются одним из главных ресурсов родия – самого дорогого среди благородных металлов в настоящее время. Его концентрирование в том или ином типе магматических месторождений связано с эволюцией высокомагнезиальных расплавов, их последовательной фракционной дифференциацией, гибридизацией и отделением несмесимых жидкостей. В комплексах Урало-Аляскинского типа и подиформных хромититах, концентрирование ЭПГ на магматической стадии связано с хромитообразованием и последующей рекристаллизацией под воздействием отделяющихся флюидов. В стратиформных магматических ЭПГ рифах (Меренский риф, UG-2, Платриф, JM-риф и др.) концентрирование ЭПГ на магматической стадии достигается при совместной кристаллизации с хромитов, но основными процессами являются извлечение их в сульфидных расплав и в магматическую флюидную фазу. В случае ликвационных Cu-Ni-ЭПГ месторождений, к которым относятся и месторождения Норильского рудного района, селективное обогащение руд отдельными ЭПГ, изначально зависящее от их распределения в магме, изменяется при их перераспределении в ходе фракционной кристаллизации сульфидного расплава и/или отделении несмесимой флюидной фазы (Gritsenko et al., 2022).

В ходе кристаллизации сульфидного расплава, обогащенные Pt и Pd руды образуются из остаточных сульфидных расплавов, тогда как платиноиды иридиевой группы (Ir, Os, Ru) и Rh будут концентрироваться в первых кумулатах на ранней стадии эволюции протосульфидной жидкости. Это показывают данные экспериментальных работ по определению порядка кристаллизации и коэффициентов распределения между расплавом и кристаллизующимися фазами (Liu and Brenan, 2015). Первой ликвидусной фазой в системе Cu-Fe-Ni-S является богатый Fe и Ni моносульфидный твердый раствор (MSS). Он появляется при температуре ~1000 °C и превращается в минералы группы пирротина, пентландит и пирит при достижении системой субсолидусных температур <500 °C (Craig and Kullerud, 1969). Коэффициенты распределения Ir, Ru, Os и Rh между MSS и сульфидным расплавом больше 1, тогда как для Pt и Pd меньше 1 (Liu and Brenan, 2015). Кристаллизация промежуточного твердого раствора (ISS) при <700 °C (Helmy et al., 2021) также не приводит к концентрированию ЭПГ в промежуточных кумулатах за счет распределения Pt и Pd в остаточные расплавы. Таким образом, наиболее богатыми Ir, Ru, Os и Rh рудами будут первые кумулаты, богатые продуктами твердофазных преобразований MSS.

В рамках данной работы были измерены содержания ЭПГ и главных компонентов в различных типах руд норильских месторождений, отличающихся высокими содержаниями родия. Концентрации ЭПГ и золота в образцах определяли методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме на масс-спектрометре высокого разрешения «Element 2» («Thermo Fisher Scientific», в ГИН РАН). Подготовку проб для анализа осуществляли по методике, включающей в качестве последовательных этапов обжиг, кислотное разложение, доплавление нерастворимого остатка с пероксидом натрия и выделение из полученного раствора элементов платиновой группы и золота соосаждением на теллуре. Определение содержаний Cu, Ni, Co и S в пробах осуществлялось с помощью метода рентгенофлуоресцентного анализа (ИГЕМ РАН). Содержания и характер распределения элементов примесей в сульфидах были изучены с применением метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) в ИГЕМ РАН. Для расчетов анализов в качестве внутреннего стандарта использовалось ^{57}Fe, ранее измеренное с помощью рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) в ИГЕМ РАН.

Наиболее богатые родием участки рудных тел обнаружены на восточных флангах залежи Северная 1 рудника Скалистый в зоне экзоконтакта Талнахского интрузива и вскрыты скважинами СФ13, 15, 19 и 20. Мощность обогащенных Rh горизонтов достигает около 3 м. Они сложены пирротиновыми массивными и густо-вкрапленными рудами, которые содержат до 10.99 г/т Ir+Ru+Rh (2.55 Ru, 7.72 Rh, 0.72 Ir) по нашим данным и до 12.25 г/т по разведочным данным Норильскгеологии (Tolstykh et al., 2021). Другой тип богатых родием руд обнаружен в зоне нижнего контакта интрузива Норильск 2, где тоже представлены преимущественно пирротиновой ассоциацией с 5 мод. % пентландита с повышенными содержаниями кобальта (до 2.54 мас. %). Массивные пирротиновые руды интрузива Норильск 2 содержат до 14.50 г/т суммы Ir, Ru и Rh. Наиболее обогащенная Rh минерализация связана с сульфидными жилами рудника Заполярный, интрузива Норильск 1, которые содержат до 28.28 г/т Ir, Ru и Rh (при общей сумме ЭПГ и Au до 168 г/т). Жилы мощностью около 5 см имеют зональное строение, по краям обогащены халькопиритом, а в центре сложены пирротином и порфировидными зернами пентландита. Распределение ЭПГ в этих жилах резко отличается от спектра ЭПГ типичного для норильских руд (рис. 1, самый верхний спектр), что свидетельствует о кардинальных различиях истории их фракционирования.

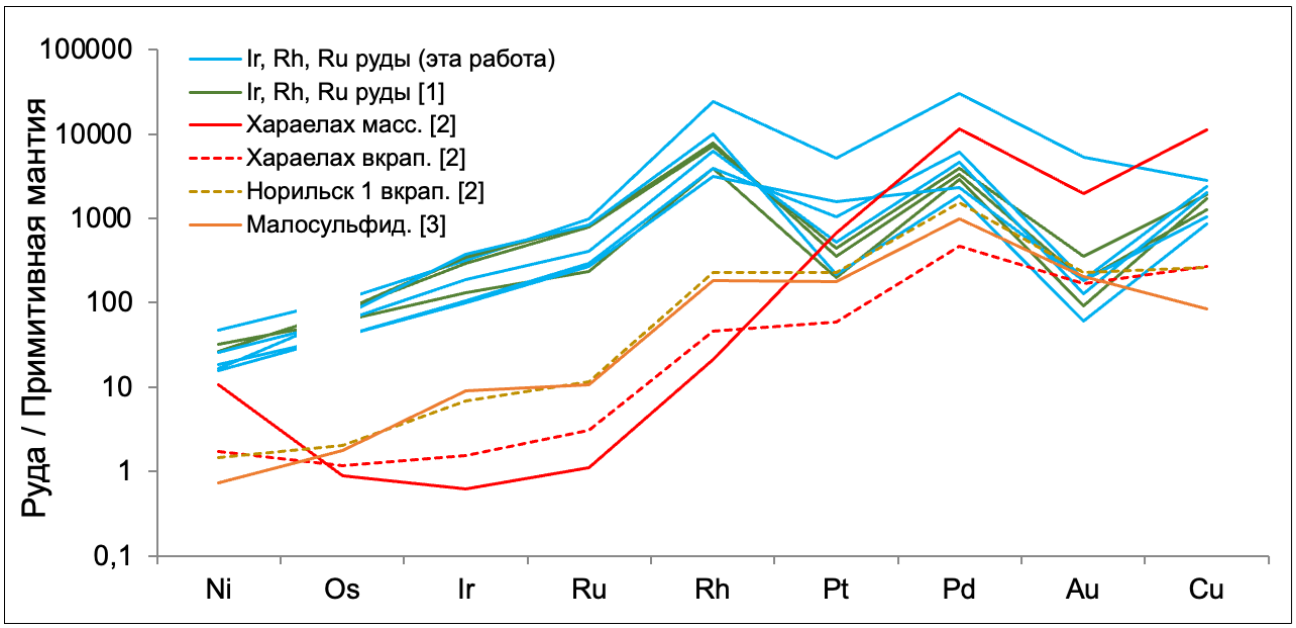


Рисунок 1. Диаграмма распределения рудных компонентов в обогащенных родием рудах в сравнении с их распределением в типичных рудах Норильских месторождений (по данным ([2] - Duran et al., 2017; [3] - Sluzhenikin et al., 2020; [1] - Tolstykh et al., 2021).

Результаты ЛА-ИСП-МС исследования свидетельствуют о гетерогенном распределении ЭПГ в сульфидах из обогащенных Rh типов руд. Главным минералом концентратором Ir, Ru и Rh является пирротин, он содержит до 40.5 ppm Rh, 6.63 ppm Ir, 15.1 ppm Ru и 1.65 ppm Os. Хотя содержания ЭПГ в пентландите выше, чем в пирротине, модальное содержание пирротина в образцах в среднем в 20 раз больше, чем пентландита. Пентландит содержит до 95.5 ppm Rh, 690 ppm Pd, 52.7 ppm Ru, 9.3 ppm Ir и 2.52 ppm Os и характеризуется повышенными содержаниями кобальта.

Еще одним важным минералом концентратором ЭПГ является кобальтовый пирит с содержанием Co до 2.48 мас. %. Кобальтовый пирит встречается в виде идиоморфных кристаллов размером до 1 мм в жиле рудника Заполярный и в нескольких образцах скв. СФ13, где они формируют непрерывные цепочки, срастающиеся в кольца, в халькопирите. Такой пирит содержит до 43.6 ppm Ru, 82.3 ppm Rh, 3.1 ppm Os, 7 ppm Ir и до 120 ppm Pt, которые распределены гетерогенно с максимумами, приуроченными к зонам пирита с повышенными содержаниями Co. Содержания Rh, Ru, Ir и Os положительно коррелируют друг с другом и с Co, тогда как зоны обогащения Pt располагаются в других частях зерен пирита. Это может быть связано как с различиями в скоростях диффузии между этими металлами, так и с обогащением

пирита разными примесями из минералообразующей среды на разных этапах роста кристаллов. Наличие 10-30 мкм включений халькопирита, пирротина и пентландита в таком пирите свидетельствуют о том, что он мог образоваться в результате субсолидусных реакций с участием MSS и ISS (Cafagna and Jugo, 2016). Однако идиоморфная морфология кристаллов пирита, отсутствие прямых контактов с пирротином или пентландитом и обогащение Pt краев зерен пирита, находящихся ближе к пирротиновой части руд говорят о том, что он мог расти и с участием остаточного расплава. В этом случае, Pt поступала в пирит из остаточного сульфидного расплава на заключительной стадии его кристаллизации, что объясняет ее высокие концентрации в краевых частях зерен. Возможно, включения других сульфидов были захвачены в процессе быстрого скелетного роста пирита и представляют собой раскристаллизованные включения сульфидного расплава.

Содержания Rh, Ru и Ir прямо коррелируют с Ni и Co, концентрации которых в этих рудах выше, чем в массивных рудах Хараелахского интрузива. Содержания Cu положительно коррелируют только с концентрациями Pd, Pd, а также с Cu/Ni отношением во всех обогащенных Rh рудах, кроме жил рудника Заполярный. Закономерно обогащение Ni, Rh, Ru и Ir и обеднение Pd руд от верхних к нижним частям рудного тела, в целом, сопровождается и увеличением объемной доли пентландита в рудах.

Известно, что коэффициенты распределения ЭПГ между MSS и расплавом, повышаются с увеличением содержания Ni в этом MSS (Liu and Brenan, 2015), что объясняет прямую корреляцию между Ni и Rh, Ru и Ir. Однако, в случае фракционной кристаллизации сульфидного расплава, Ni должен накапливаться в системе совместно с Cu, Pt и Pd, в то время как мы наблюдаем разнонаправленные корреляции этих элементов. Таким образом, вероятнее всего, Rh руды представляют собой кумулаты никелистого MSS, который мог образоваться в процессе фракционной кристаллизации сульфидного расплава при отжиме и миграции остаточного сульфидного расплава из межзернового пространтва и в ходе последующего переуравновешивания ранее закристалиизованных кумулатов и новых порций сульфидого расплава. Данный процесс может быть вполне вероятным объяснением образования жил рудника Заполярный, которые значительно обогащены не только Ir, Rh, Ru, но и Pt и Pd. Свидетельствами незавершенного переуравновешивания твердых фаз с новыми порциями сульфидного расплава в рудах скважин СФ могут являться завышеные относительно содержания Cu концентрации Pt и Pd, зональный рост пирита и гетерогенный характер распределения Pt и Pd в рудных горизонтах.

Авторы выражают благодарность В. А. Радько и Н. Д. Толстых за предоставление образцов для исследования, а также А. И. Якушеву за подготовку РФА анализов, В. Д Абрамовой за проведение ЛА-ИСП-МС исследования и Е. В. Ковальчук за получение РСМА анализов сульфидов. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 21-17-00119).

Cafagna, F., and Jugo, P.J. An experimental study on the geochemical behavior of highly siderophile elements (HSE) and metalloids (As, Se, Sb, Te, Bi) in a mss-iss-pyrite system at 650° C: A possible magmatic origin for Co-HSE-bearing pyrite and the role of metalloid-rich phases in the fractionation of HSE // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. Т. 178. С. 233-258.

Craig, J., and Kullerud, G. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits // Economic Geology Monograph 4. 1969. С. 344-358.

Duran, C.J., Barnes, S.J., Pleše, P., Kudrna Prašek, M., Zientek, M.L., and Pagé, P. Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. Т. 90. С. 326-351.

Gritsenko, Y.D., Kondrikova, A.P., Gilbricht, S., Schoneveld, L., Barnes, S.J., Godel, B.M., Sluzhenikin S.F., Petrenko D.B., Seifert T., and Yudovskaya, M.A. Quantitative assessment of the relative roles of sulfide liquid collection, magmatic degassing and fluid-mediated concentration of PGE in low-sulfide ores of the Norilsk intrusions // Ore Geology Reviews. 2022. Т. 148. 105042.

Helmy, H.M., Botcharnikov, R., Ballhaus, C., Deutsch-Zemlitskaya, A., Wirth, R., Schreiber, A., Buhre, S., and Häger, T. Evolution of magmatic sulfide liquids: how and when base metal sulfides crystallize? // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2021. Т. 176(12). С. 1-15.

Liu, Y., and Brenan, J. Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (MSS), intermediate solid solution (ISS) and sulfide liquid at controlled fO_2–fS_2 conditions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. Т. 159. С. 139-161.

Sluzhenikin, S.F., Yudovskaya, M.A., Barnes, S.J., Abramova, V.D., Le Vaillant, M., Petrenko, D.B., Grigor'eva, A.V., and Brovchenko, V.D. Low-Sulfide Platinum Group Element Ores of the Norilsk-Talnakh Camp // Economic Geology. 2020. Т. 115(6). С.1267-1303.

Tolstykh, N., Brovchenko, V., Rad'ko, V., Shapovalova, M., Abramova, V., and Garcia, J. Rh, Ir, and Ru Partitioning in the Cu-Poor IPGE Massive Ores, Talnakh Intrusion, Skalisty Mine, Russia // Minerals. 2021. Т. 12(1).

Газовые метасоматиты палеофумарольных полей конуса Высота 1004, Толбачинский дол, Камчатка

Булах М. О.[1]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, aregon27@mail.ru*

Фумарольные поля Толбачика – вулкана Ключевской группы Восточного вулканического пояса Камчатки – представляют значительный интерес с минералогической точки зрения: число известных здесь минеральных видов, имеющих эксгаляционное происхождение, превышает три сотни, причем почти половина из них – это новые, впервые здесь открытые и в большинстве своем неизвестные на других объектах минералы. Наибольшим минеральным разнообразием характеризуются активные фумаролы Второго конуса Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-76 гг. (Набоко, Главатских, 1983; Вергасова, Филатов, 2012; Pekov et al. 2018), но заслуживают внимания и другие объекты Толбачинского дола, в т.ч. палеофумаролы шлакового конуса Высота 1004 (г. 1004).

Возраст вулканитов, слагающих объем г. 1004, оценивается в 1000–2000 лет; они представлены магнезиальными базальтами умеренной щелочности и в меньшей степени – субщелочными глиноземистыми базальтами (Большое…, 1980); поверхность отчасти покрыта современными продуктами эруптивной деятельности БТТИ. Следы древней фумарольной активности отмечены на кромках двойного кратера, где принято выделять три палеофумарольных поля – Южное, Западное и Юго-Западное. Их минералогия описана в работах Набоко, Главатских (1992), Серафимова и др. (1994). Наши исследования на этом объекте посвящены преимущественно изучению метасоматических изменений в вулканической породе, возникших под действием фумарольного газа.

Рабочая коллекция была собрана автором в ходе полевых работ 2021-22 гг. и состояла из 55 образцов с трех палеофумарольных полей г. 1004. Первичные описания штуфов проводились с помощью бинокуляра. Данные по химическому составу минералов и РЭМ-изображения в отраженных электронах получены посредством сканирующего электронного микроскопа Superprobe JXA-8230, оснащенного энергодисперсионным спектрометром, на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ (аналитики – Н.Н. Кошлякова, В.О. Япаскурт). Дополнительная диагностика некоторых минеральных фаз осуществлялась при помощи Рамановской спектроскопии на приборе EnSpectr R532 на кафедре минералогии Геологического факультета МГУ.

Первичные вулканиты в пределах фумарольных полей представлены базальтовыми бомбами, шлаком и частицами пепла. Основную массу базальта составляет стекло, а также микролиты диопсид-авгита с железистостью *f*e [$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$] 20–30 % и лабрадора An_{60-70} в разных соотношениях; в небольшом количестве присутствуют микролиты оливина Fo_{70-85} и энстатита с *f*e 30–40 %. В силикатной матрице заключены фено- и субфенокристаллы оливина Fo_{70-90}, а также диопсид-авгита (их количество в объеме породы < 20 %).

Западное палеофумарольное поле. В его пределах находится ряд плитообразных участков площадью по 2–3 $м^2$, где тефра сцементирована агрегатами тонкозернистого и мелкопластинчатого тенорита, частично замещенного и обросшего хризоколлой и атакамитом, скрытокристаллическим флюоритом, корочками линарита (рис. 1а). Здесь же встречается виллемит, обогащенный Cu^{2+} и P^{5+}. Основная часть этой минерализации является, скорее всего, не собственно фумарольной, а вторичной, сформировавшейся в зоне гипергенеза эксгаляционных отложений, богатых Cu, Zn, Pb. Под такими корками в базальте не отмечено существенных признаков каких-либо изменений кроме девитрификации стекла. На расстоянии около 2 м от одной из «плит» уступ склона сложен осветленным шлаком без вторичных корок, где стекловатая и пироксен-плагиоклазовая матрица базальта на глубину до 3 мм от поверхности замещена агрегатами бледно-желтого или серебристо-белого фторфлогопита, местами – кремово-желтым санидином. Вкрапленники оливина в объеме такого измененного шлака

отличается насыщенным кирпично-красным цветом; эти кристаллы состоят не из первичного железистого форстерита, а из продуктов его окислительного распада: форстерита Fo_{98-99} (табл. 1, ан. 1) с выделениями тонкозернистого гематита и ламелями фазы, идентифицированной предварительно как «магнезиальный лайхунит» $Fe^{3+}Mg_{0.5}vac_{0.5}[SiO_4]$ (табл. 1, ан. 2). Некоторые зерна оливина замещены ярко-желтым диопсидом с включениями гематита (рис. 1г).

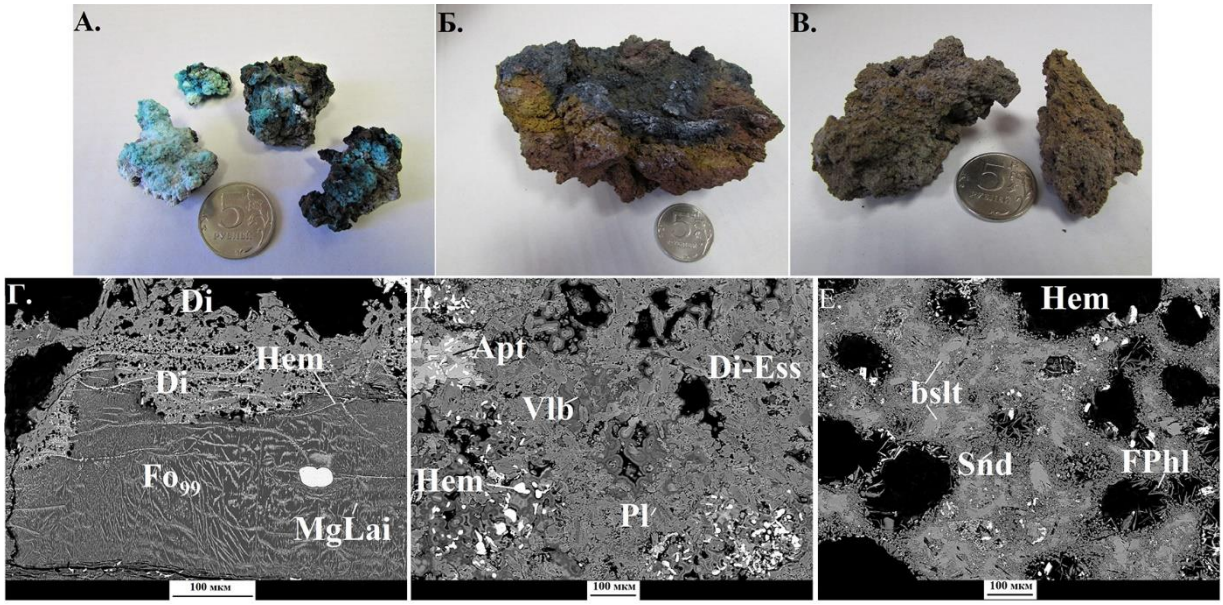


Рисунок 1. а) Корочки зеленовато-голубой хризоколлы, черного тенорита и белого флюорита на базальтовом шлаке с Западного палеофумарольного поля г. 1004; б) темно-желтый диопсид-эссенеитовый метасоматический агрегат, развитый по базальтовому шлаку, с коркой гематита, Южное палеофумарольное поле г. 1004; в) фторфлогопитовые метасоматические агрегаты, развитые по базальтовому шлаку, Южное палеофумарольное поле г. 1004; г) вкрапленник оливина, претерпевший окислительный распад на форстерит Fo_{99}, гематит (Hem) и «магнезиальный лайхунит» (MgLai), частично замещенный агрегатом диопсида (Di) и гематита; д) метасоматический агрегат пироксенов ряда диопсид-эссенеит (Di-Ess) с включениями плагиоклаза (Pl) и выделениями гематита, фольбортита (Vlb) и фторапатита (Apt) в порах; е) развитие санидина (Snd) и фторфлогопита (FPhl) по базальту (bslt). Г-Д – РЭМ-фото в отраженных электронах.

Южное палеофумарольное поле. Метасоматически измененная порода наблюдается на поверхности в различных участках этого поля. В изученных образцах описано несколько типов метасоматических агрегатов, замещающих стекловатую и пироксен-плагиоклазовую матрицу базальта: (1) густо-песочно-желтые диопсид-эссенеитовые, где состав пироксенов меняется от $(Ca_{0.9}Mg_{0.8}Fe^{3+}_{0.3})_{2.0}[Si_{1.7}Al_{0.3}O_6]$ до $(Ca_{1.0}Fe^{3+}_{0.6}Mg_{0.3}Mn_{0.1})_{2.0}[Si_{1.4}Al_{0.6}O_6]$ (табл. 1, ан. 3–4) с включениями анортита An_{90-99}, частично замещающего магматический лабрадор (рис. 1б,д); (2) светло-желтые или кремово-белые полевошпатовые – санидиновые и Na-санидиновые, где содержание компонента $Na[AlSi_3O_8]$ в K-Na полевом шпате достигает 49 мол. % (табл. 1, ан. 6–8); (3) слюдяные, состоящие из тонкочешуйчатых бледно-желтых или желто-коричневых агрегатов фторфлогопита, иногда обогащенного Ti, близкого по составу к оксифлогопиту (табл. 1, ан. 9–10; рис. 1в,е).

Магматический оливин здесь почти весь красный, окисленный. Иногда по нему развиты псевдоморфозы пироксенов – низкоглиноземистого диопсида (табл. 1, ан. 5) или высокомагнезиального энстатита – с гематитом. На эти апобазальтовые агрегаты нарастают кристаллические корочки гематита, шпинели, тенорита, иногда встречаются кристаллы эксгаляционного безжелезистого форстерита, норбергита и фторапатита; распространены вторичные фазы Cu и V– хризоколла, атакамит, фольбортит.

Таблица 1. Химический состав форстерита (1), «магнезиального лайхунита» (2), эссенеита (3–4), диопсида (5), K-Na полевых шпатов (6–8), фторфлогопита (9–10) и хондродита (11) из апобазальтовых газовых метасоматитов палеофумарол г. 1004.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	мас. %										
Na_2O			0.24	0.26	0.20	0.68	3.04	5.79	0.56	0.67	
K_2O						15.92	12.17	9.24	10.49	9.89	
CaO	0.08	0.39	22.68	22.28	24.37	0.07	0.59		0.08	0.07	
MgO	55.90	11.91	7.19	4.35	16.31				27.06	22.45	57.46
MnO	0.20		0.41	2.40	0.30				0.20	0.33	0.14
FeO	0.97		1.17		0.63						
NiO	0.25										
CuO									0.33	0.48	
Al_2O_3			10.93	16.01	0.34	17.73	19.09	22.64	11.12	13.54	
Fe_2O_3		48.84	18.82	20.60	5.30	1.53	0.72	0.74	1.28	3.70	1.90
SiO_2	41.68	38.09	36.86	30.75	51.80	63.71	65.01	60.43	41.71	39.30	34.63
TiO_2			0.59	2.00	0.21		0.16		1.00	6.58	
P_2O_5								0.24			
F									8.00	4.97	10.41
$O=F_2$									-3.37	-2.09	-4.38
Сумма	99.08	99.23	98.89	98.64	99.46	99.64	100.78	99.08	98.46	99.89	100.43
	Формульные коэффициенты в расчете на:										
	4 O		∑кат = 4			8 O			∑(O, F) = 12*		5 M**
Na			0.02	0.02	0.01	0.06	0.27	0.52	0.96	0.91	
K						0.95	0.70	0.54	0.08	0.09	
Ca	0.00	0.01	0.96	0.96	0.97	0.00	0.03		0.01	0.01	
Mg	1.99	0.48	0.42	0.26	0.90				2.90	2.43	4.91
Mn^{2+}	0.00		0.01	0.08	0.01				0.01	0.02	0.01
Fe^{2+}	0.02		0.04		0.02						
Ni	0.00										
Cu									0.01	0.03	
Al			0.51	0.76	0.01	0.98	1.02	1.23	0.94	1.16	
Fe^{3+}		0.98	0.56	0.62	0.15	0.05	0.02	0.03	0.07	0.20	0.08
Si	0.99	1.02	1.46	1.24	1.92	2.97	2.95	2.78	3.00	2.85	1.99
Ti			0.02	0.06	0.01		0.01		0.05	0.36	
P^{5+}								0.01			
∑кат	3.00	2.49	4.00	4.00	4.00	5.01	5.00	5.11	8.03	8.06	6.99
F									1.82	1.14	1.89

Примечание. *Вывод о почти полном отсутствии OH-групп в слюдах эксгаляционного происхождения сделан на основании спектроскопических и рентгенографических данных (Shchipalkina et a., 2020). **Для хондродита ∑M катионов = Mg+Mn+Fe. Для пироксенов соотношение FeO и Fe_2O_3 рассчитано по балансу зарядов; для оливина все железо формально принято в форме Fe^{2+}, в остальных случаях – в форме Fe^{3+}.

Юго-Западное палеофумарольное поле. В образцах с этого объекта выявлено развитие по основной массе базальта агрегатов фторфлогопита и Na-санидина (30–32 мол. % $Na[AlSi_3O_8]$). Оливин здесь тоже претерпел окислительный распад; частично его кристаллы замещены агрегатами энстатита либо хондродита (табл. 1, ан. 11) в сопровождении тонкозернистого гематита.

Наблюдаемые изменения в базальте палеофумарольных полей позволяют частично реконструировать условия минералообразования в потухших фумаролах г. 1004. Так, интенсивные проявления окислительного распада в оливине однозначно свидетельствуют о том, что древние эксгаляционные системы г. 1004, как и современные, относились к окислительному типу. Для появления форстерита с содержанием менее 5 % минала $Fe_2[SiO_4]$ при субсолидусном

окислении железистого оливина требуется температура не ниже 600°C и высокая, близкая к воздушной, фугитивность кислорода ($\log(fO_2) > -5$) (Blondes et al., 2012). Такая обстановка в фумаролах возникает, когда в газоподводящие каналы через пористые породы шлаковой постройки проникает атмосферный воздух, который затем значительно нагревается и смешивается с вулканическим газом.

Картина метасоматических изменений в базальте палеофумарол сопоставима с той, что наблюдается в активных фумаролах Второго конуса Северного прорыва БТТИ. Результаты нашего изучения этой действующей эксгаляционной системы показали, что в диапазоне температур 450–900°C по базальту внутри фумарольных камер развиваются несколько типов газовых метасоматитов различного химического и минерального состава: диопсид-эссенеитовые, гаюин-диопсидовые, анортоклазовые, Na-санидиновые, санидиновые, фторфлогопитовые. В целом, они последовательно и закономерно сменяют друг друга в вертикальном разрезе полостей на глубине ~4–1 м (от пироксеновых в нижних минерализованных горизонтах к санидиновым в верхних) на фоне постепенного снижения температуры вулканического газа при его движении к поверхности. Фторфлогопитовые метасоматиты развиваются как отдельная ветвь; предположительно, они образуются под действием газа, существенно обогащенного HF и F-содержащими комплексами, что делает возможным перенос в газовой форме Mg и Al. В соответствии с этой классификацией измененная порода с палеофумарольных полей г. 1004 относится к диопсид-эссенеитовым, Na-санидиновым, санидиновым и фторфлогопитовым газовым метасоматитам. Метасоматический процесс осуществлялся в период активности древних фумарол при температурах выше 450°C и происходил, по-видимому, как и на Втором конусе БТТИ, в закрытых камерах. Ему сопутствовало развитие высокотемпературной Cu-Zn-Pb-V эксгаляционной минерализации. Впоследствии при постепенном осыпании склонов конуса фумарольные камеры разрушались, а газовые метасоматиты и инкрустации оказывались на поверхности. За счет взаимодействия возгонов с атмосферными агентами возникали гипергенные минералы, тогда как силикатные метасоматические агрегаты, будучи одними из наиболее устойчивых продуктов фумарольной деятельности, сохранились до настоящего времени.

Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975-1976 / под ред. С.А. Федотова. М.: Наука. 1984. 637 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука. 1983. 165 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Реликты постэруптивной деятельности на старых конусах Толбачинского дола, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5–6. С. 66–86.

Серафимова Е.К., Семенова Т.Ф., Сулимова Н.В. Минералы меди и свинца древних фумарольных полей горы 1004 (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 3. С. 35–49.

Blondes M.S., Brandon M.T., Reiners P.W., Page F.Z., Kita N.T. Generation of forsterite olivine ($Fo_{99.8}$) by subsolidus oxidation in basaltic flows // Journal of Petrology. 2012. V. 53. P. 971–984.

Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates – a special type of arsenic mineralization // European Journal of Mineralogy. 2018. V. 30. P. 305–322.

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia – Part 1: Neso-, cyclo-, ino- and phyllosilicates // European Journal of Mineralogy. 2020. V. 32. P. 101–119.

Геологическое строение и особенности размещения Au-Ag оруденения эпитермального рудопроявления Каньон, Камчатский край

Буханова Д. С.[1], Жегунов П. С.[1], Жирнова Т. С.[2]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, dasha-snejinka@yandex.ru*
[2]*ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург*

Эпитермальное рудопроявление Каньон расположено в северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса и входит в состав Эруваямского рудного узла Оссорского рудного района.

Впервые продуктивность жил рудопроявления Каньон была установлена в ходе групповой геологической съёмки масштаба 1:50 000 (Боровцов и др., 1980). Позже, в рамках поисково-ревизионных работ проводимых ОАО «Камгео» на рудопроявлении выявлено 12 жильно-прожилковых зон и подсчитаны прогнозные ресурсы в авторском варианте по категории P_2 – 13,1 т золота и 333,2 т серебра при средних содержаниях 13,5 г/т и 343,1 г/т соответственно (Безрукова и др., 2004). В настоящее время правом проведения поисково-оценочных работ на рудопроявлении владеет ООО «Оссорская ГГК».

В результате полевых наблюдений уточнено геологическое строение площади рудопроявления Каньон и установлены структурные характеристики жильно-прожилковых рудных зон.

Площадь рудопроявления сложена типичными для северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса неоген-четвертичными эффузивно-пирокластическими образованиями преимущественно среднего и основного состава, а также их субвулканическими фациями. Все эти образования слагают три структурных яруса: миоценовый (умуваямский вулканический комплекс), миоцен-плиоценовый (толятоваямский вулканический комплекс) и четвертичный. Покровы толятоваямского комплекса на площади представлены базальтами, слагающими приводораздельные части горных хребтов на высотах более 1200 м. Эпитермальная золотосеребряная минерализация приурочена к породам умуваямского вулканического комплекса, который сложен преимущественно миоценовыми андезитами и их туфами. Породы умуваямского комплекса в значительной степени пропилитизированы.

Процессы гидротермального замещения в пределах площади приурочены к субширотной системе тектонических нарушений. В околорудных метасоматитах (аргиллизитах и вторичных кварцитах) степень вторичных изменений с глубиной уменьшается как по мощности, так и по интенсивности. Окварцованные породы сменяются пропилитами ниже абсолютных отметок 600-800 м, а также выше подошвы толятоваямской толщи. Продуктивные жильные зоны залегают во вторичных кварцитах с горизонтами распространения от 600 до 1300 м.

В ходе полевых наблюдений установлены закономерности размещения и особенности строения жильных зон, которые обусловлены как трещинной тектоникой, так и литологическими особенностями вмещающих вулканических пород. Основные жильные зоны рудопроявления сгруппированы в его центральной части и обнажаются в левом борту ручья Каньон (рис. 1). Здесь выделяются типичные жилы заполнения, жильно-прожилковые зоны (штокверки) и участки прожилкования в метасоматитах (вторичных кварцитах и аргиллизитах). Вблизи контактов с породами толятоваямского вулканического комплекса в жильных телах намечаются элементы подпруживания с увеличением мощности рудных тел. Жильные тела сложены кварцем, адуляром, 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. Изучение минерального состава жильных зон рудопроявления проведено в ИВиС ДВО РАН с применением оптической аппаратуры и сканирующего электронного микроскопа TescanVega-3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm^2. В результате были выделены гипогенные и гипергенные минералы (таблице 1). Установлено, что благороднометальная минерализация в рудах представлена: широко

распространенными самородными золотом и серебром, гесситом, акантитом, а также редко встречающимися петцитом, аргентитом, науманнитом, кюстелитом, ютенбогаардитом и хлораргиритом.

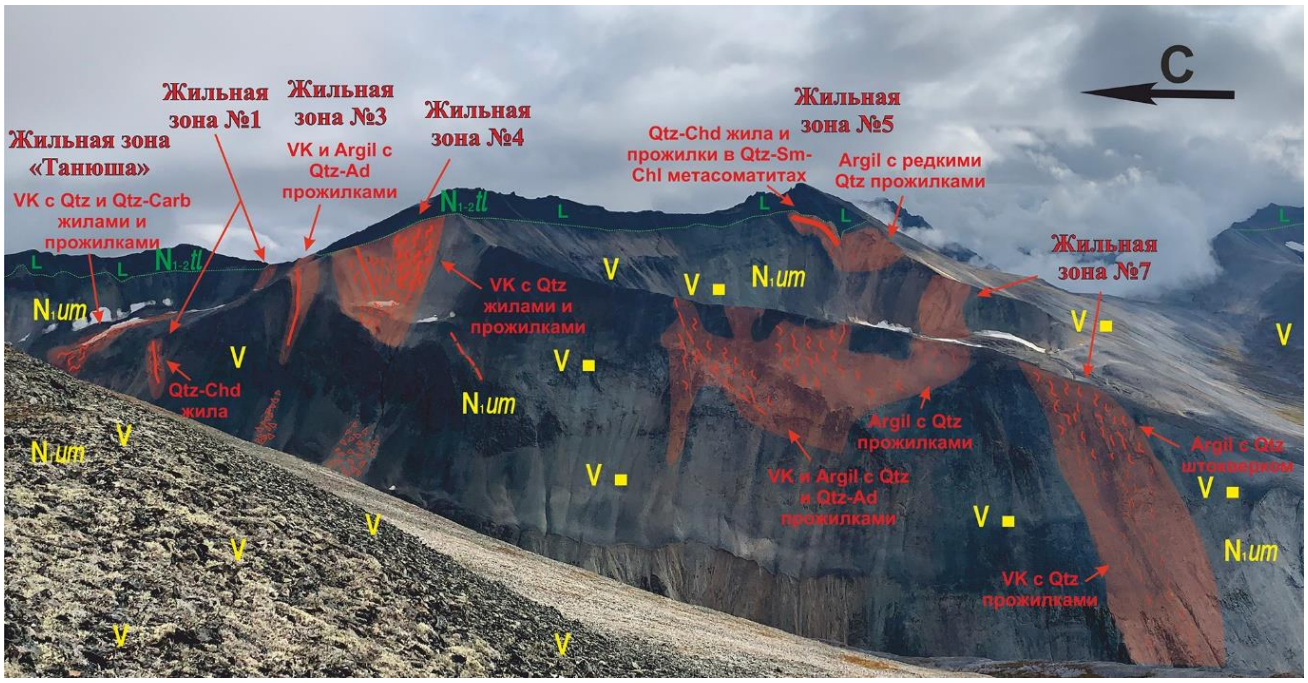


Рисунок 1. Жильные зоны центральной части рудопроявления Каньон.

Условные обозначения: N_1um – андезиты умуваямского миоценового вулканического комплекса; $N_{1\text{-}2}tl$ – базальты толятоваямского миоцен-плиоценового вулканического комплекса; VK – вторичные кварциты; Argil – аргиллизиты; Qtz – кварц; Carb – карбонат; Chd – халцедон; Ad – адуляр; Chl – хлорит; Sm – глинистые минералы (смектиты).

Таблица 1. Минеральный состав жильных зон рудопроявления Каньон.

Минералы	Гипогенные рудные	Гипогенные нерудные	Гипергенные
Главные	пирит FeS2 (до 3,3% As), халькопирит CuFeS2, галенит PbS (до 0,8% Se), гессит Ag2Te, самородное золото Au.	кварц SiO2, халцедон SiO2, адуляр KAlSi3O8, кальцит CaCO3	оксиды и гидрооксиды железа, ковеллин CuS (до 1,3 мас. % Ag), халькозин Cu2S, англезит* PbSO4 (до 4,5 мас. % Ag), акантит Ag2S
Второстепенные	сфалерит ZnS (Cd до 8,0 мас. %), вульфенит PbMoO4, тетраэдрит* (Cu,Fe)12Sb4S13 (0,6-4,8 мас. % As)	иллит K0.6(H3O)0.4Al1.3Mg0.3 Fe2+0.1Si3.5O10(OH)2(H2O), серицит KAl2(AlSi3O10)(OH)2, хлорит (Mg,Fe)6(Al,Fe)2 Si4O10(OH)8	ярозит KFe3+3(SO4)2(OH)6, малахит** CuCO3·Cu(OH)2, азурит** Cu3(CO3)2(OH)2, церуссит** PbCO3, плюмбогуммит* PbAl3(PO4)(PO3OH)(OH)6, целестин* Sr(SO4), барит* Ba(SO4), гипс Ca(SO4)·2H2O
Редкие	петцит* Ag3AuTe2, аргентит Ag2S, гринокит* CdS, колорадоит* HgTe, науманнит* Ag2Se, кюстелит** Ag3Au, ютенбогаардит* Ag3AuS2	каолинит** Al2Si2O5(OH)4, рутил* TiO2, циркон* ZrSiO4, монацит-(Ce)* (Ce,La,Nd,Th)PO4, ксенотим* YPO4	хлораргирит* AgCl, самородное серебро Ag, самородная сера* S

Примечание: * – минералы, диагностированные на рудопроявлении впервые; ** – минералы, установленные на рудопроявлении только по данным ОАО «Камгео» (Безрукова и др., 2004);

Безрукова Л.А. и др. Информационный отчёт о результатах 1-го этапа поисковых работ, проведенных ОАО «Камгео» в пределах Оссорского рудного района в 1997-2004 гг. 2004. 272 стр. (Ф).

Боровцов А.К., Ким А.Г. и др. Отчет о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1:50 000, проведенной Эруваямской партией в 1974-1980г.г. в бассейнах рек Эруваям, Дранка, Лесной (листы О-57-24-Г; О-57-35-Г; О-57-36-А,Б,В,Г; О-57-47-А,Б; О-57-48-А,Б; О-58-13-В; О-58-25-А; О-58-37-А). 1980. (Ф).

Геолого-структурный анализ месторождения-гиганта Сухой Лог

Ванин В.А.[1,2], Мазукабзов А.М[1].

[1] *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Vanin_geo@mail.ru*
[2] *ИРНИТУ, г. Иркутск*

Главной проблемой месторождения Сухой Лог остается слабоизученная структура. В опубликованной литературе разные исследователи часто приводят данные о наличии, либо отсутствии зон рудоконтролирующих разломов в антиклинальной структуре месторождения, либо за ее пределами. Данное обстоятельство на прямую влияет на разрешение проблемы генезиса месторождения-гиганта. Например, при описании месторождения Сухой Лог в работах (Буряк, Хмелевская, 1997; Лобанов и др., 1976) широко распространенные зоны рассланцевания были приняты за разрывные рудолокализующие структуры. Причем в работе (Лобанов и др., 1976) отрицается наличие крупной рудоконтролирующей антиклинали. В статье (Вуд, Попов, 2006) четко говорится: «Ни одного крупного (главного) разлома не известно внутри месторождения Сухой Лог». Но, при этом, предполагается, что «проникающая осевая рассланцованность и кливаж, кажется, являются главными каналами и аккумуляторами, по которым происходит движение флюида». К такому же выводу о рудоконтролирующих кливажных текстурах пришли исследователи в работе (Vursiy et al, 2020). В работе (Юдовская и др., 2011) выдвигается гипотеза постдеформационного формирования месторождения Сухой Лог, что также подразумевает, но не доказывает наличие разрывных рудоконтролирующих структур. В статье (Large, 2007; Meffre, 2008) описывается поступление обогащенных флюидов по разлому уже существовавшем при накоплении рудовмещающей хомолхинской толщи. Вызывает вопрос то обстоятельство, что в предлагаемой модели, рудоподводящий разлом, существовавший на протяжении всей эволюции месторождения, не был деформирован вместе с рудовмещающими толщами.

Таким образом, тема наличия синрудных разломов и приуроченности золотого оруденения к каким-либо структурам или текстурам на месторождении Сухой Лог не раскрыта.

Как известно, месторождение Сухой Лог контролируется изоклинальной сильно сжатой антиклиналью 4-го порядка. Рудовмещающими породами являются образования хомолхинской свиты. Золоторудные зоны представлены прожилково-вкрапленной золото-кварц-пиритовой минерализацией и имеют исключительно послойное распределение. Основными плоскостными текстурными элементами на территории месторождения являются слоистость S_0 и кливаж осевой поверхности (ОП) (сланцеватость S_1). В результате продолжительных деформационных процессов кливаж ОП был трансформирован в сланцеватость S_1 в результате чего, по плоскостям кливажа были сформированы линзовидные чешуйки серицита. Дополнительных плоскостных текстурных элементов на территории месторождения не выявлено. В след за (Вуд, Попов, 2006) на территории месторождения Сухой Лог не установлено наличия рудоконтролирующего разлома. Кроме того, не уставлено и рудоподводящих кливажных зон. Послойное распределение рудной минерализации наглядно видно в замках мелких и среднемасштабных складок, где рудная минерализация повторяет положение текстур слоистости S_0. Кливаж ОП S_1 в свою очередь в замках складок занимает практически перпендикулярное (секущее) положение по отношению к плоскостям слоистости S_0.

Изоклинальная форма складки подразумевает, что висячее и лежачее крылья в ее сильно сжатой части тесно сближены. На крыльях антиклинали слоистость имеет субпараллельное направление с кливажом ОП S_1. Угол между этими плоскостными текстурными элементами составляет 10°. На крыльях антиклинали также видно послойное распределение рудной минерализации и то как под острым углом к рудной минерализации подходит кливаж ОП S_1.

В виду того, что крылья антиклинали тесно сближены, то послойная золоторудная минерализация, распределенная в замке, висячем и лежачем крыльях, образует сплошную рудную зону, типа штокверка, падающего на север под углом 25° и простиранием вдоль оси

антиклинали. Внутренняя структура рудной зоны представлена зоной смятия объема пород, в которой послойно залегают золото-кварц-пиритовые прожилки и по своим физико-механическим параметрам соответствует зоне дизъюнктивного сжатия (дизъюнктивного шва) описанной в работе (Гончаров, 2005). Данные дизъюнктивные швы формируются в осевых поверхностях складок. По наличию установленных на месторождении структурных, текстурных и линейных элементов можно говорить, что формирование Сухоложской антиклинали 4-го порядка происходило в зоне стресс-метаморфизма в условиях чистого сдвига. Послойное распределение золоторудной минерализации обусловило то, что рудные зоны не выходят на поверхность и приурочены к крыльям и замку антиклинали. Если бы рудные зоны были приурочены к кливажным зонам, либо зоне разлома, как утверждают большинство исследователей (Буряк, 1997; Лобанов, 1976; Vursiy et al, 2020), то рудные зоны непременно бы обнажались на дневной поверхности.

Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог - одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования) // Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.

Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 3. С. 315–341

Лобанов М.П., Радченко К.М., Чернецкая И.И., Охотников И.А., Номокова Ю.А., Новикова Э.Ф. Рудоносные углистые пелитоиды линейных зон смятия Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1976. № 9. С34–45.

Гончаров М.А. Введение в тектонофизику: Учебное пособие // М.А. Гончаров, В.Г. Талицкий, Н.С. Фролова; Отв. ред. Н.В. Короновский – М.: КДУ, 2005. – С. 496.

Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении сухой лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. 2007. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 102(7):1233–1267. DOI: 10.2113/gsecongeo.102.7.1233

Meffre S., Large R.R., Scott R.J., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Hergt J.M. 2008. Age and pyrite Pb-iso topic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 72. P. 2377–2391. DOI: 10.1016/j.gca.2008.03.005

Первые результаты U-Th-He датирования пирита из карбонатных пород баженовской свиты, Западная Сибирь

Васильева Н. А.[1], Якубович О. В.[1,2], Васильева К. Ю.[1], Подольская М. М.[3]

[1] *СПбГУ, г. Санкт-Петербург, nadezda.vasv@gmail.com*
[2] *ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург*
[3] *ГЕОХИ РАН, г. Москва*

В последнее десятилетие большое количество работ было направлено на понимание поведения радиогенного гелия в различных минералах (гематит, магнетит, кальцит, самородные металлы, арсениды, сульфиды), которые традиционно не использовались для геохронологических датировок (Flowers и др., 2022; Shukolyukov и др., 2012; Yakubovich и др., 2015). Некоторые из этих минералов, включая пирит, показали высокую сохранность гелия, что может способствовать их использованию в качестве минералов-геохронометров (Shukolyukov и др., 2012; Yakubovich и др., 2019; Yakubovich и др., 2015). Первые применения датирования пирита U-Th-He методом из колчеданного месторождения Узельга и метасоматитов месторождения Новогоднее Монто были успешными (Yakubovich и др., 2020; Yakubovich и др., 2021; Якубович и др., 2019). Это открывает новые перспективы для датирования рудообразующих, осадочных и тектонических процессов. Датирование пирита из осадочных пород является важной геологической задачей, так как диапазон методов для датирования постседиментационных процессов сильно ограничен.

В данной работе мы применили U-Th-He метод для прямого датирования пирита из карбонатных прослоев баженовской свиты Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, Россия. Баженовская свита Западной Сибири является основной и наиболее перспективной формацией для разработки нетрадиционных запасов нефти. Несмотря на значительные объемы предшествующих исследований, многие вопросы геологии баженовской свиты остаются открытыми. Цель этого исследования – экспериментально проверить возможность U-Th-He датирования пирита из осадочных пород нефтегазоносных месторождений, а также попробовать дополнить историю геологического развития региона данными абсолютного возраста.

Баженовская свита Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна залегает почти на всей территории Западной Сибири на площади 1 млн км^2. Большая площадь обеспечивает формирование зон с большим ресурсным потенциалом как нефти (на юге), так и газа (на севере) (Морозов и др., 2016). Этот уникальный геологический объект был сформирован в период трансгрессии морского бассейна в поздней юре (волга) – начале раннего мела (берриас) ~150–143 млн. лет (Большаник и др. 2021). Баженовская свита представлена преимущественно породами глинисто-кремнистого состава с карбонатными прослоями и нодулями; повсеместно породы битуминозные и содержат выделения пирита разного размера (от долей мм до нескольких см) и формы (мелкие линзы, слойки или изометричные выделения). Мощность свиты в среднем составляет 30 м. Ее возраст по многочисленным остаткам фауны определяется как волжский-ранневаланжинский (Морозов и др., 2016).

Для проведения U–Th–He датирования были использованы зёрна пирита из апорадиоляритового известняка одной из скважин Фроловской мегавпадины (глубина отбора – 2705 м).

Состав минеральных включений в пирите были изучены методом сканирующей электронной микроскопии (SEM). Эти исследования были направлены на выявление формы нахождения в них урана и тория. Исследование проводилось на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оснащенном детектором AzTec Energy 350, работающем в режиме энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии, в ресурсном центре «Геомодель» Научного парка СПбГУ.

Концентрация радиогенного гелия определялась на магнито-секторном масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН. Содержание U и Th измерялось

методом изотопного разбавления с использованием комбинированного трассера ^{230}Th-^{235}U. Соотношения изотопов ^{235}U/^{238}U и ^{230}Th/^{232}Th измерялись в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELEMENT XR (Yakubovich и др., 2021).

Анализ зерен пирита с помощью сканирующего электронного микроскопа (SEM) показал наличие в нем включений кварца, альбита, кальцита, доломита, сфалерита, рутила и апатита микронного размера (рис. 1).

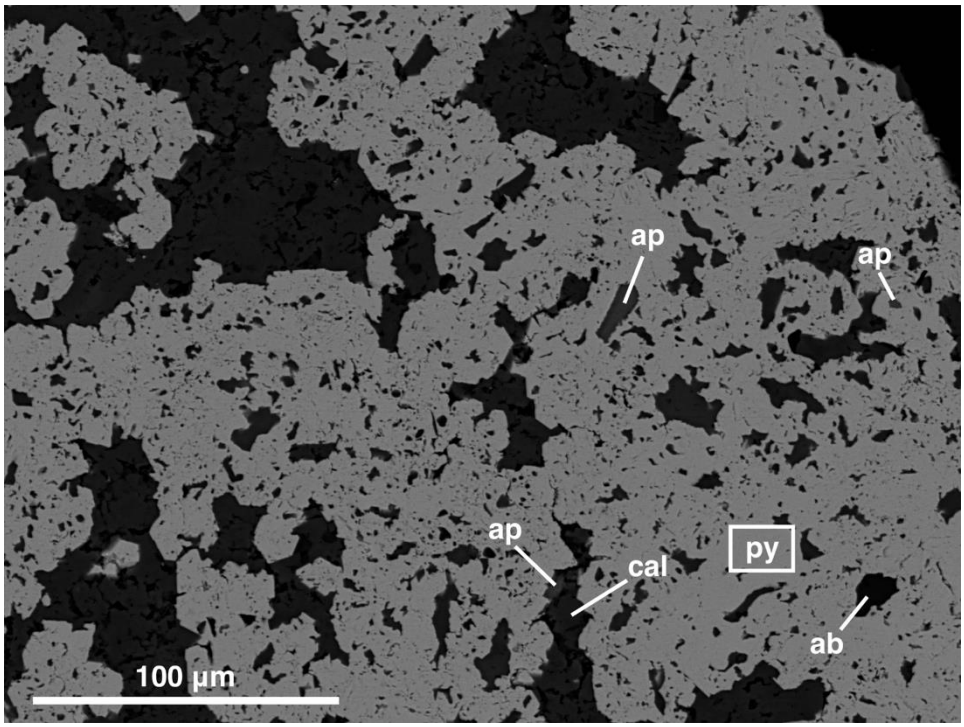


Рисунок 1. SEM-изображение: включения в пирите. py – пирит, ap – апатит, cal – кальцит, ab – альбит.

Для датирования U-Th-He методом было выбрано четыре фрагмента зерен пирита размером 500–1000 мкм.

Концентрация урана в пирите из баженовской свиты 0,57–0,59 мкг/г, Th/U – 0,62–0,73. Концентрация гелия в диапазоне $(3{,}08–1{,}4)\cdot10^{-8}$ см^3/г. Полученное значение возраста для всех фрагментов соответствует границе нижнего и верхнего мела, что существенно моложе, чем возраст баженовской свиты ($J_3 – K_1$).

Образование пирита может быть связано с процессами миграции флюидов (вода, рассолы, нефть, растворенные газы, смеси), следовательно, с наложенным эпигенезом в земной коре. Также известно, что на водонефтяном контакте часто встречаются пириты, обусловленные взаимодействием нефть–вода (Лебедев, 1992; Перозио, 1971; Сахибгареев, 1989). Прямых свидетельств в пользу тектонических процессов, повлиявших на кристаллизацию (или перекристаллизацию более раннего) пирита, нет.

Результаты датирования свидетельствуют о принципиальной возможности датирования пирита из осадочных пород. Для надежного сопоставления возраста с историей геологического развития региона необходимо увеличить количество датировок пирита различного габитуса и обстановок образования (седиментационного, диагенетического, катагенетического, связанного с трещинами) из карбонатных пород, а также провести дополнительные исследования пород баженовской свиты.

Работы выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ 22-77-10088.

Flowers R. M., Zeitler P.K., Danišík M., Reiners P.W., Gautheron C., Ketcham R.A., Metcalf J.R., Stockli D.F., Enkelmann E., Brown R.W. (U-Th)/He chronology: Part 1. Data, uncertainty, and reporting // GSA Bull. 2022. № April. С. 1–33.

Shukolyukov Y.A., Yakubovich O.V., Mochalov A.G., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z., Korneev S.I., Gorokhovslii B.M. New Geochronometer for the Direct Isotopic Dating of Native Platinum Minerals (190Pt-4He Method) // Petrology. 2012. Т. 20. С. 491–505.

Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., Kotov A. U-Th-He Geochronology of Pyrite from the Uzelga VMS Deposit (South Urals)— New Perspectives for Direct Dating of the Ore-Forming Processes // Minerals. 2020. Т. 10. № 629. С. 1–20.

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. Т. 11. № 10.

Yakubovich O.V., Vikentyev I.V., Zarubina O.V., Bryanskiy N.V., Gorokhovskii B.M., Kotov A.B., Dril S.I., Bortnikov N.S. U–Th–He Dating of Pyrite from the Uzelga Copper-Zinc Massive Sulfide Deposit (South Urals, Russia): First Application of a New Geochronometer // Dokl. Earth Sci. 2019. Т. 485. С. 368–371.

Yakubovich O. V., Mochalov A. G., Sluzhenikin S. F. Sperrylite (PtAs2) as a 190Pt-4He Geochronometer // Dokl. Earth Sci. 2015. Т. 462. С. 88–90.

Большаник П. В., Кротт И. И., Ирха П. В. Изучение и открытие баженовской свиты на территории Омской области. Томск: , 2021. С. 153–155.

Коробов А. Д. и др. Развитие вторичного доломита, сопутствующих минераллов и продуктивность залежей в битуминозных породах баженовской свиты (западная Сибирь) // Недра Поволжья и Прикаспия. 2017. Т. №91. С. 3–21.

Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах // Л. Недра. 1992. С. 239.

Морозов Н. В., Беленькая И. Ю., Жуков В. В. 3D моделирование углеводородных систем баженовской свиты: детализация прогноза физико-химических свойств углеводородов // Геология и геологоразведочные работы. 2016. Т. 01. С. 38–45.

Перозио Г. Н. Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности // М. Недра. 1971. С. 160.

Сахибгареев Р. С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей // Л. Недра. 1989. С. 260.

Якубович О. В. и др. Миграция радиогенного гелия в кристаллической решетке сульфидов и возможности их изотопного датирования // Петрология. 27(1). 2019. С. 1–22.

Минералого-геохимические особенности тонштейна из угольного пласта Новый-1а Харанорского месторождения (Забайкальский край)

Вергунов А. В.[1]

[1]*ТюмГУ, г. Тюмень, alexeivergunov@rambler.ru*

Следы пирокластического материала в углях надежно диагностируются в виде маломощных глинистых прослоев, в геологической литературе известных под термином тонштейны. Эти породы обнаруживаются во многих угольных бассейнах мира, в углях разной степени (стадий) метаморфизма и различного возраста. Общий список находок тонштейнов можно встретить в ряде обобщающих работ (Черновьянц, 1992; Bohor, Triplehorn, 1993; Dai et al., 2017).

В данной работе рассматриваются особенности минерального и химического состава тонштейна и вмещающего его угля из пласта Новый-1а Харанорского буроугольного месторождения. Ранее в угленосных отложениях Забайкальского края наличие тонштейнов не отмечалось.

Выяснение исходного состава и условий формирования тонштейна из угольного пласта Новый-1а позволит оценить роль вулканогенного материала в процессе формирования угленосных отложений мелового возраста Харанорского месторождения и одновозрастных с ним отложений Забайкальского края, а также уточнить временной период, в который произошло отложение в палеоболотной среде пирокластического материала, впоследствии преобразованного в тонштейн.

В данной работе приведены сведения об исследовании угленосных отложений Харанорского буроугольного месторождения, расположенного на юге Забайкальского края. Месторождение является крупнейшим в регионе. Оно находится в северной части Харанорской депрессии и вытянуто в меридиональном направлении на 22 км при ширине около 8 км.

Пласт Новый-1а расположен в кутинской свите и является самым мощным и главным разрабатываемым на Харанорском месторождении. Пласт характеризуется простым строением. В пласте диагностирован породный прослой, контрастно выделяющийся светлой окраской на фоне угля и имеющий значительную протяженность при сравнительно небольшой средней мощности около 10 см. Прослой прослежен на всей вскрытой разрезом части угольного пласта Новый-1а протяженностью более 5 километров.

Петрографическое изучение тонштейна в шлифах под микроскопом показало, что породный прослой имеет алевролитовую структуру. Расположение зерен неориентированное, стратификации не наблюдается. Зерна минералов угловатые, без следов окатанности. Основная масса породы глинистая, в ней присутствуют многочисленные порфирокласты кварца. Каолинит прослеживается как в виде основой массы, так и в виде клубков, состоящих из тесно связанных мелких кристаллов каолинита.

Рентгенофазовый анализ показал, что минеральный состав тонштейна представлен преимущественно каолинитом (67,7 %), в меньшей степени кварцем (23,3 %). В составе отмечается наличие КПШ (4,4 %), а также мусковита (4,6 %). Подобный однообразный минеральный состав характерен практически для всех тонштейнов мира, что позволяет надежно отличать такие прослои от внутрипластовых пород терригенной природы, как правило имеющих более разнородный минеральный состав.

При исследовании микроминерального состава тонштейна найдены разнообразные акцессорные минералы, в том числе хорошо ограненные кристаллы циркона (рис. 1a). Встречаются характерные кавернозные зерна циркона (рис. 1b), что свидетельствует о возможном процессе их растворения в процессе преобразования пирокластического материала.

Находки кавернозных кристаллов циркона со следами коррозии известны также в тонштейнах из угольных пластов черногорской свиты Минусинского бассейна (Вергунов, 2021).

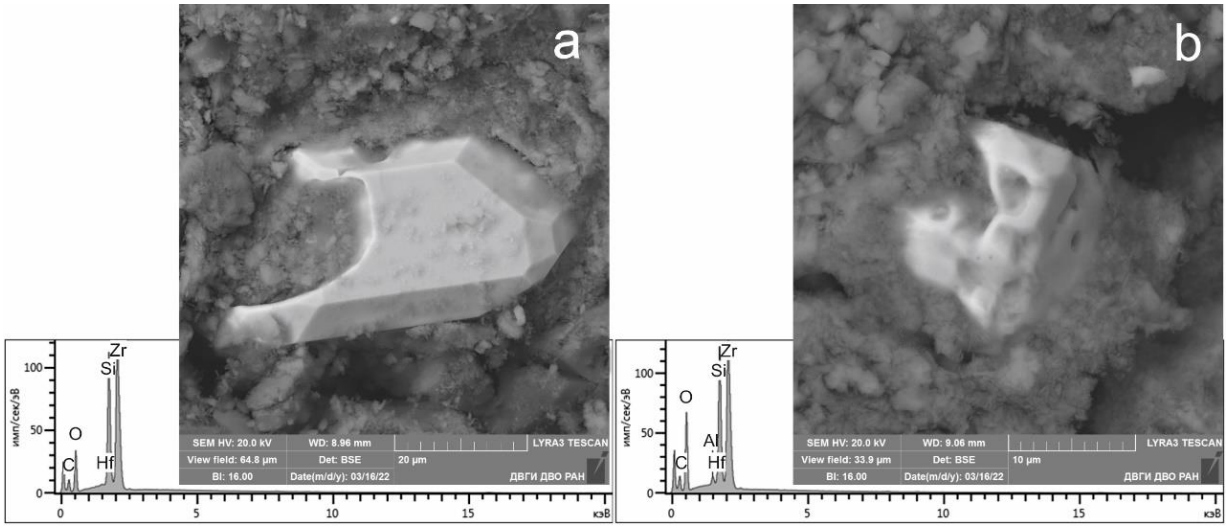


Рисунок 1. Кристаллы циркона в тонштейне: a – с четкими гранями; b – со следами коррозии

Помимо цирконов при электронно-микроскопических исследованиях диагностируются такие минералы как бадделеит, пирит, халькопирит, сфалерит, редкоземельные фосфаты, барит, КПШ. В составе тонштейна также встречаются зерна титановых минералов, чаще представленные ильменитом.

Тонштейн из угольного пласта Новый-1а характеризуется высоким содержанием Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, Th и U по сравнению со средним составом глинистых сланцев (Вергунов и др., 2022). Набор химических элементов, которыми обогащен тонштейн, вероятно, обусловлен составом исходного вещества, которым мог служить пирокластический материал, поступивший в болотную среду.

Для идентификации преобразованной пирокластики обычно применяется комплекс критериев, включающий титановый модуль, классификационную диаграмму Винчестера и Флойда (Nb/Y-Zr/TiO2), графики распределения РЗЭ, содержание редких и радиоактивных элементов (Arbuzov et al., 2016; Spears, Arbuzov, 2019; Thompson et al., 2021). С помощью данного комплекса удалось установить, что изученный тонштейн из угольного пласта Новый-1а сформировался при участии кислой щелочной пирокластики (трахидацит) (Вергунов и др., 2022).

Повышенное содержание элементов, в том числе Nb, Y, Zr, Hf, Ta, Th, не ограничивается непосредственно самим тонштейном, а прослеживается и в угле на контакте с породным прослоем. Зона обогащения углей, вмещающих тонштейны, диагностируется как непосредственно на контакте с тонштейном, так и на некотором удалении от него. Наиболее высокие концентрации элементов отмечаются в золе притонштейнового угля. Приуроченность зон обогащения непосредственно к тонштейну и высоко контрастные концентрации элементов в них свидетельствуют об их связи с преобразованным породным прослоем.

Все повышенные содержания элементов-примесей в угле и золе угля в пласте Новый-1а приурочены к тонштейну. Так, концентрация циркония в золе угля, находящегося под тонштейном достигает 3962 г/т, а над ним – 4028 г/т (рис. 2). Наибольшая концентрация ниобия в золе угля над тонштейном составляет 1042 г/т, под тонштейном - 628 г/т (рис. 2), для иттрия, над тонштейном - 116,4 г/т, под ним – 116 г/т. Для ниобия и иттрия отмечается более обширная зона обогащения, чем для циркония, что свидетельствует о большей подвижности ниобия и иттрия в условиях гипергенеза. Этот факт стоит учитывать при использовании данных элементов при реставрации состава измененной пирокластики, например, при использовании классификационной диаграммы Винчестера и Флойда.

Содержание гафния в золе угля над тонштейном составило 81,2 г/т, под тонштейном - 99,4 г/т. Для тантала концентрация в золе угля выше тонштейна составила 17,2 г/т, ниже – 21,1 г/т. Концентрация тория в золе угля над и под тонштейном достигает 167 и 189 г/т, соответственно. Содержание урана над прослоем составило 68,7 г/т, под ним - 55,9 г/т. Накопление РЗЭ в золе угля достигает 498 г/т над тонштейном и 1082 г/т под ним (рис. 2). Наиболее подвижными из этой

группы элементов являются РЗЭ. Это подтверждается широкой зоной обогащения РЗЭ золы углей, на которую оказал влияние пирокластический материал.

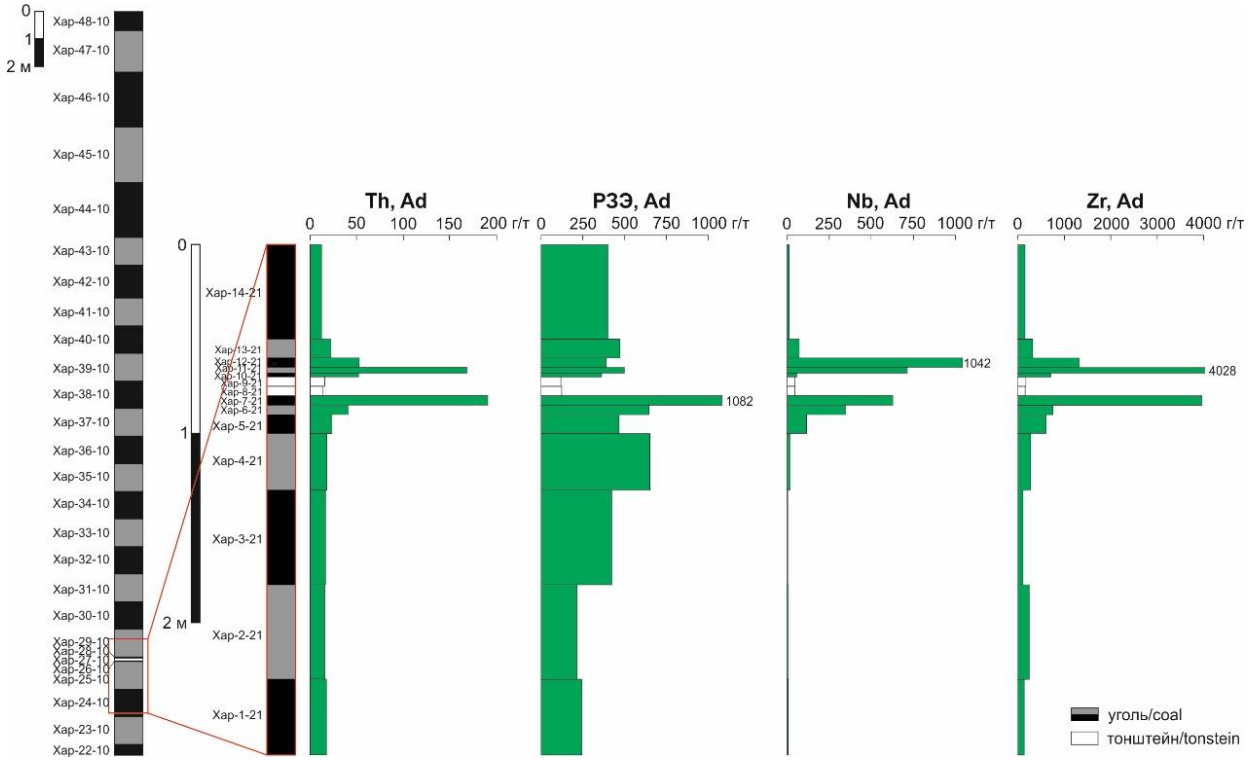


Рисунок 2. Распределение Th, РЗЭ, Nb, Zr в золе угля в вертикальном разрезе пласта Новый-1а.

Таким образом, использование комплекса методов учитывающих минералого-геохимические особенности изучаемых пород, позволило реставрировать состав исходного материала, послужившего источником для формирования тонштейна в угольном пласте Новый-1а, как трахидацитовый.

В связи с поступлением пеплового материала в палеоторфяник и его дальнейшим преобразованием, в углях за пределами тонштейна сформировались контрастные геохимические аномалии большой группы элементов (РЗЭ, Zr, Nb, Y, Ta, Hf, Th и U), определивших геохимическую специализацию угольных пластов и месторождений региона. Из этих данных также следует, что вулканизм этого периода не является источником аномального накопления W, Mo и Ge, характерного для многих угольных месторождений западного и центрального Забайкалья (Мейтов, 2001).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 18-17-00004

Вергунов А.В. Арбузов С.И., Соктоев Б.Р. и др. Минералогия и геохимия тонштейна из угольного пласта Новый-1А Харанорского месторождения (Забайкальский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 8. С. 15–26. https://doi.org/10.18799/24131830/2022/8/3677

Вергунов А.В. Минералогия и геохимия тонштейнов в углях Черногорского месторождения Минусинского бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 6. С. 118–129. https://doi.org/10.18799/24131830/2021/6/3242

Мейтов Е.С. Металлоносность углей // Угольная база России. Том IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья). М.:ЗАО «Геоинформмарк». 2001. С. 293–301

Черновьянц М.Г. Тонштейны и их использование при изучении угленосных формаций. М.: Недра, 1992. 144 с.

Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A. et al. Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // International Journal of Coal Geology. 2016. V. 152. P. 99–111. https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.12.001

Bohor, B.F., Triplehorn, D.M. Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 1993. – 285 p.

Dai S., Ward C.R., Graham I.T. et al. Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: A review of their nature and significance // Earth-Science Reviews. 2017. V. 175. P. 44–74. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.005

Spears D.A., Arbuzov S.I. A geochemical and mineralogical update on two major tonsteins in the UK Carboniferous Coal Measures.// International Journal of Coal Geology. 2019. V. 210. https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.05.006

Thompson L.N., Finkelman R.B., Arbuzov S.I. et al. An unusual occurrence of ferroan magnesite in a tonstein from the Minusinsk Basin in Siberia, Russia // Chemical Geology. 2021. V. 568. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120131

Генетические типы латеритных бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка)

Внучков Д. А.[1], Макарова М. А[2], Шипилова Е. С.[2], Боева Н. М.[2], Мельников Ф. П.[2], Слукин А. Д.[2].

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, dim89060471812@mail.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*

В процессе разведочных работ на месторождениях латеритных бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго, их классификацию проводили по внешним литологическим особенностям, а также по текстурно-структурным признакам. При описании бокситов в основном использовались их физико-механические свойства, например – крепкие каменистые, полурыхлые, рыхлые и глиноподобные. Все эти определения бокситов практически не обобщались с генетической точки зрения, носили частный характер без прямого и системного сопоставления с геолого-промышленной или геолого-экономической классификацией.

При разработке генетической классификации нами ставилась задача собрать и обобщить данные, полученные в результате разведки и бурения скважин компанией Geoprospect Ltd. в провинции Фута Джаллон-Мандинго, для определения принадлежности бокситов к тем или иным литологическим типам, а также для прогнозирования экономической перспективы на этапе первоначальной разведки.

В качестве таксонов для классификации В.И. Мамедов с соавторами предложил генетические классы, генетические типы и генетические подтипы (Mamedov et al., 2010). Более детальные подразделения таксонов могут быть выделены при детальной разведке конкретных месторождений, основываясь на их особенностях.

Очень важное значение, при прочих равных условиях (климатических, тектонических, геоморфологических, гидрогеологических) и продолжительности для особенностей строения и состава бокситоносных латеритных покровов, имеет материнский субстрат, по которому происходило латеритное выветривание (Макарова М.А. и др. 2019). Материнским субстратом в рассматриваемом районе являются алевро-аргиллиты девона, долериты и конга-диабазы мезозойской трапповой формации, а также фрагментарно сохранившиеся континентальные водноосадочные отложения серии Сангареди. Отмечены бокситы по метаморфическим породам архея и раннего протерозоя, терригенно-осадочным породам рифея-венда, песчаникам ордовика, алевро-аргиллитам силура. В соответствии с главными петрохимическими и литологическими типами материнского субстрата, а также их формационной и фациальной принадлежностью в пределах провинции ФДМ выделены литолого-генетические типы и подтипы бокситов и сопутствующих пород трех главных генетических классов:

- латеритные (*in situ*) – сформированные по различным коренным породам без существенного пространственного смещения;

-осадочно-латеритные по среднемиоценовым аллювиально-озерным отложениям серии Сангареди, и, в меньшей степени, по делювиально-пролювиальным образованиям склонов и шлейфов;

- преобразованные химическим перераспределением вещества в глеевой геохимической обстановке (инфильтрационно-метасоматические): гелефицированные и гелеморфные.

В целом, латеритные коры выветривания развиты практически повсеместно, но крупные бокситовые залежи формируются именно на бовалях – пологих останцовых возвышенностях. Они отсутствуют только на крутых склонах и в современных днищах долин (Мамедов В.И. и др. 2020.).

Латеритные (*in situ*)

Среди классических *in situ* латеритных бокситов выделяются два основных литолого-генетических подкласса: по осадочным породам различного возраста и по магматическим породам основного состава.

Для псевдоморфных бокситов, образовавшихся по осадочным, существенно глинистым терригенным породам различного возраста и из различных районов провинции, характерна, как правило, тонкая полосчатость и отдельность, унаследованная от слоистости алевро-аргиллитов. Цвет бокситов может меняться в зависимости от степени их железистости от почти белых и розовых до коричнево-красных и даже лилово-красных – в высокожелезистых разновидностях.

В результате физического выветривания и суффозионно-карстовых явлений, которые приводят к усадкам и дроблению на месте псевдоморфных бокситов, происходит формирование брекчиевидных структур в обломочных бокситах по алевро-аргиллитам. За счёт привноса по трещинам почвенных пизолитов с поверхности и ожелезнения, очень часто внутри псевдоморфных бокситов отмечаются обломочные более железистые латериты с включениями пизолитов. Отмечаются также образования типа хемобрекчий, за счёт ожелезнения по мелким трещинам кливажа унаследованных псевдоморфными бокситами от коренных пород (рис 1А).

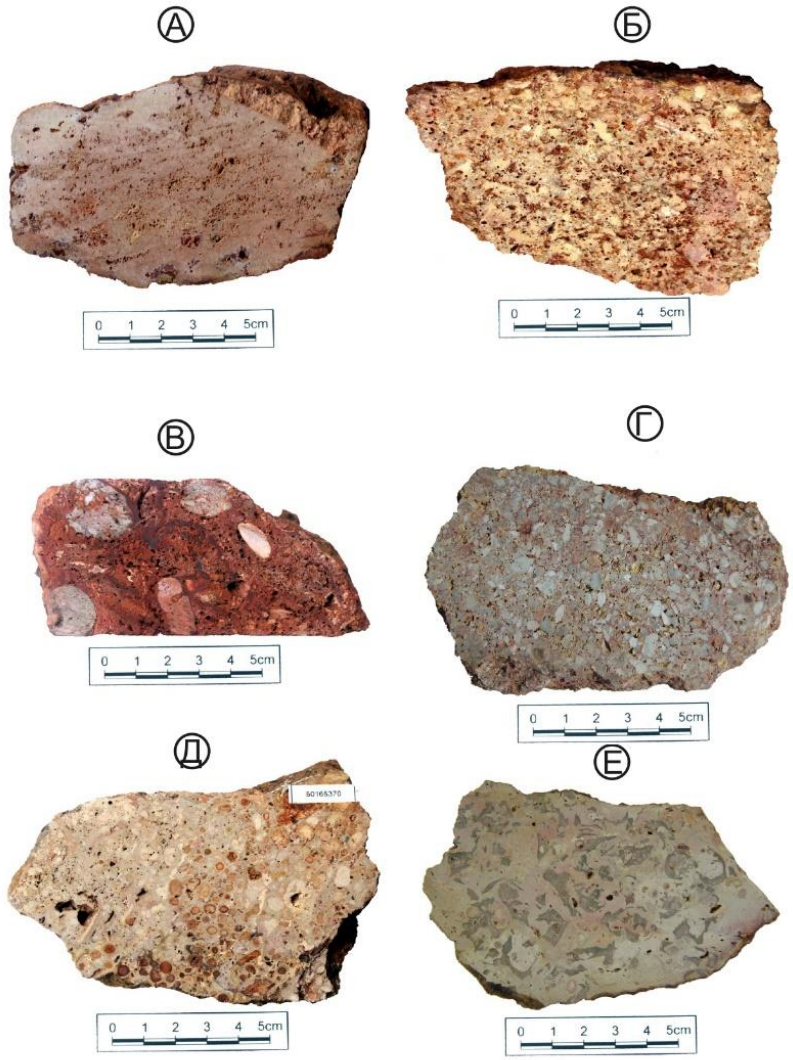


Рисунок 1. Бокситы классические (in situ): А-по алевро-аргиллитам девона, Б- по долеритам. Бокситы по латеритно-садочным отложениям серии Сангареди: В-конгломерат-боксит Г- брекчиевидный. Инфильтрационно-метасоматические бокситы: Д-оолитовый боксит, Е-гелеморфный боксит.

Псевдоморфные бокситы, образовавшиеся по долеритам, отличаются массивной, часто со скорлуповатой отдельностью, текстурой и мелко-крапчатой равномерной окраской, и пористостью. Цвет бокситов изменяется в зависимости от положения в разрезе и содержания железа, от бурого и лилового, до светлого желтовато-серого у высокоглиноземистых разновидностей (рис 1Б).

Осадочно-латеритные по среднемиоценовым аллювиально-озерным отложениям серии Сангареди

Особое значение для формирования месторождений бокситов рассматриваемой провинции имело среднемиоценовое время, когда с подъёмом базиса эрозии произошло накопление мощной толщи водноосадочных континентальных отложений-серии Сангареди. Нижние ступени предсреднемиоценового рельефа были погребены под этими отложениями, и образовались обширные аллювиально-озёрные аккумулятивные поверхности. Над ними возвышались останцы более древнего рельефа с которого поступал обломочный материал. В позднем миоцене произошло опускание базиса эрозии, в связи с чем, отложения серии Сангареди, оказались в зоне латеритизации, но уже с повышенным содержанием Al_2O_3. Изначальные отложения серии Сангареди к настоящему моменту не сохранились, а были преобразованы в конгломерат-, гравелит-, а также в песчаниковидные бокситы. Породы, сформировавшиеся по отложениям серии Сангареди, представлены псевдоморфными бокситами, образовавшимися по серии Сангареди. Они отличаются конгломератовой, гравелитовой, брекчиевидной, а иногда и пелитоморфной текстурой. Структура бокситов изменяется от крупнообломочной, до песчаной размерности. Цвет бокситов изменяется в соответствии с изменением содержания Fe_2O_3, от красновато-желтых в высокожелезистых разновидностях, до серовато-белых – в породах с высоким содержанием Al_2O_3. Эти бокситы мы выделяем как осадочно-латеритные, чтобы подчеркнуть факт отличия материнского переотложенного субстрата от местных коренных пород (Рис 1 В,Г).

Инфильтрационно-метасоматические

Повсеместно, под отложениями по серии Сангареди, встречаются серовато-белые, серые бокситы с фарфоровидной или оолитовой структурой. Они являются высококачественными, с повышенным содержанием Al2O3 и бёмита. Мощность их не велика и составляет от 5 до 9 метров. Эти бокситы были сформированы за счёт выноса алюминия из вышележащих пород по серии Сангареди, что привело к изменению материнского субстрата и накоплению Al2O3 в породе до 76%. Изучение на изоволюметрической основе показывают, что при формировании таких бокситов количество привнесенного сверху из осадочно-латеритного разреза глинозема в два раза превышает его количество в исходной материнской коренной породе. То есть происходит более активный, чем при формировании классических латеритных бокситов, привнос вещества. Эти бокситы, чтобы отделить их от классических латеритных, названы инфильтрационно-метасоматическими. Хотя все бокситы и латеритные, осадочно-латеритные, инфильтрационно-метасоматические следует считать латеритными или инфильтрационно-метасоматическими, так как суть процесса единая, характеризующаяся как гипергенный инфильтрационный метасоматизм.

Инфильтрационно-метасоматические бокситы бывают в различной степени гелефицированны, а также иметь оолитовую (а также, микроолитовую и пизолитовую) структуру. Их цвет зависит от степени гелефикации, в основном – серовато-белый (рис. 2 Д,Е).

Поскольку от генезиса бокситов зависит среднее качество руд на месторождениях провинции ФДМ и их особенности минералогического состава, что в совокупности определяет их промышленно-экономическую ценность, в основу классификации бокситов данной провинции был положен именно генетический подход.

Бокситы указанных классов отличаются не только по текстурно-структурным признакам, но и по своему составу, определяющему качество руд. Осадочно-латеритные бокситы по аллювиальным и аллювиально-озерным отложениям серии Сангареди, а также инфильтрационно-метасоматические бокситы, связанные с серией Сангареди, относятся, в основном, к рудам высокого и экстра-качества. Однако, за счет большей частью высокого содержания Al2O3mono (бемита) требуют высокотемпературных (235–240°C) условий передела их на глинозем.

Классические латеритные бокситы с незначительным средним содержанием кремнезема (в основном, менее 2 %) и очень низкими содержаниями Al2O3mono могут легко перерабатываться на глинозем при среднетемпературной (140–150°C) и даже низкотемпературной (107°C) химико-металлургической схеме. По такой схеме (схема открытого Байера), к примеру, работает глиноземный завод в г. Фрия.

Подавляющая часть классических латеритных бокситов и осадочно-латеритных бокситов по делювиальным и делювиально-пролювиальным фациям переотложенного субстрата относится к малокремнеземистым рудам низкого (Al_2O_3 – 40–45 %) качества. Осадочно-латеритные бокситы, залегающие на кварцевых грубозернистых песчаниках, отличаются, как правило, повышенным содержанием SiO_2.

Бокситы провинции ФДМ, по особенностям своего генезиса и структурно-текстурным признакам укладываются в предложенную в 2010 г. генетическую классификацию, разработанную В.И. Мамедовым, несколько уточненную к настоящему времени. Генетические типы бокситов различаются и качеством руд, то есть их экономической ценностью. Это придает генетической классификации элементы геолого-экономической систематизации руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА".

Mamedov V.I., Boufeev Y.V., Nikitine Y.A. Geologie de la republigue de Guinee. Min. des Mines et de la Geologie de la Rep. De Guinee; GEOPROSPECTS Ltd; Univ. d'Etat de MoscouLomonossov (Fac. Geol.) Conakry – Moscou: Aquarel, 2010. 320 p.

Макарова М.А., Мамедов В.И., Внучков Д.А. «Влияние состава материнских пород на распространенность месторождений бокситов в провинции Фута Джаллон-Мандинго» Девятая Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием, Москва, 25-29 ноября 2019 г. С. 229-232.

Мамедов В. И., Чаусов А. А., Оконов Е. А. и др. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка). Часть 1: общие сведения // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 178–192.

Условия образования карбонатно-силикатных жил Лоухского района Карелии

Волков И. С.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, ivanvolkov19@yandex.ru*

Генезис гидротермальных жил связан с разномасштабными потоками минералообразующих флюидов. Флюидные потоки играют значительную роль в химической и структурной эволюции континентальной коры (Marsala et al., 2013), являются важнейшим фактором тепло- и массопереноса, существенно влияют на характер деформаций пород, а также приводят к возникновению многокомпонентных и многофазных минеральных ассоциаций, в том числе рудных. Кварцевые и карбонатно-силикатные жилы характерны для различных по составу и происхождению метаморфических комплексов (Marsala et al., 2013). В работе представлены данные о структурных особенностях карбонатно-силикатных жил, залегающих в породах докембрийского метаморфического комплекса в Лоухском районе Северной Карелии и данные об условиях их образования.

Геология. Восточная часть Лоухского района располагается в пределах Чупинского сектора Беломорского подвижного пояса и главным образом сложена метаморфизованными породами позднего Архея и раннего Протерозоя (Глебовицкий, 2005; Слабунов, 2008). Среди пород позднего Архея выделяются различные биотитовые, гранатовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты (Косой, 1939). Гнейсы почти повсеместно мигматизированы. К раннепротерозойским образованиям относятся комплексы метабазитов, широко распространенные в Беломорском подвижном поясе (комплексы габбро-анортозитов, габброноритов и гранатовых метагаббро) (Шуркин, 1960; Степанов, 1981).

К телам метабазитов, а также к их контактам с мигматизированными гнейсами приурочены кварцевые и карбонатно-силикатные жилы, минеральный состав которых впервые описан В.И. Лебедевым (1950). Мощность жил варьирует от первых сантиметров до первых метров, а простирание прослеживается до десятков метров (Лебедев, 1950). Главными жильными минералами являются полевые шпаты, кварц и карбонаты. В варьирующих количествах присутствуют турмалин, хлорит, минералы титана (ильменит, сфен, рутил, анатаз), эпидот, скаполит, апатит, слюды (биотит, мусковит), амфиболы, а также сульфиды железа, меди и молибдена (Лебедев, 1950; Никитин, 1960; Смирнова, Солодкая, 1960). В жилах наблюдается зональное строение в виде закономерного развития плагиоклазовых и кварц-плагиоклазовых наружных зон, местами с биотитом, и кварцевых/кварц-карбонатных осевых зон. В других случаях кварц-плагиоклазовые агрегаты рассекаются крупнокристаллическими сростками карбонатов. Бедная сульфидная Fe-Cu минерализация развита преимущественно в жилах кварцевого и кварц-плагиоклазового состава. Гнезда и прожилки сульфидов рассекают кварц-плагиоклазовые и кварцевые агрегаты. Это позволяет предполагать закономерные переходы от кварц-плагиоклазовых (пегматоидных) к карбонат-содержащим ассоциациям и более поздним сульфидным ассоциациям.

Жилы повсеместно сопровождаются околожильными ореолами амфиболитов мощностью до 50 см. Также амфиболиты развиваются по метабазитам вдоль контактов с мигматизированными гнейсами (Березин, Скублов, 2014; Козловский и др., 2020). В этих ореолах, преимущественно у контакта с жилами проявлено неравномерное наложение карбонатов, хлорита и, реже, сульфидов. Возрастная оценка циркона из этих приконтактовых амфиболитов U-Pb методом составила 1871 ± 19 млн. лет (Березин, Скублов, 2014). Возрастная оценка жил по рутилу U-Pb методом составила 1814 ± 36 млн. лет (Козловский и др., 2020).

Петрографические особенности околожильных изменений. Амфиболитовые ореолы состоят из амфибола амфибола (30–50 % объема), плагиоклаза (олигоклаз, реже альбит) (15–30 % объема), биотита (до 50 % объема) и кварца (5–10 % объема). Также могут встречаться апатит, гранат, ильменит, циркон, хлорит, карбонат, сульфиды железа и меди.

Экзоконтактовые зоны карбонатизации и хлоритизации в амфиболитовых ореолах сложены карбонатом доломитового (анкеритового) и кальцитового состава (10–30 % объема), хлоритом (30–80 % объема), плагиоклазом (5–10 % объема) и кварцем (5–10 % объема). Также могут встречаться рутил, ильменит, мусковит, биотит, амфибол, реже сульфиды железа и меди.

Оценки P-T условий образования. Для амфиболитовых околожильных ореолов была проведена оценка P-T-параметров их формирования. Расчеты проводились методом построения линий моновариантных равновесий в координатах P-T (метод TWQ; Berman, 1988, 1991). Разные ассоциации показали очень близкие оценки P-T условий. Ассоциация с гранатом показывает значения 620°C и 4.5 кбар (рис.1а). Ассоциация кварц + олигоклаз + амфибол показывают значения от 620°C до 630°C и от 4 до 4.5 кбар (рис. 1б-в). В образцах, где развивается альбит по олигоклазу на контакте с амфиболом, ассоциация кварц + альбит + амфибол отвечает условиям 580°C и 2.5 кбар (рис. 1г).

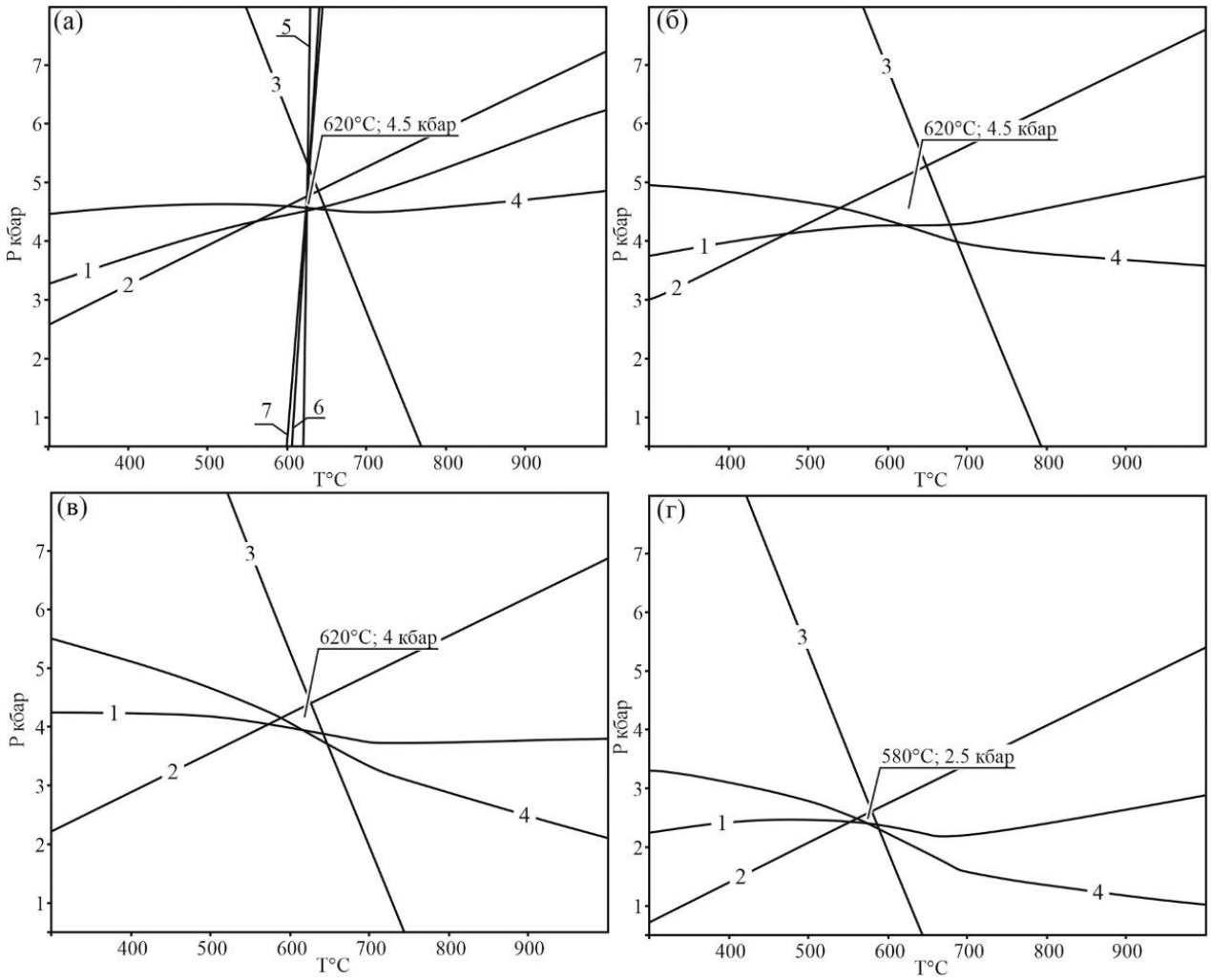


Рисунок 1. Линии моновариантных равновесий для амфиболовых ассоциаций из экзоконтактового ореола карбонатно-силикатных жил: (а) ассоциация с гранатом; (б-в) ассоциация кварц + олигоклаз + амфибол; (г) ассоциация кварц + альбит + амфибол.

Реакции: (1) 2Prg+8Qz=2Ab+Tr+Ts; (2) 3Prg+4fTs=4Ts+3fPrg; (3) 4Tf+5fPrg=5Prg+4fTs; (4) 8Qz+2fPrg=fTs+fTr+2Ab; (5) Ts+Alm=Prp+fTs; (6) 3Prg+4Alm=4Prp+3fPrg; (7) 5Alm+3fTs=3fTr+5Prp

В жилах распределение составов сосуществующих кальцитов и доломит-анкеритов в системе MgCO3 – CaCO3 – FeCO3 показало, что температура образования карбонатной ассоциации жил не превышала 544°C.

Температура образования хлорита в амфиболитах и карбонатно-силикатных жилах по M. Cathelineau и D. Nieva (1985) варьирует от 230 до 300°C, по А.Р Котельникову и др. (2012) от 220 до 280°C, по F. Bourdelle (2013) от 240 до 350°C.

Выводы. Согласно полученным результатам, можно сделать следующий обобщенный вывод:

- Процесс жилообразования включал два главных этапа. На первом этапе развивалась кварц-плагиоклазовая ассоциация внешних зон совместно с образованием околожильных амфиболитовых ореолов по метабазитам и мигматизацией гнейсов при 620–630°C и 4–4.5 кбар, а также происходила ретроградная альбитизация амфиболитовых ореолов при 580°C и 2.5 кбар. На втором этапе формировалась кварц-карбонатная ассоциация ± биотит при температурах около 550°C с последующим неравномерным развитием хлорита и карбонат-хлоритовых ассоциаций в жилах и околожильных амфиболитах при температурах 350–220°C. Сульфидная минерализация связана с наиболее поздними стадиями второго этапа.

Березин А.В., Скублов С.Г. Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): Особенности состава, условия и возраст метаморфизма //Петрология. 2014. Т. 22. №. 3. С. 265-265.

Глебовицкий В.А., Смолькин В.Ф. Ранний докембрий Балтийского щита. – 2005.

Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М., Терентьева Л.Б., Сальникова, Е.Б., Курдюков Е.Б. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. №. 2. С. 184-209.

Косой Л.А. Геолого-петрографический очерк Керетского района Северной Карелии // Ученые записки ЛГУ. 1938. № 26. С. 65–99.

Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. №. 9001.

Лебедев В.И. К минералогии кварцево-карбонатных жил северной Карелии// Известия Карело-финского филиала Академии Наук СССР. № 1. 1950. С. 3 – 36.

Никитин Ю.В. Молибденитовое оруденение в жилах Северной Карелии. //Труды лаборатории геологии докембрия. Выпуск 9. Изд.-во. АН СССР. Москва-Ленинград 1960 г. С. 150-157.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижный поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Институт геологии КарНЦ РАН. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008 г., 296 ст.

Смирнова В. С., Солодкая Р. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, Серия Карельская, Лист Q-36-XVI// Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, Москва, 1960 г., 60 ст.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья // Ленинград: Наука, 1981 г., 216 ст.

Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na2O–K2O–CaO–MgO–FeO–Fe2O3–Al2O3–SiO2–TiO2–H2O–CO2 // J. Petrology. 1988. V. 29. P. 445–522.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineral. 1991. V. 29. P. 833–855.

Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. Т. 165. №. 4. С. 723-735.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. Т. 91. №. 3. С. 235-244.

Marsala A., Wagner T., Wälle M. Late-metamorphic veins record deep ingression of meteoric water: A LA-ICPMS fluid inclusion study from the fold-and-thrust belt of the Rhenish Massif, Germany //Chemical Geology. 2013. Т. 351. С. 134-153.

Шонгуйское месторождение бериллсодержащих пегматитов: геологическое положение и минералогическая характеристика (Кольский регион)

Галеева Е. В.[1], Зыкова Т. С.[1], Кудряшов Н. М.[1]

[1]*Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, uthg@mail.ru*

Редкометалльные пегматиты служат важным источником Li, Cs, Ta, Nb, Be и других редких металлов. Литий-тантал-цезиевые (LCT) пегматиты размещены на всех докембрийских щитах, большая часть которых сложена архейскими и протерозойскими породами (Černý, 1991; London, 2018; Tkachev, 2011; McCauley, Bradley, 2014; Редкометалльные пегматиты..., 1997). Редкометалльные пегматиты согласно (Černý, 1991) относятся к гранитам S-типа (Chappell, White, 2001) и в довольно большом количестве содержат Be, Rb, Ga, Nb, Sn, B, P и F (London, 2008), содержания редкоземельных элементов в них чаще всего мало (Duc-Tin, Keppler, 2015). Редкометалльные пегматиты формировались главным образом на синорогенных и анорогенных этапах развития крупных геологических структур (Černý, 1992; Černý, Ercit, 2005). Самые известные и крупные месторождения пегматитов LCT-типа расположены в Канаде – месторождение Танко (Černý, Ferguson, 1972), в Западной Австралии – месторождение Гринбушес (Hatcher, Clynick, 1990; Partington, 1990; Partington et. al., 1995), в США – месторождение Кинг-Маунтин (Kesler et al., 2012).

В настоящее время существует несколько моделей образования редкометалльных пегматитов: 1) двухэтапная метасоматическая модель. В закрытой системе исходная порода перекристаллизовывалась в материал схожий по составу к граниту, и после уже в открытой системе в простых по составу пегматитах шло замещение новыми минеральными агрегатами (Заварицкий, 1947); 2) двухэтапная магматогенно-пневматолито-гидротермальная модель. На магматогенном этапе образовываются простые пегматиты и за счет глубинных растворов, в пневматолито-гидротермальную стадию, образуются сложные по составу пегматиты (Cameron et al., 1949; Гинзбург, 1983); 3) редкометалльные пегматиты формируются за счет кристаллизационной дифференциации гранитной магмы в закрытой системе (Küster et al., 2009); 4) происхождение пегматитов LCT-типа связано с обогащенными редкими элементами флюидонасыщенными магматическими расплавами (London, 2008); 5) Образование пегматитов происходит из остаточных расплавов, обогащенных флюидами (H_2O, F, P, B). Флюиды понижают температуру, при которой формируются редкометалльные пегматиты, а также вязкость и плотность расплава (Simmons et al., 2003).

На территории Кольского полуострова месторождения редкометалльных пегматитов расположены в архейском зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (в северо-западной части локализованы месторождения Охмыльк, Васин-Мыльк и Полмос, а в юго-восточной части - Колмозерское месторождение сподуменовых пегматитов) (Гинзбург, 1950; Соседко, 1961; Волошин, Пахомовский, 1988, Kudryashov et al., 2020). В северо-западном продолжении пояса Колмозеро-Воронья обнажаются жилы Шонгуйского бериллсодержащего месторождении (Антонюк, 1962, 1968, 1976, Пономарева и др., 2015).

Архейский зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья размещен на границе трех крупных блоков: Мурманского, Кольско-Норвежского и Кейвского. Пояс сложен в основном метаморфизованными и деформированными осадочно-вулканогенными породами коматиит-толеитовой и базальт-андезит-дацитовой серий и прорываются интрузиями базит-гипербазитов, кварцевых порфиров и высокомагнезиальных гранитоидов. Развитие зеленокаменного пояса заканчивается внедрением массивов турмалиновых и микроклиновых гранитов с гранитными пегматитами (Белолипецкий и др., 1980; Вревский, 1989; Пожиленко и др., 2002; Ранний докембрий..., 2005).

Шонгуйское бериллсодержащее месторождение пегматитов расположено в северо-восточной части Кольского региона вблизи озера Большой Лапоть. Месторождение является частью архейского зеленокаменного пояса Колмозера-Воронья. На месторождении в пределах пегматитового поля выделено более 300 пегматитовых жил, в пяти из которых был обнаружен берилл, представляющий продуктивный источник бериллия. Пегматитовые тела залегают в основном кустами реже поодиночке среди сланцеватых плагиоклазовых амфиболитов, амфибол-биотитовых и меланократовых биотитовых и двуслюдяных гнейсов (рис. 1) (Антонюк, 1962; Антонюк, 1968; Антонюк, 1976). Пегматитовые жилы преимущественно плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые. В площадном распределении поля пегматитовых жил отмечается определенная минеральная зональность. В центральной части пегматитовые жилы характеризуются развитием блокового микроклина. Далее, к краю пегматитового поля, происходит постепенная смена грубозернистыми жилами микроклин-кварцевого состава. В краевой части недеференцированные пегматитовые жилы сложены равномернозернистым гранит-пегматитом, вблизи которых расположены небольшие массивы турмалин-мусковитовых гранитов. По составу выделяются несколько видов пегматитовых жил: 1) жилы гранит-пегматитового состава; 2) жилы, сложенные наполовину гранит-пегматитом и крупнокристаллическим полевым шпатом с редкими обособлениями кварца; 3) жилы, состоящие на 80-90 % из агрегатов крупнокристаллического полевого шпата пегматоидной структуры с обособлениями блокового кварца; 4) жилы гранит-пегматитового состава с полевошпатовыми агрегатами пегматоидной структуры и блоковыми агрегатами калиевого полевого шпата с обособлениями кварца; 5) жилы кварц-полевошпатового агрегата блоковой структуры, где на калиевый полевой шпат приходится около 60–70% общего объема. (Антонюк, 1968).

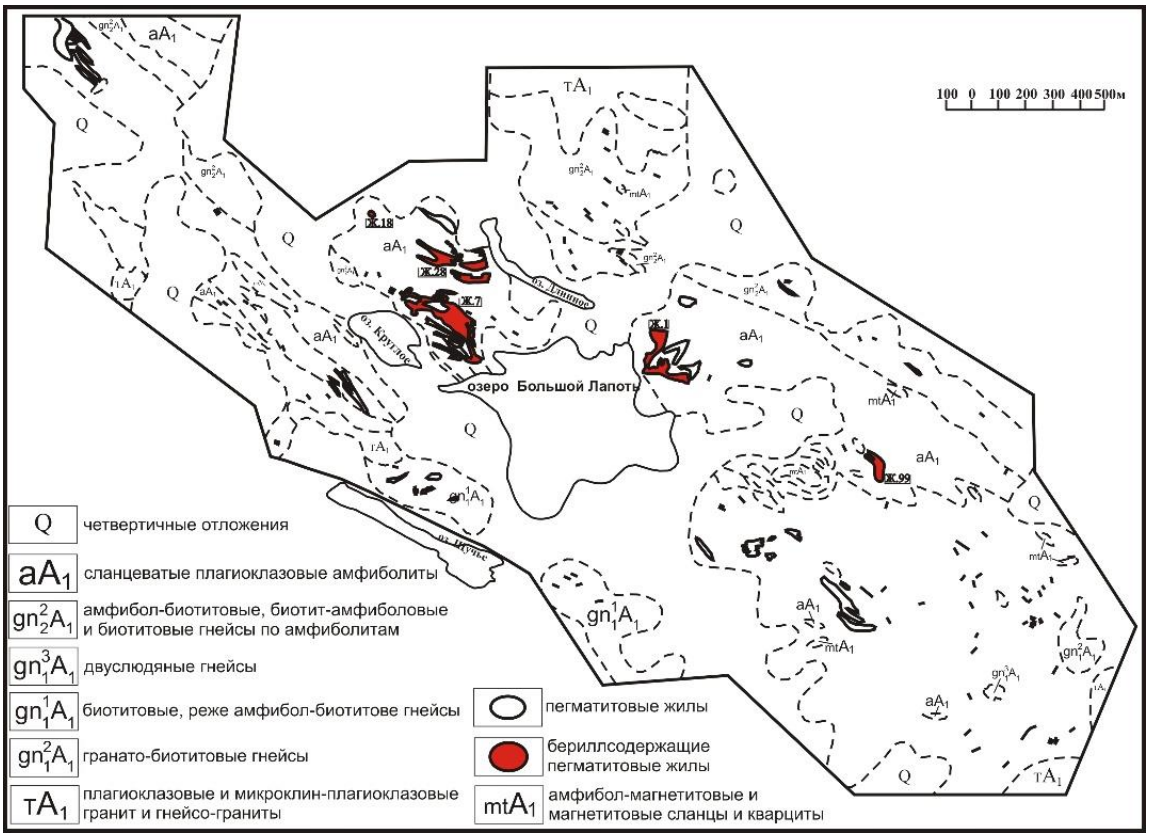


Рисунок 1. Схема геологического строения Шонгуйского бериллсодержащего месторождения пегматит (Антонюк, 1970).

Среди всех обнажающихся жил, к бериллсодержащим отнесены лишь 5 из них. Самые крупные из них это жила №1 и жила № 7. На поверхности они хорошо обнажены и доступны для изучения. Длина жилы №1 составляет 67-70 метров, шириной 23 метра и мощностью 1-2 метр и занимает субмеридиальное направление (рис.2). Жила №7 длиной 45-47 метров, шириной 6 метров, мощностью около 7 метров и протягивается в субширотном направлении.

По минеральному составу пегматитовые жилы №1 и №7 схожи. Порода в жилах характеризуется от мелкозернистой до гигантозернистой структурой. Вмещающими породами для жилы №1 являются биотитовые гнейсы, для жилы №7 - плагиоамфиболиты. Главными породообразующими минералами, слагающими пегматитовые тела, являются кварц и калиевый полевой шпат. Второстепенные минералы представлены минералами группы турмалина (шерл), мусковитом, группой граната и апатита, а также бериллом.

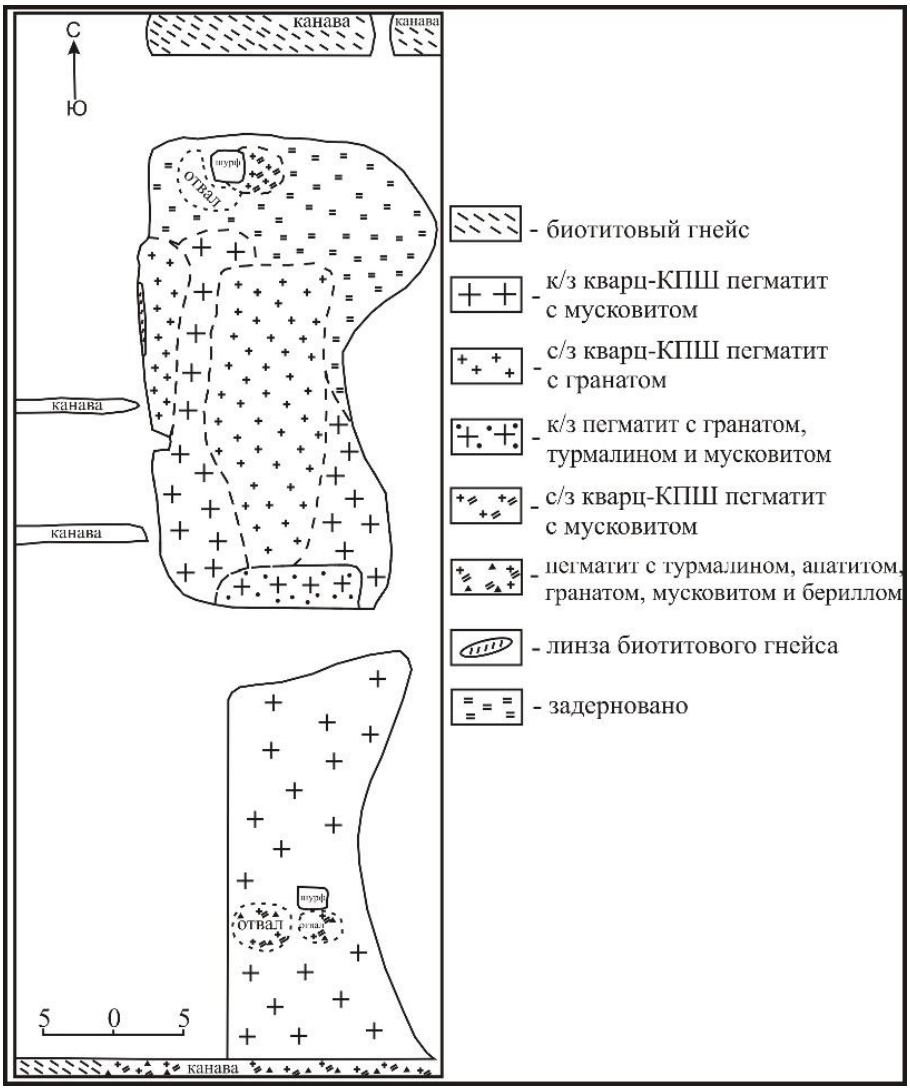


Рисунок 2. Схема геологического строения жилы №1.

В пегматитовой жиле №7 проявлена зональность. В стенке обнажения выделяются 4 зоны: 1) ядерная зона, которая сложена гигантозернистым блоковым микроклином; 2) узкая полоса среденезернистого кварц-альбитового пегматита с бериллом и турмалином; 3) мелкозернистый аплитовидный пегматит с гранатом (спессартин); 4) крупнозернистый апатит-турмалин-мусковитовый кварц-альбитовый пегматит с бериллом.

В обнажении пегматитовой жилы №1 зональное строение не обнаружено. Вероятно, на поверхности видна только центральная (ядерная) зона пегматитового тела. Предполагается, что положение висячего и лежачего боков у жилы №1 одинаково с жилой №7.

Шонгуйское месторождение бериллсодержащих пегматитов можно рассматривать как потенциальный источник редкометалльного сырья с попутным получением бериллиевого концентрата, а также кварцевого и слюдяного продуктов. На современном уровне практически отсутствуют научные исследования, связанные с определением условий формирования, геохимических характеристик и изотопного возраста пегматитов месторождения, чему будут посвящены дальнейшие исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00289

Антонюк Е. С. Структурно-минеральные комплексы гранитных пегматитовых жил // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Изд-во Кольск. фил. АН СССР, Апатиты. Вып. 3. 1962. С. 134–142.

Антонюк Е. С. Некоторые особенности пространственного распределения типов пегматитовых жил в одном из пегматитовых полей С-З части Кольского полуострова // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Изд-во Кольск. фил. АН СССР, Апатиты. Вып. 6,1968.С. 153–161.

Антонюк Е. С. Геология и геохимия гранитных пегматитов района озера Большой Лапоть. Л.: Недра. 1976. 237 с.

Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.

Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералогия тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 240 с.

Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.

Гинзбург И.В. Предварительный отчет: «Месторождения лепидолито-сподуменовых пегматитов г. Охмыльк-тундра» район Воронинского погоста / АН СССР. Кольский филиал им. С.М. Кирова ГИ, 1950. 58 с.

Гинзбург А.И. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 96-112.

Заварицкий А.Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всерос. минерал. обва. 1947. 76(1). С. 37-50.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.

Пономарева Н. И., Гордиенко В. В., Шурекова Н. С. Физико-химические условия формирования берилла в месторождении «Большой Лапоть» (Кольский полуостров). Изд-во: Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Вып. 3, 2015. С. 4-20.

Ранний докембрий Балтийского щита (Под ред. В.А. Глебовицкого) СПб: Наука, 2005. 711 с.

Редкометалльные пегматиты. Гранитные пегматиты. // Под ред. Б.М. Шмакина. Новосибирск: Наука. 1997. Т. 2. 286 с.

Соседко А.Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.

Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A.H. Page L.R. Internal structure of granitic pegmatites. Econ. Geol. Mon. 1949. 2. 115 p.

Černy P., Ferguson R.B. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. IV. Petalite and spodumene relations. Canad. Miner. 1972. N. 11. P. 660-678.

Černý P. Rare-element granite pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geosci. Can. 1991. 18. P. 49-67.

Černý P. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatite in the light of current research. Applied Geochemistry. 1992. 7. P. 393-416.

Černý P., Ercit T.S. Classification of granitic pegmatites: Canadian Mineralogist. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits Geoscience Canada. 2005. 18(2). V. 43. P. 49-67.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later. Aust. J. Earth Sci. 2001. 48. P. 489-499.

Duc-Tin Q., Keppler H., Monazite and xenotime solubility in granitic melts and the origin of the lanthanide tetrad effect. Contrib. Miner. Petrol, 2015. 169 p. https://doi.org/10.1007/s00410-014-1100-9.

Hatcher M.I., Clynick G. Greenbushes Tin-Tantalum-Lithium deposit: in Hughes F.E. (Ed), Geology of the Mineral Deposits of Australia // Papua New Guinea the AusIMM, Melbourne Mono. 1990. 14. V. 1. P. 599-603.

Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Everson M.P., Wallington T.J. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. Ore Geology Reviews. 2012. 48. P. 55-69.

Kudryashov N. M., Udoratina O. V., Coble M., Steshenko E. N. Geochronological and geochemical study of zircon from tourmaline-muscovite granites of the Archaean Kolmozero–Voronya Greenstone Belt: Insights into sources of the rare-metal pegmatites. Minerals. 2020;10(9):760. doi: 10.3390/ min1009076

Küster D., Romer G., Tolessa D., Zerihun D., Bheemalingeswara K., Melcher F., Oberthur T. The Kenticha rare-element pegmatite, Ethiopia: internal differentiation, U-Pb age and Ta mineralization. Mineralium Deposita, 2009. P. 723-750.

London D. Pegmatites. Canad. Mineral. Special Publication. 2008. 10. 368 p.

London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites. Ore Geol. Rev. 2018. 101. P. 349-383.

McCauley A., Bradley D.C. The global age distribution of granitic pegmatites. Can. Mineral. 2014. 52. P. 183-190.

Partington G.A. Environment and structal controls on the intrusion of the giant rere metal Greenbushes Pegmatite, Western Australia: in Econ. Geol. 1990. V. 85. P. 437-456.

Partington G.A., McNaughton N.J., Williams I.S. A review of the geology, mineralization, and geochronology of the Greenbushes Pegmatite, Western Australia: in Econ. Geol. 1995. V. 90. P. 616-635.

Simmons W.B., Webber K.L., Falster A.U., Nizamoff J.W. Pegmatology—pegmatite mineralogy, petrology and petrogenesis. Rubellite Press, New Orleans. 2003. 176p.

Tkachev A.V. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time. Geological Society, London. Special Publications. 2011. V. 350. P. 7-23. https://doi.org/10.1144/SP350.2

Влияние частичного плавления на петрографические характеристики (на примере мантийных перидотитов Южного Урала)

Гатауллин Р. А.[1]

[1]*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, rusgatln97@gmail.com*

Офиолитовые ультрамафиты привлекают исследователей своей специализацией на хромитовое оруденение. Однако, несмотря на длительную историю изучения, не столь много внимания уделено влиянию деформационных процессов на образование как перидотитов, так и акцессорной хромшпинелидовой минерализации в них.

В данной работе были использованы образцы лаборатории рудных месторождений ИГ УФИЦ РАН, они изучались на оптическом микроскопе, сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact (ИГ УФИЦ РАН, Уфа, аналитик – Савельев Д.Е.), составы минералов определялись при помощи ЭДС Xplore 15 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 4 нА, состав рассчитан в автоматическом режиме в программе AzTec с использованием встроенных заводских стандартов. Формулы минералов рассчитывались анионным методом на 4 атома кислорода (хромшпинелид, оливин).

Значительное количество крупных зёрен породообразующих силикатов в перидотитах демонстрируют признаки деформаций: клавишное погасание оливина (рис.1а), облачное погасание и кинк-банд структуры в зёрнах ортопироксена, выделения клинопироксена внутри деформированных зерен энстатита (рис.1б), пластическая деформация иногда сопровождается образованием необластов - новых более мелких зёрен клинопироксена, амфибола и хромшпинелидов в оторочке большого деформированного зерна ромбического пироксена (рис.1г). Ксеноморфные акцессорные хромшпинелиды в таких перидотитах зачастую характеризуются округлыми очертаниями с множеством крючкообразных ответвлений во вмещающие зёрна, реже наблюдаются зёрна, совмещающие в себе несколько данных признаков (рис.1в). Такое разнообразие форм хромшпинелидов связано с пластическими деформациями пород в ходе их образования (Saveliev et al, 2021).

Петрографические свидетельства процессов пластической деформации сопровождаются геохимическими признаками частичного плавления. Для количественного отображения влияния процесса частичного плавления при образовании породы используется диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации – OSMA . При её построении используются данные по химическому составу сосуществующих зёрен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек сосуществующих оливинов и хромшпинелидов на диаграмме OSMA попадают в поля, оконтуренные по данным экспериментов по частичному плавлению мантийных лерцолитов.

Определено, что данные породы образованы в процессе частичного плавления исходного мантийного субстрата - до 20 % для шпинель-плагиоклазовых перидотитов, 10-30% для шпинелевых перидотитов, до 40 % - в случае дунитов. Степень плавления мантийного субстрата, полученная по составам оливин-шпинелевой ассоциации в перидотитах, представляется реалистичной, чего нельзя сказать о таковой в дунитах. Принимая во внимание микроструктурные (деформационные) особенности пород, логично предположить, что в образовании дунитовых тел внесли вклад не только процессы частичного плавления, но также пластическое течение мантийного материала и, возможно, взаимодействие рестита с просачивающимися расплавами.

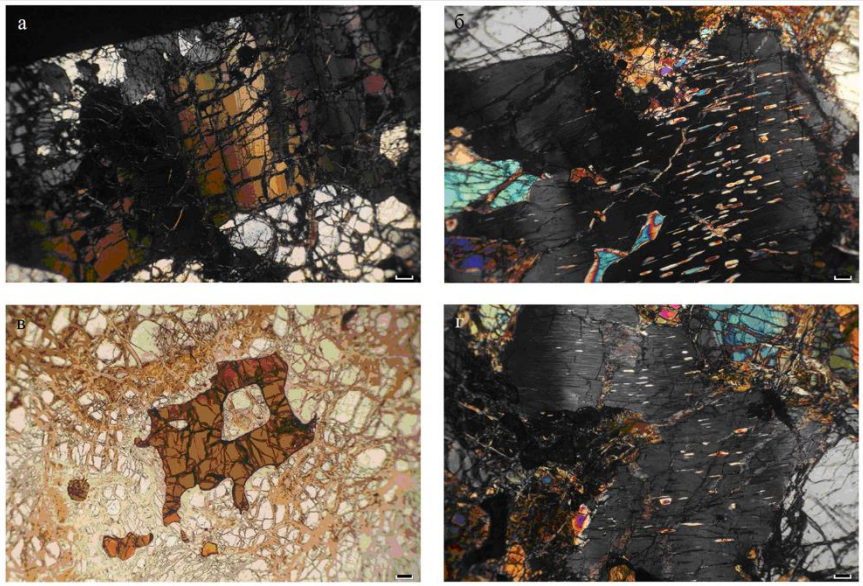


Рисунок 1. Фотографии шлифов под оптическим микроскопом в скрещенных (а,б,г) и параллельных (в) николях. Гарцбургиты, массив Нурали. Ширина снимков приблизительно 1,5 мм.

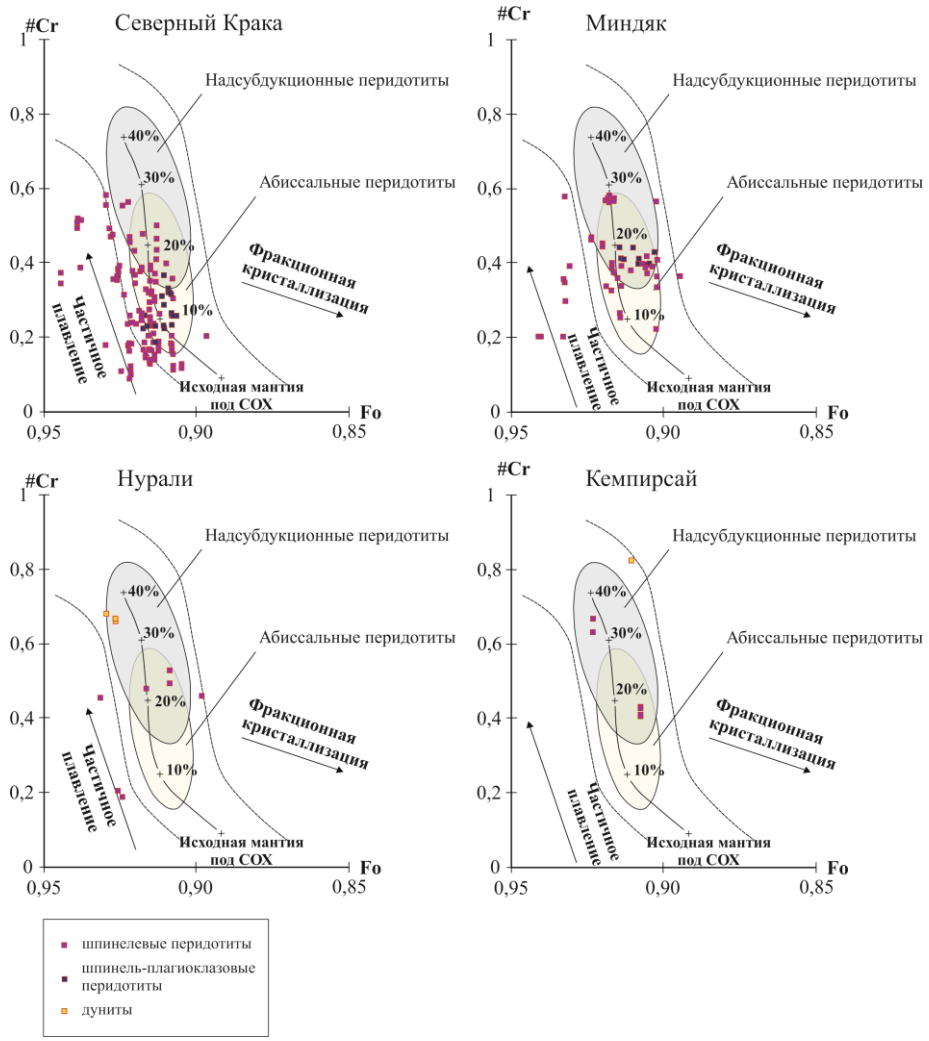


Рисунок 2. Диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации.
По вертикали - #Cr в хромшпинелиде, по горизонтали - доля форстеритового минала в соответствующем ему зерне оливина. Пунктиром проведены границы поля составов минералов, образующихся при частичном плавлении мантийного субстрата (FMM). Стрелками отмечены направления трендов, характерных для кристаллизационной дифференциации и частичного плавления. Поля проведены по (Arai, 1994).

Благодарности. Автор благодарит научного руководителя, д.г.-м.н. Савельева Д.Е., за помощь в аналитических исследованиях и замечания в ходе проведения работы. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00019, https://rscf.ru/project/22-17-00019/

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

Saveliev D.E., Shilovskih V.V., Sergeev S.N., Kutyrev A.V. Chromian spinel neomineralisations and the microstructure of plastically deformed ophiolitic peridotites (Kraka massifs, Southern Urals, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2021. 115. P. 411–430 https://doi.org/10.1007/s00710-021-00748-w

Особенности благороднометальной минерализации россыпей рек Извёстка и Сорочка (Свердловская область)

Гембель Л. Р.[1], Петров С. В.[1]

[1]*СПбГУ, г. Санкт- Петербург, levgembel2012@yandex.ru*

Введение. Объектом исследования послужила Мостовская группа россыпей в Свердловской области, золото-платиновые месторождения на реках Сорочка (в верхнем и нижнем течении) и Извёстка. Изучаемая группа россыпей находится на месте Мостовской структурно-эрозионной депрессии, которая сформировалась в мезозойскую эру. Ранее, на их месте располагались области аккумуляции древних рек, которые размывали коренные месторождения [Паламарчук, 2020]. Коренные источники расположены достаточно далеко от россыпей, 50-70 км. Такое большое расстояние говорит о том, что в мезозое происходили активные процессы россыпеобразования, которые смогли затронуть большие площади территорий.

Материалы и методы. Минералы шлихов изучены оптическими методами с применением бинокулярной лупы, цифрового микроскопа (KEYENCE VHX-6000) и сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, химический состав и внутреннее строение образцов были изучены микрозондовым методом с помощью энергодисперсионного анализатора Oxford Instruments X-Max 20 и всего сделано около 400 анализов 300 зёрен. Лабораторные исследования были проведены в ресурсном центре «Геомодель» Научного парка СПбГУ.

Морфология. Зёрна самородного золота и платиноидов изучаемых россыпей невелики и не превышают 0,5 мм. На поверхности всех образцов имеются микропоры и трещины, а внутри некоторых - пустоты. Зёрна платино-железистых сплавов (ПЖС) из россыпей Сорочки имеют размер в среднем 100 мкм, по форме чаще всего вытянуты, псевдопризматические. Образцы платиноидов из Извёстки крупнее, от 200 до 400 мкм, часто неправильной формы, ксеноморфные, с выступающими фрагментами. Главным их отличием, от ПЖС россыпей Сорочки, является присутствие тончайших плёнок самородного золота на поверхности некоторых зёрен, толщиной до 1-10 мкм, химический состав которых отличается крайне высокой пробностью (вплоть до 1000 ‰).

Морфология частиц самородного золота из всех изучаемых россыпей примерно одинакова. Размеры зёрен золота более крупные, чем у платиноидов, в среднем 300 мкм и более. У образцов хорошая окатанность, однако у зёрен из россыпей Сорочки она хуже проявлена, так как чаще встречаются выступающие фрагменты.

Химический состав. Самородное золото, по химическому составу, почти идентично в обеих россыпях (табл.1). Оно имеет высокую пробность, в качестве основной примеси выступает серебро, однако в некоторых образцах были обнаружены другие металлы. В россыпи Извёстки – это медь (максимальное содержание до 2 %), в Сорочке – ртуть (до 15 %), железо, а также минеральные включения пирита и силикатов железа.

В зёрнах ПЖС изучаемых россыпей отношение платины к железу в атомных количествах близко к 3:1, что соответствует составу изоферроплатины (табл.2). Их химический состав весьма близок и характеризуется небольшой концентрацией меди, родия, рутения, иридия и палладия. В россыпи Сорочки наблюдаются зёрна ПЖС с включениями рутения (нижняя часть россыпи) и родия (верхняя), чего не обнаружено в образцах из Извёстки.

Кроме ПЖС, в шлихах россыпей отмечается присутствие отдельных редких зерен интерметаллидов осмия и иридия, однако намного чаще они встречаются в виде включений в зёрнах ПЖС. Было отмечено, что самородный осмий в виде включений не встречается в верхней россыпи Сорочки.

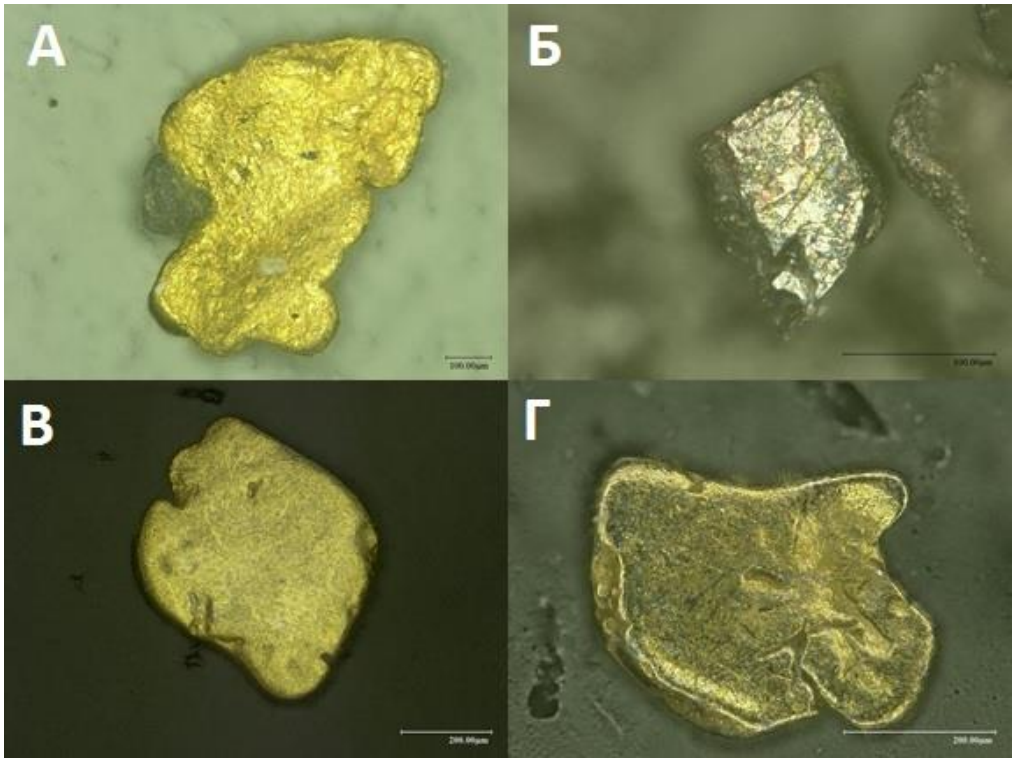


Рисунок 1. Фотографии образцов зёрен изучаемых россыпей.
А,Б – образцы россыпей реки Сорочки, В,Г – реки Извёстка. А,В – самородное золото, В – ПЖС, Г – ПЖС с плёнкой золота.

В целом, минеральная ассоциация в изучаемых шлихах различна. В обеих россыпях, помимо золота и МПГ, встречаются монацит и циркон. Монацит почти всегда цериевый, крайне редко неодимовый. Однако в шлихах из верхней и нижней россыпей реки Сорочка были обнаружены также ильменит, титаномагнетит, хромшпинелид, эпидот, шеелит и бисмит.

Таблица 1. Химический состав зёрен самородного золота россыпей рек Извёстка и Сорочка.

Россыпь	Кол-во зёрен	Ag	Au
Известка (среднее)	43	5,73	94,07
Сорочка (нижняя)	74	5,27	94,05
Сорочка (верхняя)	26	1,93	96,59
Сорочка среднее	100	4,41	94,71

Таблица 2. Химический состав ПЖС россыпей рек Извёстка и Сорочка.

Россыпь	Кол-во зёрен	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt
Известка (среднее)	107	8,33	0,23	0,68	0,24	0,54	0,56	0,23	89,17
Сорочка (нижняя)	33	9,13	0	0,60	0,19	0,47	0,65	0,77	87,66
Сорочка (верхняя)	8	8,99	0	0,15	0	0,49	1,28	0,69	88,04
Сорочка среднее	41	9,10	0	0,52	0,16	0,47	0,77	0,76	87,74

Выводы. Несмотря на географическую близость россыпей, образцы имеют достаточно много различий. Если по химическому составу зёрна золота из исследуемых месторождений

идентичны, то ПЖС Извёстки имеет больше в своём составе платины, чем из россыпей Сорочки. Отличия наблюдаются также в морфологии образцов, в их формах, размерах, в наличии или отсутствии золотых плёнок на поверхности зёрен ПЖС, а также в минеральной ассоциации, которая присутствует в шлихах россыпей.

Данные, полученные в результате исследования шлихов, могут свидетельствовать о том, что у россыпей рек Сорочки и Извёстки могут быть разные коренные источники. Необходимо провести более детальное изучение Мостовской группы россыпей для уточнения причин наличия установленных различий.

Паламарчук Р.С., Условия формирования россыпеобразующих систем, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала. //Металлогения древних и современных океанов. 2020. С. 136-139.

Морфологические особенности и пробность самородного золота Дарвазского хребта (Западный Памир, республика Таджикистан)

Грибушин К. А.[1]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, konst.gribushin@yandex.ru*

Дарвазский горный хребет территориально приурочен к Горно-Бадахшанской автономной области Таджикистана и расположен между реками Обихингоу, Пяндж и Ванч в Западном Памире. Хребет сложен преимущественно гранитами и метаморфическими сланцами (Осипов, 2004). Информация о наличии золотого оруденения в изучаемом районе появилась в 1989 году при заверке геохимических аномалий (Griffin, 2019).

В 2020 году на одном из рудопроявлений Дарвазского хребта проводились поисковые работы на коренное золото. Непосредственно на участке проведения работ широко развиты средние и кислые вулканиты, их пирокластические аналоги и гранитные интрузии раннего карбона. Золотое оруденение приурочено к кварц-анкерит-пиритовым жильным зонам. Так же встречаются другие рудные минералы: мартит, магнетит, арсенопирит и халькопирит. Предполагается, что рудопроявление относится к орогенному типу (Griffin, 2019). Материалом для научной работы послужили шлиховые пробы, отобранные на территории рудопроявления. Минералогические исследования с использованием стереомикроскопа Leica EZ, а также сканирующего электронного микроскопа Hitachi TM-3000 проводились в лаборатории минераграфии кафедры ГРМПИ СПГУ и ресурсном центре микроскопии и микроанализа СПбГУ.

По результатам исследования сделаны выводы о пробности и морфологических особенностях выделений самородного золота. Установлено, что пробность самородного золота находится в пределах от 938 ‰ до 972 ‰, среднее значение – 955 ‰ (n=134). Таким образом, золото является весьма высокопробным (Гаськов, 2007). По морфологическим особенностям было выделено пять типов золота: жилковидно-пластинчатое или губчатое золото, скелетное золото, дендриты золота, кристаллическое золото, амебообразно-комковидное золото (рис. 1).

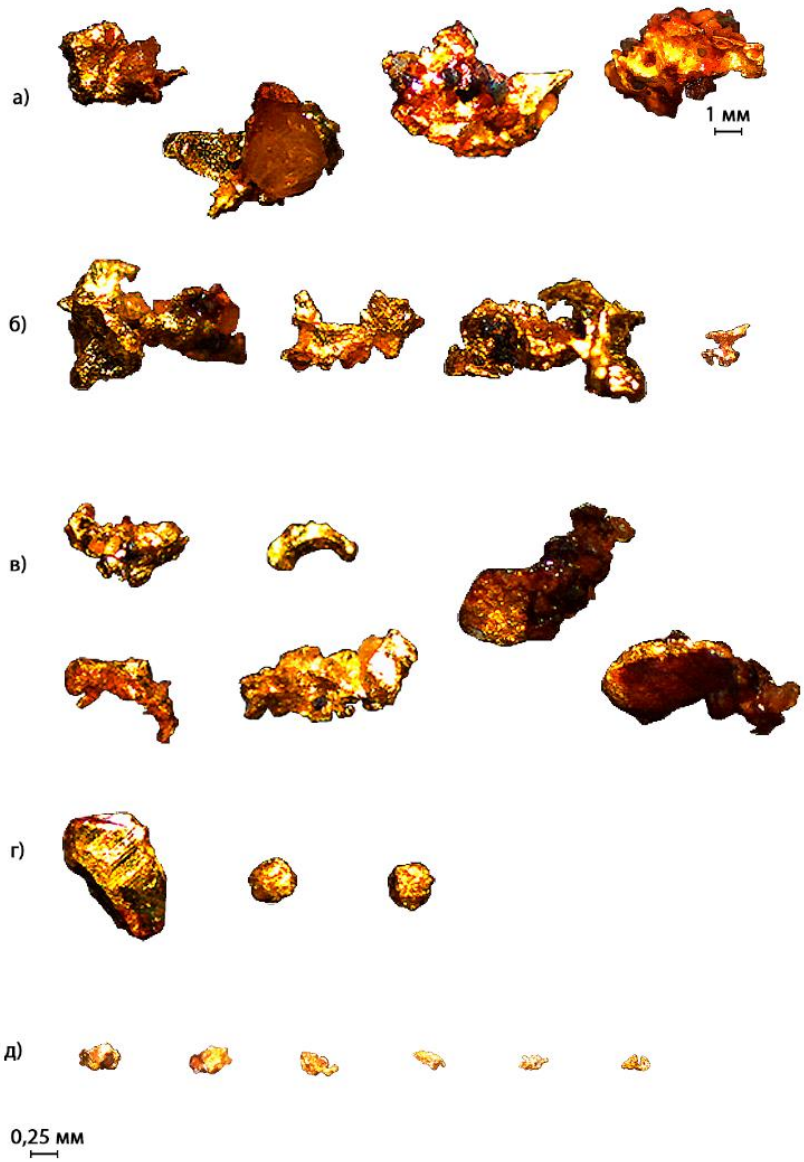


Рисунок 1. Фотографии образцов зёрен изучаемых россыпей.
А,Б – образцы россыпей реки Сорочки, В,Г – реки Извёстка. А,В – самородное золото, В – ПЖС, Г – ПЖС с плёнкой золота.

Гаськов И. В. Главные элементы-примеси самородного золота и связь их с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии // Новосибирск. Геология и геофизика. 2007. т. 58. № 9. С. 1361.

Осипов Ю.С. Большая Российская энциклопедия: В 30 т // М.: Большая российская энциклопедия. 2004.

Griffin K.F. Independent field report on the the rumri gold project Sangvar, Tajikistan // Starboard Global Ltd. 2019. 22 p.

Автоматизация процесса выделения линеаментов по цифровой модели рельефа на основе нейросетевого подхода

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

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, gorgulini@yandex.ru*

Для заверки известных разломов, выявления разломно-трещинных структур и детализации каркаса разрывных нарушений часто проводится линеаментный анализ. Данный анализ является одним из наиболее эффективных дистанционных методов изучения каркаса разрывных нарушений и глубинного строения территорий (Кац и др., 1986).

На данный момент существует множество подходов к автоматическому выделению линеаментов. В работе Молчанова А.Б. и Гордеева Н.А. автоматическое выделение линеаментов проводилось с помощью четырех алгоритмов (поиск особых точек, преобразование Хафа, определение сегментов линий, поиск отдельных контуров на скелетизованном изображении) программного обеспечения (ПО) «SimSGM» (Молчанов и др., 2021), разработанного для автоматизации структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений (Сим, 1991; Гордеев, 2019). Также детектирование линейных объектов достигается методом разбивки и спрямления линеаментов с преобразованием Хафа с помощью ПО «LEFA» (Шевырёв, 2018) или методом формирования и последующего анализа матрицы направлений границ перепадов яркости изображения (аэрокосмического снимка), каждый элемент которой имеет свою ориентацию и определяется функцией свертки ориентированной розы–диаграммы, заданной апертуры поля градиента яркости изображения в ПО «ALINA» (Щепин и др., 2007).

Выше перечислена только часть возможных подходов к автоматическому выявлению линеаментов. Все они созданы на основе последовательных алгоритмов (математических функций), что влияет на количество вводимых оператором параметров перед обработкой исходного материала. Результаты автоматического выделения линеаментов отличаются в зависимости от подобранных значений параметров, так как отсутствует однозначность подбора значений данных параметров.

К настоящему моменту отсутствуют работы по автоматизации выделения линеаментов с использованием нейронных сетей. Наличие подобных разработок избавило бы исследователя от подбора множества входных параметров и выполнения последовательных алгоритмов, требующих определенных навыков от оператора, а также наличия опыта интерпретатора, обрабатывающего результирующие данные. Представленная работа решает данную проблему.

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).

Для обучения сети нами подготовлены подготовлены входные данные – то есть те данные, которые будут анализироваться – в виде цифровой модели рельефа (ЦМР), а также выходные данные – результирующие данные, в виде набора из более 100 тысяч линеаментов, выделенных ручным способом на подготовленных ЦМР. Также в ходе перебора параметров и экспертной оценки подобраны оптимальные параметры и архитектура нейронной сети (рис.1) для удовлетворительной работы:

1. Входное изображение размером 40*40 пикселей;
2. Свёрточные слои размером 32 и 64 соответственно;
3. Окно свёртки размером 3*3;
4. Слои уменьшения размерности в 2 раза после каждого свёрточного слоя;
5. Пять скрытых слоев с количеством нейронов равным 3200 в каждом слое;
6. Выходной слой из 1600 нейронов;
7. Функция активации в каждом слое ReLu (Соснин, Суслова, 2019).

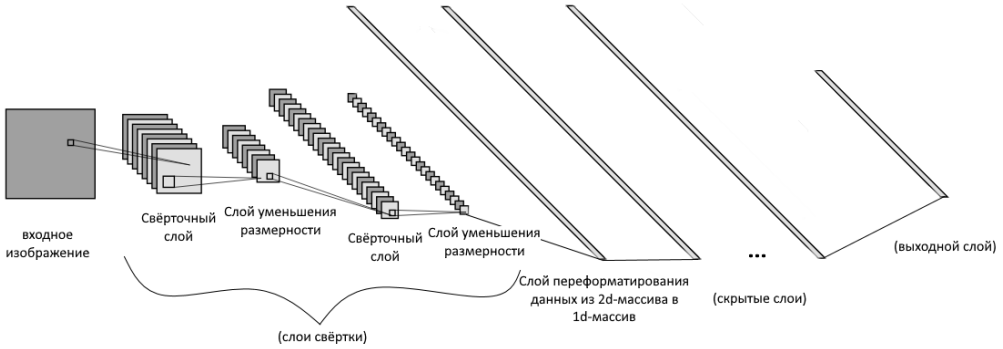


Рисунок 1. Архитектура нейронной сети.

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 5, а размер батча (количество данных в обучении, проходящих за 1 цикл) – 32.

Так как качество подготовленной обучающей выборки невозможно оценить эмпирически, а только визуально, нами предложено дообучить нейронную сеть на смоделированных «идеальных» данных, то есть произвести интеграцию нейронной сети, обученной на естественных данных и нейронной сети, обученной на смоделированных данных. Моделирование условий выделения линеаментов производилось на основе авторской методики, состоящей из 4 этапов:

1. Подготовка различных вариаций линеаментов, учитывающих ориентировки, длину, положение в окне;

2. Создание различных вариантов склонов (пологий, резкий и т.д.) и задание высотных отметок;

3. Моделирование и добавление Гауссовского шума (Barbu, 2013);

4. Сглаживание и генерация растрового изображения.

Смоделированные данные, в отличие от естественных, имеют менее плавные переходы между высотами и имеют более линейную структуру.

Интеграция нейронных сетей включала в себя обучение уже обученной нейронной сети (на естественных данных) на смоделированных «идеальных» данных. Произведённая интеграция нейронных сетей способствует улучшению качества дальнейшей обработки данных, заключающейся в автоматической векторизации растровых линейных структур, т.е. резких границ между белыми и чёрными областями изображения.

Процесс векторизации данных выполняется в несколько этапов.

1. Формирование объекта из набора облаков точек, т.е. результата работы нейронной сети методом поиска границ, предложенным Сузуки и Абе (Suzuki, 1985), и их дальнейшего заполнения;

2. Свёртка площадного объекта в линейный с использованием алгоритма скелетезации Зонга-Суня (Баранов, 2011);

3. Векторизация и аппроксимация алгоритмом Дугласса-Пеккера (Рябов, 2017) растровых данных;

4. Запись относительных координат начальных и конечных узлов сегментов линейного объекта;

5. Вычисление смещения и назначение географических координат векторным объектам.

Сравнение результатов работы нейронной сети с результатами ручного выделения линеаментов (рис.2) позволяет сделать вывод, что выделенные нейронной сетью линеаменты по большей части отражают линеаменты, выделенными вручную. Хорошо согласуются как протяженные, так и малые линейные объекты. Выявление линеаментов на тех участках, где интерпретация оператором не была проведена, обуславливается чувствительностью нейронной сети к незначительным перепадам высот, которые крайне затруднительно определить

человеческому глазу. Также по результатам работы нейронной сети можно наблюдать широкое распространение закольцованных структур, что возможно отражает блоковое строение рельефа или эрозионной сети.

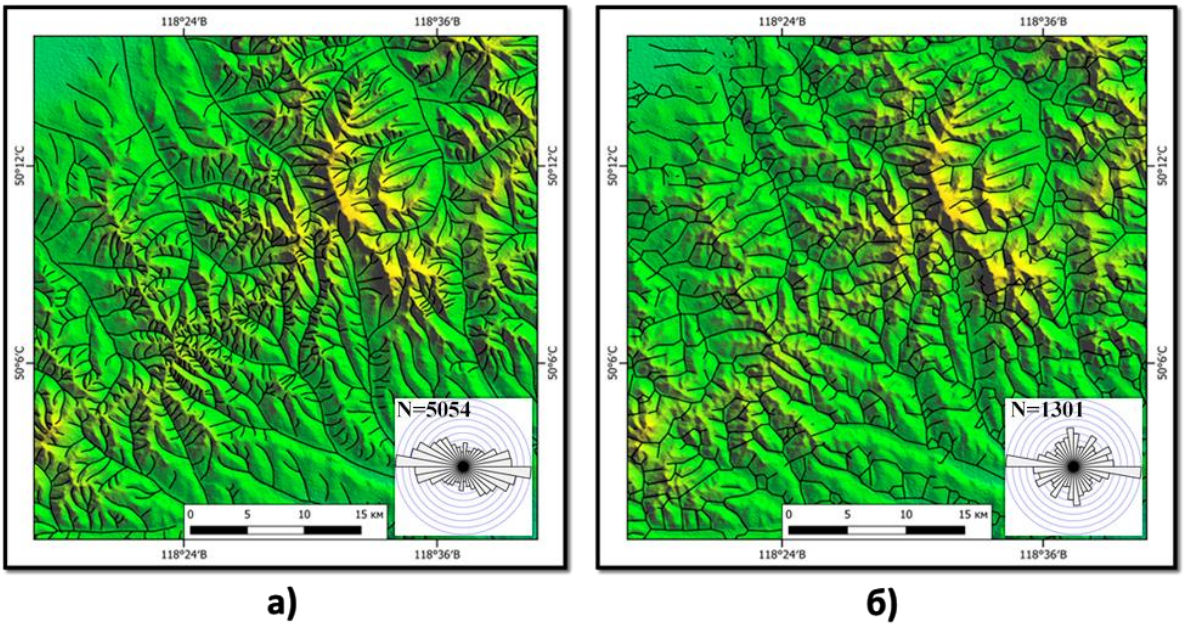


Рисунок 2. Линеаменты и розы-диаграммы их ориентировки: а) – ручной способ выделения; б) – выделение с помощью нейронной сети. N – количество выделенных объектов.

После обучения нейронной сети, для удобства работы, создан интуитивно понятный интерфейс программы. В отличие от описанных ранее методов автоматического выделения линеаментов, в разработанном ПО все входные параметры подбираются автоматически. Оператору достаточно загрузить обрабатываемое изображение. По необходимости встроена функция выделения части изображения для отдельной обработки независимо от основного изображения.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

Баранов, Р.П., Фаворская М.Н. Алгоритмы скелетизации объектов на изображении // Актуальные проблемы авиации и космонавтики. 2011. Т. 1. № 7. С. 349.

Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода

реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. – 2019. № 2. С. 25-33.

Гришков Г.А., Устинов С.А., Нафигин И.О., Петров В.А. Нейронные сети и возможности их применения для анализа пространственных геологических данных / Новые идеи в науках о Земле. Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах. М.: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. С. 33-36.

Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 1986. 144 с.

Молчанов А. Б., Гордеев Н. А. Алгоритмы автоматического дешифрирования линеаментов в разломных зонах // Современная тектонофизика. 2021. С. 130-133.

Рябов А.А. Алгоритм Рамера-Дугласа-Пекера // Методы и средства обработки и хранения информации: Межвузовский сборник научных трудов. 2017. С. 40-43.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. №10. С. 3–22.

Соснин А.С., Суслова И.А. Функции активации нейросети: сигмоида, линейная, ступенчатая, ReLu, THAN / НАУКА. ИНФОРМАТИЗАЦИЯ. ТЕХНОЛОГИИ. ОБРАЗОВАНИЕ. Материалы XII международной научно-практической конференции.

Екат.: Российский государственный профессионально-педагогический университет. 2019. С. 237-246.

Шевырев С.Л. Программа LEFA: автоматизированный структурный анализ космической основы в среде MATLAB // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 138-143.

Щепин М.В., Евдокимов С.В., Головченко Ю.В. Выявление кольцевых структур по результатам обработки изображений космических снимков // Исслед. Земли из космоса.2007. № 4. С. 74-87.

Barbu T. Variational Image Denoising Approach with Diffusion Porous Media Flow // Abstract and Applied Analysis: journal. 2013. Vol. 2013. doi:10.1155/2013/856876.

Suzuki S., Abe K. Topological Structural Analysis of Digitized Binary Images by Border Following // CVGIP. 1985. V. 30(1). P. 32-46.

Исследование апофиллитов разнометалльных месторождений Дальнегорского рудного района (Приморский край России)

Гусарова В. В.[1], Соляник В. А.[1], Пахомова В. А.[1], Федосеев Д. Г.[1], Братская С. Ю.[2], Остапенко Д. С.[1], Бахмина В. Н.[1]

[1]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, val99999@list.ru*
[2]*Институт химии ДВО РАН, г. Владивосток*

«Апофиллит» это групповое название для 3-х минеральных видов: апофиллит-(KF) (флуорапофиллит; $KCa_4Si_8O_{20}F{\times}8H_2O$) – тетрагональный, апофиллит-(KOH) (гидроксиапофиллит; $KCa_4Si_8O_{20}(OH,F){\times}8H_2O$) – тетрагогальный, апофиллит-(NaF) (натроапофиллит; $NaCa_4Si_8O_{20}(OH, F){\times}8H_2O$) – ромбический. Среди группы апофиллита флуорапофиллит является наиболее распространенным по сравнению с двумя другими минералами в группы - гидроксиапофиллитом и натроапофиллитом.

Кристаллы апофиллита очень распространены и разнообразны по облику. Они бывают уплощенными, одни очень тонкими в виде пластинок (в сечении в основном прямоугольные), другие с углами, срезанными четырьмя гранями, третьи напоминают куб, вершины которого срезаны маленькими треугольными гранями тетрагональной пирамиды. Весьма часты дипирамидальные, изометричные или таблитчатые кристаллы, образованные комбинациями главных простых форм (110), (101) и (001). Также довольно распространены кристаллы в виде квадратной бипирамиды с заострёнными вершинами, напоминающей октаэдр, или удлиненной призмы, или пинакоида с сильно развитым основанием. Также таблитчатый, уплощенный параллельно (001); призмы обычно со штриховкой, параллельной оси с. Кристаллы могут достигать значительных размеров (до 10-15 см. и более). Встречается также в виде листоватых агрегатов. Редко - слоистые, чешуйчато-зернистые, фарфоровидные агрегаты.

Также по исследованиям В. И. Степанова установлена связь между содержанием фтора и морфологическим типом кристаллов. Зависимость оказалась сложной, для каждой формы кристаллов индивидуальной. Все апофиллиты дипирамидального габитуса отнесены к флуорапофиллиту. Таблитчатые и изометричные оказались гидроксиапофиллитами. Также подтверждается, что все призматические кристаллы – гидроксиапофиллиты. Среди исследованных Степановым В. И. 153 образца апофиллита пирамидального облика не было отмечено ни одного гидроксиапофиллита. Из 36 образцов изометрического «пирамидально-пинакоидального» габитуса - всего 4 гидроксиапофиллита (Матросова Т.И. и др., 1998).

В данном исследование предлагается установить различия в апофиллитах разных скарновых месторождений Дальнегорска, а именно Николаевский рудник, Второй Советский рудник, месторождение Бор. Несмотря на то, что месторождения относятся к одной площади Дальнегорского рудного района, и расположены в считанных километрах друг от друга (от 2 до 7 км), условия образования их различны.

Дальнегорское полиметаллическое рудное поле располагается в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса на сложно построенной площади между двумя основными региональными складчатыми структурами. Месторождения Николаевское, Второй Советский являются примером полиметаллических месторождений скарнового типа с низкотемпературной сульфидной минерализацией. Они сходны по геологическому положению, морфологии рудных тел и минеральному составу. Тогда как, рядом с ними расположено на территории самого города Дальнегорска, месторождение Бор боросиликатное известково-скарнового типа и не имеет абсолютных генетических аналогов среди известных месторождений бора. Механизмом образования месторождения считается многократное переотложение бора, а сам скарновый процесс не является определяющим в борном оруденении (Карась О.А., 2011).

В нашем распоряжении оказались образцы апофиллита месторождений Дальнегорского рудного поля Николаевское, Второй Советский, Бор. С применением микрозондовых исследований (зонд JEOL JXA 8100), и по результатам исследований предшественников

исследуемые нами апофиллиты были отнесены к флуорапофиллиту, изометричные кубовидные апофиллиты - к гидроксиапофиллиту.

Апофиллит поздне-гидротермальный минерал, выделяющийся в ассоциациях с главными минералами месторождения Бор - с датолитом, данбуритом, аксинитом. Апофиллиты месторождения Бор имеют существенное разнообразие в облике в сравнении с апофиллитами месторождений Николаевское и Второй Советский. Кристаллы флуорапофиллита двух полиметаллических месторождений представлены в виде тетрагональной бипирамиды с заострёнными вершинами, напоминающей октаэдр, и такие же кристаллы, но со срезанными вершинами. Апофиллиты прозрачные и полупрозрачные мутно-белые. Также отмечаются Николаевские гидроксиапофиллиты кубо-октаэдрического габитуса, полупрзрачные, бледно-желтого цвета. Все апофиллиты величиной до 0,5 см, растут щёткой на скарнах, кальцитах, кварце, геденбергите. Борные флуорапофиллиты встречаются чаще розового, но также темно-зеленого, прозрачно-белого, бледно-желтоватого цветов. Кристаллы тетрагональной бипирамидальной формы с острыми и усеченными вершинами, тригональные бипирамиды с сильно развитым основанием, реже встречаются кубические кристаллы с усеченными вершинами гидроксиапофиллитов. Известно, что в скарнах месторождения Верхнего изометричные «кубовидные» апофиллиты, там наблюдаются как флуорапофиллиты, так и гидроксиапофиллиты. Только на месторождениях Бор и Верхнее встречаются крупные кристаллы апофиллита, размером более 1,5 см.

Нами были изготовлены пластинки из имеющихся кристаллов апофиллитов, которые исследованы на поляризационном микроскопе Nikon, также были проведены исследования на ИК-спектрометре и исследование ультрафиолет-видимого и флуоресцентного излучения на приборе J-Screen Antwerpen.

Инфракрасный (ИК) колебательный спектр фторапофиллита регистрировался методом ослабленного полного отражения (НПВО) с алмазной кюветой на спектрометре Nicolet iS5. Спектры более 4000– Диапазон 400 см – 1 был получен совместным сложением 64 сканирований с разрешение 4 см – 1 и скорость зеркала 0.4747 см / с. Спектры были добавлены для улучшения отношения сигнал / шум.

Газовые, газово-жидкие включения во всех образцах минерала мелкие, детально различимы только на пятидесятикратном приближении. Кристаллы имеют зональное строение, зоны различаются цветом в поляризованном свете, а также количеством включений (рис. 1). На (рис.2) внутренняя зона кристалла, представляющая собой фантомный кристалл апофиллита в изометрическом апофиллите Николаевского месторождения отличающаяся от внешней части кристалла большим количеством мелких включений размер, которых не превышает 0,4 мм. В свою очередь во внешней зоне кристалла встречаются только единичные мелкие включения.

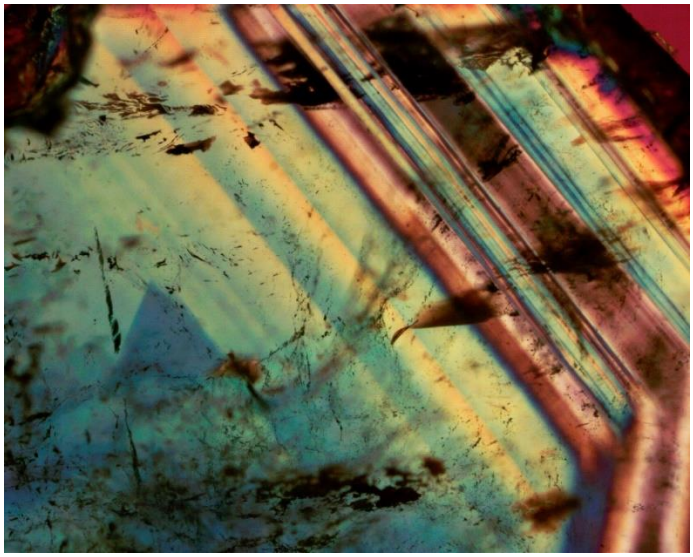


Рисунок 1. Зональность кристалла апофиллита. Месторождение Бор, ник.+.

При изучении кристаллов апофиллита на ИК-спектрометре в графиках не было выявлено различий между апофиллитами разных месторождений. Однако, следует иметь в виду рекомендации ученых, которые занимаются расшифровкой различий в апофиллитах, рассматривать совместно результаты ИК- и Раман-спектроскопии, что мы предполагаем применить в дальнейшем.

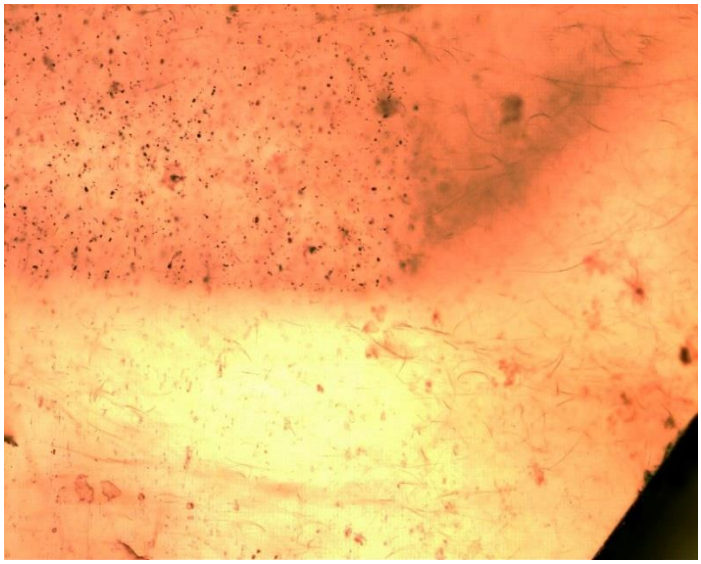


Рисунок 2. Зональность апофиллита. Николаевское месторождение. Скопление включений во внутренней зоне кристалла. Ник. II.

Нами проведено исследование апофиллитоов из коллекции на приборе на J-Screen Developed by MAGILABS HRD Antwerpen, (EXA)™. Установка для съемки спектров люминесценции в этом приборе совмещена с рамановским спектрометром комбинационного рассеяния. Таким образом, у апофиллитов измерялось поглощение света в УФ-видимом диапазоне и измерение флуоресценции минерала. Ключевое различие между УФ-видимой и флуоресцентной спектроскопией заключается в том, что УФ-видимая спектроскопия измеряет поглощение света в УФ-видимом диапазоне, тогда как флуоресценция спектроскопия измеряет свет, излучаемый образцом в диапазоне флуоресценции после поглощения света с более высокой энергией, чем уровень испускаемой энергии. Измерение спектра проходило в диапазоне 410–1000 нм. Апофиллиты месторождения Николаевское достигают пика на 495 нм, апофиллиты месторождения Второй Советский на 510 нм, а апофиллиты месторождения Бор на 620 нм.

Из полученных результатов можно видеть существенное различие в апофиллитах в зависимости от эволюции растворов месторождения, на котором минерал образовался. Несмотря на сходство общих физико-химических параметров образования (температуры и давления), исследованные нами кристаллы различаются морфологией, а также такими признаками как цвет, прозрачность, размер. Даже несмотря на то, что разные по цвету и габитусу апофиллиты были отнесены к одному минеральному виду – флуорапофиллиту, на месторождениях разных рудных специализаций, они приобретают существенно разный облик. Интересны также данные по существенным различиям в спектрах флуоресценции и их причины. По нашим представлениям, следует продолжить исследования апофиллитов разных месторождений, с применением комплексирования различных современных аналитических методов.

Карась О.А. Условия формирования борных минералов и генезис Дальнегорского боросиликатного месторождения / Ханчук А.И. дис. к.г.-м.н.: 25.00.11 Владивосток. 2011 г.

Матросова Т.И., Степанов В.И., Осолодкина Г.А. Апофиллит в собрании крупнейшего музея (типы минерализации, зависимость формы кристаллов и их оптических свойств от содержания фтора). Среди минералов. М., 1998 г.

Следы кварц-карбонат-сульфидной минерализации в платобазальтах основания Ключевской группы: данные изучения пирометаморфизованных верхнекоровых ксенолитов вулкана Безымянный

Давыдова В. О.[1], Щербаков В. Д.[1]

[1] *МГУ имени М. В. Ломоносова, vestadav@gmail.com*

Вулкан Безымянный выносит на поверхность ксенолиты вулканитов, значительно различающиеся по типу исходных пород и степени перекристаллизации. По типу исходных пород – на основе реликтов первичной магматической ассоциации – выделено три группы: обыкновенные базальтоиды (породы вулкана Камень); породы с высококалиевой спецификой (трахиандезибазальты и трахиандезиты, далее мы используем устоявшийся термин «платобазальты основания Ключевской группы»); андезиты, андезибазальты и мафические включения (породы постройки вулканов Безымянный, Пра-Безымянный и Камень).

Ряд ксенолитов из группы перекристаллизованных платобазальтов основания Ключевской группы содержит обильную сульфидную минерализацию и аномально обогащён медью – до 1500 ppm, тогда как другие отвечают типичным для пплатобазальтов значениям менее 200 ppm. В отдельных подобных образцах сохраняются следы исходной ассоциации, представленные включениями кварца и Fe-Cu сульфидов в новообразованной ассоциации. Перекристаллизованные прожилки содержат Fe-волластонит, геденбергит и диопсид.

Известно, что при температуре выше ~ 650 °C при 1 кбар (~ 800 °C при 3 кбар) происходит реакция кальцит ($CaCO_3$) + кварц (SiO_2) → волластонит ($CaSiO_3$) + CO_2 (Harker, Tuttle, 1956; Tanner et al., 1985). При наличии в исходных прожилках железа, магния, алюминия возможно также формирование других пироксенов и пироксеноидов – или обогащение волластонита железом (например, Pure et al., 2021). В прожилках ксенолитов вулкана Безымянный сохраняются реликтовые Cu-Fe-сульфиды и Fe-сульфиды, что обеспечивает формирование высоко-Fe волластонита и геденбергита. Fe-волластонит значительно обогащен железом относительно описанных ранее природных разновидностей – до 16.5 мас. % FeO (например, Fe-волластонит в ксенолитах вулкана Тонгариро содержит до 10 мас.% FeO (Graham, 1987), в фумаролах вулкана Кудрявый – до 12.8 мас. % (Ganino et al., 2019). Данное различие, на наш взгляд, обусловлено более высокотемпературными условиями (до 960 °C в ксенолитах Безымянного против ~ 850 °C в фумаролах Кудрявого).

Прожилки обычно незначительны по размеру (максимум – первые мм), а магматические пироксены протолитов достаточно магнезиальны (в среднем, выше Mg#70), что обеспечивает формирование диопсида – и минералов промежуточного состава.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-77-00016)

Ganino C., Libourel G., Bernard A. Fumarolic incrustations at Kudryavy volcano (Kamchatka) as a guideline for high-temperature (> 850 C) extinct hydrothermal systems //J. Volcanol. Geotherm. Res. 2019. V. 376. P. 75-85.

Graham I.J. Petrography and origin of metasedimentary xenoliths in lavas from Tongariro Volcanic Centre // N. Z. J. Geol. Geophys. 1987. V. 30. №. 2. P. 139-157.

Harker R.I., Tuttle O.F. Experimental data on the P (sub co 2)-T curve for the reaction; calcite-quartz<--> wollastonite-carbon dioxide //Am. J. Sci. 1956. V. 254. №. 4. P. 239-256.

Pure L.R., Charlier B.L., Wilson C.J., Gamble J.A., Vry J.K., Townsend D.B., Leonard G.S. Chemical and isotopic changes induced by pyrometamorphism in metasedimentary xenoliths at Tongariro volcano, New Zealand //Lithos. 2021. V. 400. P. 106404.

Tanner S.B., Kerrick D.M., Lasaga A.C. Experimental kinetic study of the reaction; calcite+ quartz<--> wollastonite+ carbon dioxide, from 1 to 3 kilobars and 500 degrees to 850 degrees C //Am. J. Sci. 1985. V. 285. №. 7. P. 577-620.

Современное пространственное варьирование распределения ^{137}Cs в пахотных черноземах на территории, подверженной чернобыльским радиоактивным выпадениям

Денисова О. Е.[1], Комиссарова О. Л.[1], Парамонова Т. А.[1]

[1]*МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, denisova.olga.e@gmail.com*

Выброс техногенных радионуклидов, произошедший в результате аварии на Чернобыльской атомной электростанции в 1986 г., привел к крупномасштабному загрязнению окружающей среды. Более 60 тыс. км^2 территории Российской Федерации, в том числе селитебные и сельскохозяйственные земли, были загрязнены ^{137}Cs с плотностью загрязнения, превышающей допустимое значение 37 кБк/м^2, и получили особые социальные статусы территорий РФ, пострадавших после чернобыльской аварии (Израэль и др., 2009; Закон РФ..., 1991). В настоящее время, по прошествии первого периода полураспада ^{137}Cs ($T_{1/2}$ 30,2 лет) и далее, вопрос соответствия ореолов радиоактивно загрязненных земель территориям с особым социальным статусом не теряет своей актуальности, поэтому необходима взвешенная оценка современной радиоэкологической обстановки в данных регионах на основе репрезентативных данных по показателю плотности загрязнения почв ^{137}Cs.

В наиболее пострадавших от чернобыльских выпадений областях Европейской территории России регулярный мониторинг текущих уровней накопления ^{137}Cs в почвах пахотных угодий проводится региональными Центрами химизации и сельскохозяйственной радиологии, однако в материалах открытого доступа не размещаются сведения о местоположении точек опробования, а также подробности процедуры пробоотбора почв. Между тем, только на территории Тульской области, по данным последнего обследования 2020 г., имеется ≈366 тыс. га сельскохозяйственных угодий, загрязненных на уровне 1-5 Ки/км^2 (37-185 кБк/м^2, зона проживания с льготным социально-экономическим статусом), а также ≈1 тыс. га, загрязненных на уровне ≥5 Ки/км^2 (≥185 кБк/м^2, зона проживания с правом на отселение) (Доклад об экологической ситуации…, 2021).

Для независимой оценки современных уровней радиоактивного загрязнения пахотных почв ^{137}Cs на неэродируемом пологом участке междуречного пространства была выбрана опорная площадка в агроценозе кукурузы с агрочернозёмами глинисто-иллювиальными, расположенном в центральной части ореола Плавского радиоактивного пятна Тульской области. На данной площадке размером 50^{x}50 м^2 в 2021 году с помощью кольцевого пробоотборника ПГ-450 в 12-кратной повторности по Z-образному маршруту выполнялся послойный отбор проб почв с шагом в 10 см до глубины 30 см (система пахотного и старопахотного горизонтов).

Варьирование нормируемого показателя плотности загрязнения почв ^{137}Cs определяется изменчивостью параметров, на основе которых производится его расчет – величин удельной активности ^{137}Cs и плотности сложения почвы. На основе полученных данных выявлен различный вклад данных величин в определение запасов радионуклида в исследованных почвах. В то время как коэффициент детерминации (R^2) между плотностью радиоактивного загрязнения агрочерноземов ^{137}Cs и удельной активностью радиоцезия достигает 85%, что соответствует сильной связи, R^2 зависимости показателей плотности загрязнения почв ^{137}Cs от плотности сложения почвы составил всего 9%, что говорит о слабой связи данных показателей (рис. 1). На основании проведенного корреляционного анализа можно сделать вывод о том, что влияние удельной активности на значение показателя плотности загрязнения ^{137}Cs значительно больше, чем влияние плотности сложения почвы.

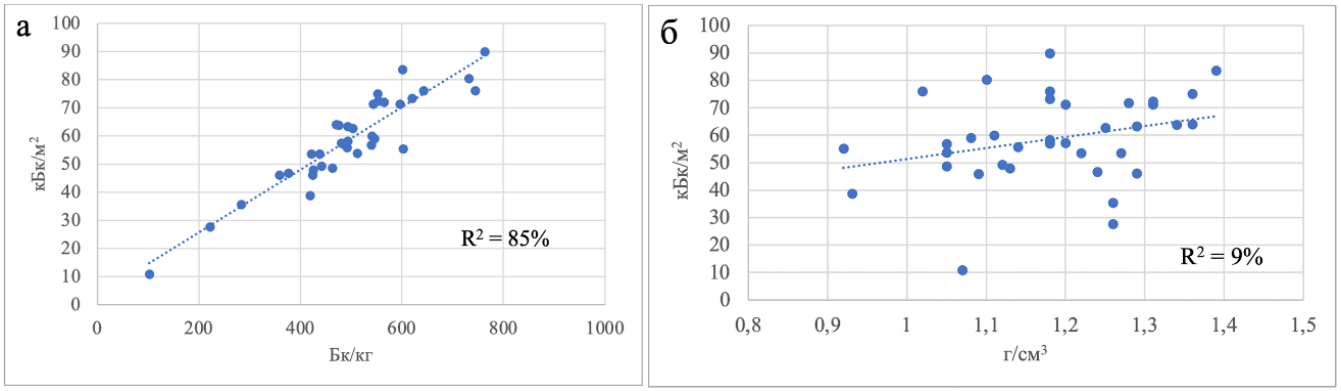


Рисунок 2. Зональность апофиллита. Николаевское месторождение. Скопление включений во внутренней зоне кристалла. Ник. II.

В отдельных точках опробования средневзвешенная удельная активность ^{137}Cs в поверхностном 30-см слое пахотных почв варьировала ≈ от 330 до 750 Бк/кг, что соответствовало колебаниям значения плотности поверхностного загрязнения почв ≈ от 120 до 250 кБк/м^2, превышая допустимую нормативную величину от 3 до 7 раз, соответственно (табл. 1).

Таблица 1. Статистические показатели удельной активности и плотности загрязнения ^{137}Cs агрочерноземов Плавского радиоактивного пятна, слой 0-30 см (n=12).

Показатель	Среднее	Доверит. интервал, ±	Размах (min – max)	C_V, %	Медиана
Средневзвешенная удельная активность ^{137}Cs, Бк/кг	497,9	56,5	332,6 – 746,8	20	471,9
Плотность загрязнения почв ^{137}Cs, кБк/м^2	176,2	19,2	120,0 – 246,4	19	170,6

Подобный разброс показателей накопления ^{137}Cs в отдельных точках опробования, которые отстоят друг от друга на незначительное расстояние (≈ 10-15 м), свидетельствует о существенной пространственной неоднородности латерального распределения радионуклида в почвах. Подобная пестрота внутри ореолов радиоактивного загрязнения почв была характерной на первичном этапе после чернобыльской аварии и обусловливалась неравномерностью поступления на подстилающую поверхность конденсационных атмосферных выпадений ^{137}Cs (Сельскохозяйственная радиоэкология, 1991). Но характерно, что микроочаговость латерального распределения ^{137}Cs в пахотных почвах сохранилась даже спустя 35 лет после инцидента их загрязнения. При этом изменчивость показателей накопления ^{137}Cs в исследованных почвах с коэффициентом вариации (C_V) ≈ 20 %, по-видимому, можно считать типичной для агрогенных пост-чернобыльских ландшафтов, т.к. подобные количественные характеристики были установлены для почв иных пахотных угодий как в пределах Плавского радиоактивного пятна Тульской области (Оценка пространственной неоднородности…, 2021; Ivanov et al., 2015), так и за его пределами (Kirchner, 2013), причем по данным различных годов обследования.

Оценка характера варьирования величин удельной активности и плотности загрязнения обследованных пахотных черноземов выявляет, что по критерию Шапиро-Уилка, а также по близости значений средних арифметических величин и медиан показателей он согласуется с законами нормального распределения при α=0,05 (рис. 2). Следовательно, можно предполагать, что латеральная неоднородность пространственного распределения ^{137}Cs в пахотных почвах Плавского радиоактивного пятна и других районов конденсационных радиоактивных выпадений естественным образом формируется в первичный момент и на неэродируемых позициях междуречных пространств достаточно статично сохраняется в течение длительного времени.

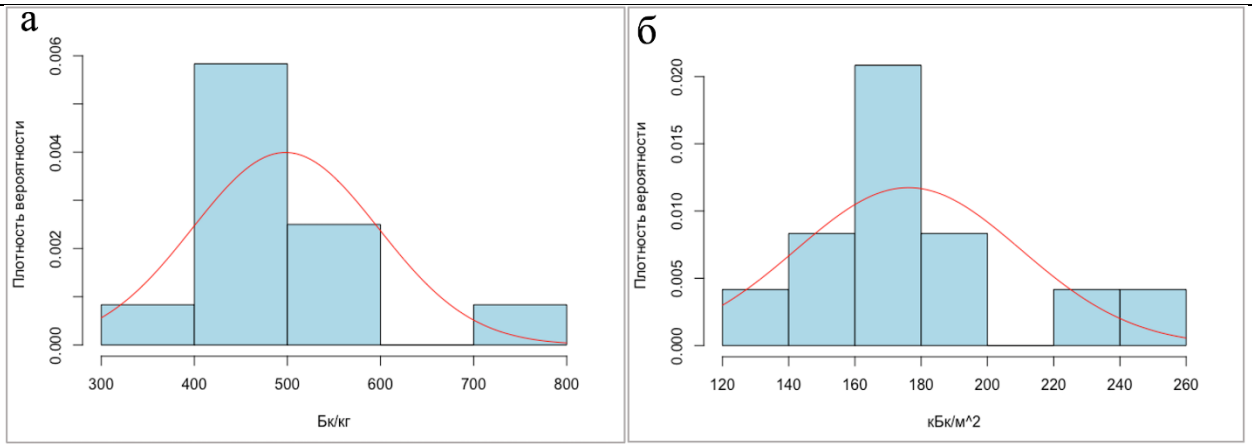


Рисунок 2. Гистограммы частотного распределения показателей: а) средневзвешенная удельная активность ^{137}Cs; б) плотность загрязнения почв ^{137}Cs (на основе программы RStudio).

Сопряженный анализ как латеральной, так и радиальной неоднородности распределения величин удельной активности ^{137}Cs в точках опробования на основе 5 рангов значений наглядно, выделенных при проверке на нормальность распределения, демонстрирует неполную выравненность показателей накопления радионуклида в слоях агротурбированной части профиля почв (табл. 2). Причем в отличие от вертикального распределения количественных характеристик природных почвенных свойств, которые, как правило, закономерно возрастают или уменьшаются вниз по профилю, уровни накопления ^{137}Cs в слоях 0-10, 10-20, 20-30 см в отдельных точках опробования изменяются достаточно бессистемно и имеют то недифференцированное, то «регрессивно-аккумулятивное», то «элювиальное», то «элювиально-иллювиальное» радиальное распределение. Поскольку ^{137}Cs в глинистых агрочерноземах фактически полностью представлен неподвижной фракцией, прочно связанной с минеральной почвенной матрицей и не подлежащей элювиально-иллювиальному переносу, то подобный характер профильного распределения радионуклида, скорее всего, демонстрирует особенности перемешивания почвенной массы при агротехнической обработке пахотных угодий.

Таблица 2. Ранговое распределение значений удельной активности (Бк/кг) и плотности загрязнения (кБк/м^2) ^{137}Cs почв Плавского радиоактивного пятна по слоям почвенного профиля и точкам опробования в пределах опорной площадки.

глубина/№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0-10 см, Бк/кг	493	552	424	732	503	283	421	620	643	541	462	485
10-20 см, Бк/кг	543	601	425	764	358	492	470	553	419	437	476	480
20-30 см, Бк/кг	376	564	493	744	103	545	511	221	596	441	539	603
Средневзвешенная удельная активность ^{137}Cs, Бк/кг	472	573	448	747	333	433	465	463	563	472	491	516
Плотность загрязнения почв ^{137}Cs, кБк/м^2	181	231	152	246	120	151	171	174	186	163	169	170

< 300 Бк/кг; 300 – 400 Бк/кг; 400 – 500 Бк/кг; 500 – 600 Бк/кг; 600 – 800 Бк/кг; 700 – 800 Бк/кг; 37-185 кБк/м^2; 185-555 кБк/м^2

Приведенная к ситуации 1986 года ретроспективная оценка плотности загрязнения ^{137}Cs почв данного участка после аварии на ЧАЭС составляет ≈ 402 кБк/м^2, что однозначно подтверждает его отнесение к зоне проживания с правом на отселение. Важно, что при

современной средней плотности загрязнения агрочерноземов исследованной опорной площадки 176 кБк/м^2, которая соответствует зоне проживания с льготным социально-экономическим статусом (Закон РФ..., 1991) с менее строгими радиационно-гигиеническими ограничениями, в 3 точках из 12 опробованных отмечаются интегральные запасы ^{137}Cs, превышающие 185 кБк/м^2, что относит эти локации к зоне проживания с правом на отселение (см. табл. 2). Таким образом, в пределах центральной части Плавского пятна в настоящее время даже на относительно небольшой по площади мониторинговой площадке уровни накопления ^{137}Cs в отдельных точках опробования пахотных почв могут относить их к разным категориям земель, различающимся не только в радиоэкологическом отношении, но и по социально-экономическому статусу. В этой связи достоверность получаемых характеристик плотности поверхностного радиоактивного загрязнения почв в районах, пострадавших вследствие чернобыльской аварии, приобретает принципиальную важность.

Оценка репрезентативного минимального объема выборки для характеристики плотности поверхностного загрязнения пахотных черноземов Плавского радиоактивного пятна ^{137}Cs показала, что при допустимой погрешности 20 % и для α=0,05 она составляет 4.

Таким образом, для агрочернозёмов Плавского радиоактивного пятна в настоящее время характерна пространственная неоднородность плотности загрязнения ^{137}Cs с C_v ≈20 %. Для получения репрезентативных данных по уровням накопления ^{137}Cs в почвах рекомендованная минимальная повторность составляет 4. На этой основе возможна организация мониторинга радиоэкологического состояния почв, необходимого для уточнения их уровня загрязнения и социально-экономического статуса территории. В частности, в пахотных почвах Плавского пятна ещё сохраняются точки с уровнем накопления ^{137}Cs с более 185 кБк/м^2, что свидетельствует приуроченности к зоне проживания с правом на отселение.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90119.

Атлас современных и прогнозных аспектов последствий аварии на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Беларуси (АСПА Россия-Беларусь) / Под ред. Ю.А. Израэля и И.М. Богдевича. Москва—Минск: Фонд «Инфосфера». НИА-Природа. 2009. 140 с.

Доклад об экологической ситуации в Тульской области за 2020 год // «Сборник правовых актов Тульской области и иной официальной информации», 2021.

Закон РФ от 15.05.1991 № 1244-1 (ред. от 06.12.2021, с изм. от 23.12.2021) О социальной защите граждан, подвергшихся воздействию радиации вследствие катастрофы на Чернобыльской АЭС

Сельскохозяйственная радиология / Под ред. Р.М. Алексахина, Н.А. Корнеева. М.: Экология.1992. 400 с.

Оценка пространственной неоднородности радиоактивного загрязнения пахотных черноземов Плавского цезиевого пятна на основе случайного и систематического методов опробования / Т.А.Парамонова, О.Л.Комиссарова, М.М.Иванов и др. // Радиоэкологические последствия радиационных аварий: к 35-ой годовщине аварии на ЧАЭС. Сборник докладов международной научно-практической конференции. Обнинск, 22–23 апреля 2021 г. Обнинск, 2021. С. 208–211.

Ivanov M., Golosov V., Shamshurina E. Evaluation of optimal number of soil samples for detail reconstruction of initial field of 137Cs fallout in Chernobyl affected areas // Eurasian Journal of Soil Science. 2015. № 4. P. 227–233.

Kirchner G. Establishing reference inventories of ^{137}Cs for soil erosion studies: Methodological aspects // Geoderma, 2013. V. 211–212, P. 107-115.

Применение геоинформационных технологий при оценке обвально-взрывных отложений вулкана Корякский (Камчатка)

Долгая А. А.[1], Бергаль-Кувикас О. В.[1]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, adolgaya@kscnet.ru*

Корякский вулкан расположен в южной части Восточного вулканического пояса Камчатки, в 30 км от городов Петропавловска-Камчатского и Елизово, в которых проживает около 70% населения всего Камчатского края. Корякский вулкан является типичным стратовулканом с переслаиванием лавовых потоков и пирокластических толщ, высота вулкана – 3456 м (Масуренков и др., 1991). В западной части вулкана расположен кратер диаметром ок. 200 м и глубиной до 30 м, открытый на юг. В кратере и на западном склоне вулкана на высоте 3 км находятся активные фумарольные площадки (Масуренков и др., 1991).

За последние 200 лет Корякский вулкан проявлял активность 15 раз, доминировали фреатические извержения (Мелекесцев, 1996). Последний цикл активизации имел место в 2008-2009 гг., когда наблюдалась активная фумарольная деятельность и пеплопады (Гордеев и др., 2011). Анализ сейсмических событий под вулканом во время извержения 2008-2009 гг. показал, что кластеры землетрясений фиксируются на абсолютных глубинах до 2 км над уровнем моря (Кирюхин, 2020). Этот факт может свидетельствовать о накапливающейся неоднородности вулканической постройки вследствие активного прогрева пород фумаролами.

Вулканы Авачинско-Корякской группы (Козельский, Авачинский, Корякский) расположены на разломе северо-западного простирания (Маренина и др., 1962). Для того чтобы определить степень активности этого разлома в настоящее время, были проанализированы изображения, полученные интерферометрическим радаром с синтезированной апертурой (Interferometric synthetic aperture radar, InSAR). InSAR-изображения были получены ASF DAAC HyP3 2022 с помощью программного обеспечения GAMMA; изображения содержат модифицированные данные Copernicus Sentinel 2022 года, полученные ESA. В результате сравнения пар снимков за последние 1, 2 и 3 года (рис. 1) были ппроанализированы карты деформации земной поверхности (в метрах). Изображения наложены на цифровую модель рельефа SRTM в среде ArcGIS. На всех трех картах хорошо заметны области положительных деформаций (интерпретируемых как поднятия, до 13 см) вдоль Авачинско-Корякской группы вулканов с северной стороны изучаемого района. Юго-восточнее рассматриваемой группы вулканов поверхность испытывает отрицательные деформации (интерпретируемых как опускания, до 11 см). Эти данные свидетельствуют о том, что Корякский вулкан расположен на нестабильном основании.

Этот факт вместе с имеющимися свидетельствами о неоднородности привершинной части вулканической постройки создает условия для возникновения обломочных лавин, причинами которых могут стать как вулканические и сейсмические активизации, так и гравитационные процессы. На Корякском вулкане обломочные лавины уже происходили, их объем достигал 0.1 км^3 (Ponomareva et al., 2006).

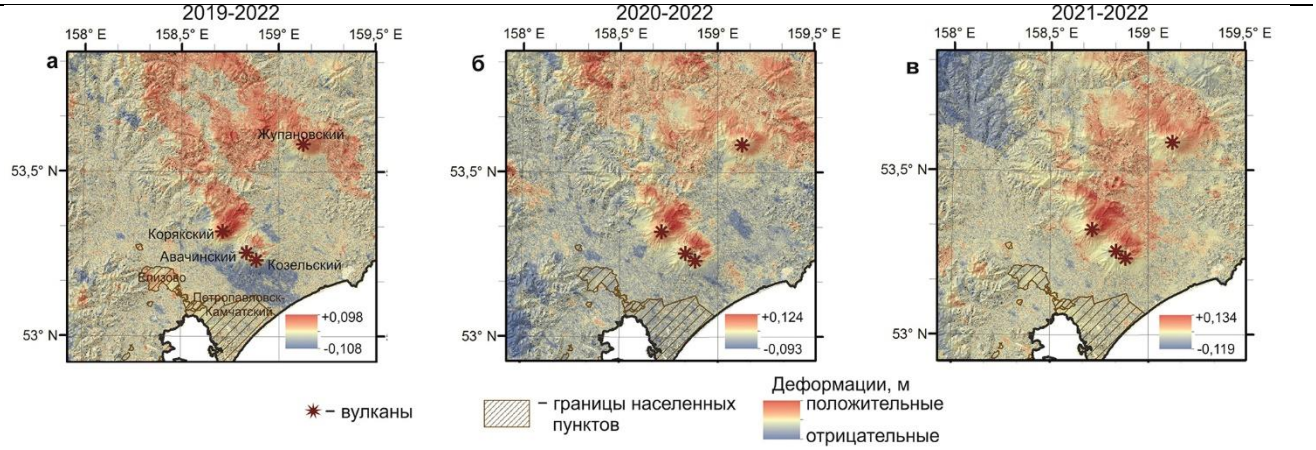


Рисунок 1. Деформации земной поверхности в метрах, полученные путем сравнения пар InSAR снимков. Даты сравниваемых снимков: а) 03.07.2019 – 28.08.2022, б) 26.08.2020 – 28.08.2022, в) 21.08.2021 – 28.08.2022.

Для моделирования распространения обломочных лавин используется модель energy cone, которая является достаточно простым и эффективным инструментом для анализа вулканической опасности. Ключевым параметром модели является отношение относительной высоты (H) к относительному расстоянию (L), пройденному моделируемым потоком. Например, если лавина формируется на высоте 4 км и спускается по склону на высоту 1 км, пройдя в сумме расстояние по латерали 10 км, то отношение H/L = (4-1)/10 = 0.3. Чем большее расстояние проходит поток, тем меньшее значение принимает H/L. В данной работе для моделирования обломочных лавин на Корякском вулкане использовалась реализация модели energy cone в системе VHASS (Takarada, 2017). Для моделирования использовались параметры обломочных лавин, уже происходивших на Корякском вулкане (рис. 2а) и параметры лавин, имевших место на расположенном рядом Авачинском вулкане (рис. 2б). Около 30 тысяч лет назад на месте Авачинского вулкана (высота 2741 м) находилась Палео-Авача, высота которой была сопоставима с Корякским вулканом (личное сообщение М.Ю. Пузанкова, ИВиС ДВО РАН, 2022). Обвальные отложения обломочной лавины от Авачинского вулкана занимают обширные площади мощностью до нескольких сотен метров и достигают берега Авачинской бухты. По данным (Ponomareva, 2006) значение H/L для этой обломочной лавины достигало 0.1.

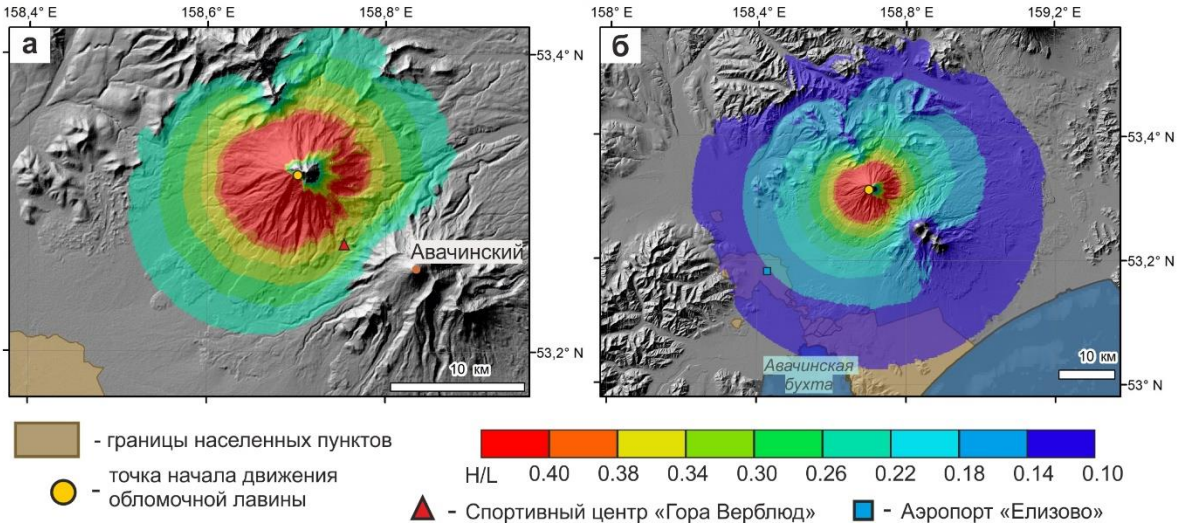


Рисунок 2. Результаты моделирования обломочных лавин на вулкане Корякский, точка начала движения обломочной лавины – на юго-западном склоне. а – высота обрушающегося блока 5 м, значение H/L ~0.3; б – высота обрушающегося блока 100 м, значение H/L ~0.1.

Результаты моделирования показывают, что в случае схода средней по объему обломочной лавины на Корякском вулкане в зону поражения попадет территория в радиусе 15 км от вулкана, затрагивая, в том числе, объекты туристической инфраструктуры (горнолыжные

базы), расположенные на перевале между вулканами (рис. 2а). В случае более масштабного события зона поражения достигнет 30 км и затронет город Елизово, расположенный в нем международный аэропорт, город Петропавловск-Камчатский и большое количество населенных пунктов и дачных участков, расположенных между Авачинской бухтой и подножиями вулканов Авачинский и Корякский (рис. 2б).

Проведенные исследования показывают эффективность применения современных геоинформационных технологий для анализа вулканической опасности и могут быть использованы для более наглядной демонстрации последствий реализации вулканической опасности для лиц, принимающих решения в сфере строительства городской инфраструктуры.

Работы проводятся при поддержке гранта РНФ № 22-77-10019, https://rscf.ru/project/22-77-10019/.

Гордеев Е.И., Дрознин В.А., Дубровская И.К., Муравьев Я.Д., Овсянников А.А. Вулкан Корякский: современное состояние и активизация в 2008-2010 гг. // Вестник ДВО РАН. 2011. № 3. С. 25–40.

Кирюхин А.В. Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем. Санкт-Петербург: Эко-Вектор Ай-Пи, 2020. 431 с.

Маренина Т.Ю., Сирин А.Н., Тимербаева К.М. Корякский вулкан на Камчатке // Труды лаборатории вулканологии. 1962. Вып. 22. С. 67–130.

Масуренков Ю.П., Пузанков М.Ю., Егорова И.А. Вулкан Корякский / Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. Т. 2. М.: Наука. 1991. С. 228–243.

Мелекесцев И.В. Вулкан Корякский (Камчатка): Извержение 1895-1896 гг. выделено ошибочно // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 91–95.

Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V. Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene – Holocenevolcanoes in Kamchatka, Russia // Journal of volcanology and geothermal research. 2006. Vol. 158. P. 117-138.

Takarada S. The Volcanic Hazards Assessment Support System for the Online Hazard Assessment and Risk Mitigation of Quaternary Volcanoes in the World // Frontiers in Earth Sciences. 2017. Vol. 5. Art. 102. DOI: 10.3389/feart.2017.00102

Экспериментальное определение форм переноса палладия и их устойчивости в сверхкритических хлоридных гидротермальных флюидах

Дягилева Д. Р.[1,2], Рубцова Е. А.[1,2], Реуков В. Л.[1], Николаева И. Ю.[2], Тарнопольская М. Е.[2], Тагиров Б. Р.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва*
[2]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, andrdr2@gmail.com*

Палладий, один из шести металлов платиновой группы (ЭПГ: Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt), в настоящее время является объектом растущего промышленного интереса (Бортников и др, 2016). Основные месторождения ЭПГ имеют магматическое происхождение. Тем не менее, гидротермальные флюиды участвуют в формировании рудной минерализации на всех типах месторождений платиноидов. Участие магматогенных флюидов отмечено в образовании Бушвельдских металлоносных рифов (Житова и др., 2016), Норильской группы месторождений (Sluzhenikin and Mokhov, 2015). Более того, известен ряд гидротермальных месторождений палладия. Миграция Pd в высокотемпературных сверхкритических флюидах в основном осуществляется в виде хлоридных комплексов. Существующие данные по хлоридному комплексообразованию палладия свидетельствуют о преобладании комплексов $PdCl_3^-$ и $PdCl_4^{2-}$ в широком интервале солёности (концентрации хлорид-иона 0.3 – 10 моль/кг H_2O) при повышенных температурах >300 °C (Tagirov et al., 2013; Bazarkina et al, 2014). Однако константы устойчивости этих комплексов, определённые разными исследователями, не согласуются между собой. Таким образом, существует необходимость дальнейшего изучения механизмов гидротермального переноса палладия хлоридными флюидами. Задачей настоящей работы является уточнение схемы хлоридного комплексообразования Pd и получение ключевых значений констант устойчивости хлоридных комплексов этого металла.

Методика эксперимента

В автоклавах из титанового сплава ВТ-8 объёмом ~20 мл были поставлены две серии экспериментов: бессульфидная (растворяется металлический Pd) и сульфидная (система содержит сероводород, растворяется синтетический $PdS_{(к)}$). Автоклавы были предварительно пассивированы 6 – 10%-ной HNO_3 в вертикальной печи при t=450°C, P=1000 бар.

Растворы для опытов готовили на дистиллированной воде из фиксанала 0.1 н HCl и кристаллического NaCl («ос.ч»). Концентрация HCl составляла от 0.02 до 0.2 m [моль·(кг H_2O)$^{-1}$], концентрация NaCl – от 0.2 до 15 m.

В бессульфидной серии опытов в верхней части автоклава подвешивали на титановых крючках палладиевые проволочки или пластины (99.9 % Pd), массой 0.10 – 0.21 г. Концентрация водорода задавалась за счёт добавления навески алюминия (~ 0.1 г) согласно реакции: $Al + 2H_2O \rightarrow AlOOH + 1.5H_2$.

В сульфидной серии опытов в верхней части автоклава на титановой перегородке подвешивали чашечки с синтетическим $PdS_{(к)}$, массой около 0.10-0.15 г. Дистиллированная вода для растворов предварительно дегазировалась кипячением и барботированием аргоном, через готовые растворы и заполненные автоклавы также пропускался аргон. Нужная концентрация H_2S достигалась заданным количеством помещённого в автоклав синтетического сульфида алюминия в виде кусочков (~ 0.1 г), при взаимодействии которого с водой в начале опыта образуется сероводород: $Al_2S_{3(к)} + 4H_2O \rightarrow 2AlOOH + 3H_2S_{(г)}$.

Все опыты проводились при t=450 °C, P=1000 бар. Давление в системе задавали степенью заполнения автоклава раствором, учитывая плотность растворов NaCl при соответствующих P-T параметрах, плотность растворов HCl принималась равной плотности воды. Автоклавы помещали в заранее разогретую печь и выдерживали в течение 7 – 8 дней для бессульфидных систем, и десяти дней для сульфидных систем (согласно данным кинетических серий, этого времени достаточно для достижения равновесия). Температура в печи контролировалась с

точностью ±1 °С при помощи нихросил-нисиловой термопары, откалиброванной на предприятии-изготовителе ООО «Обнинская термоэлектрическая компания». По окончании опытов автоклавы закаливали в холодной воде.

Из автоклавов отбирали конденсат. Пустой автоклав заливали царской водкой и нагревали на электрической плитке в течение 0.5-1 часа. Полученный смыв со стенок автоклавов добавлялся в пробирку с конденсатом. Определение концентраций растворённого Pd выполнялось при помощи ИСП-МС на приборе высокого разрешения Thermo Element-2 (МГУ им. М.В. Ломоносова), XII ICP-MS Thermo Scientific (ИГЕМ РАН) с пределом обнаружения Pd 0.3 ppb, и атомно-абсорбционным методом на спектрометре “Квант-2МТ” (ООО “КОРТЭК”) с пределом обнаружения Pd 20 ppb.

Для контроля данных, полученных в простых автоклавах с анализом закалочных конденсатов, дополнительно были поставлены опыты в бессульфидной системе с использованием автоклава конструкции И.В. Закирова (ИЭМ РАН). Автоклав позволяет отбирать пробу экспериментального раствора *in situ* при параметрах опыта в ампулу, находящуюся внутри автоклава, и измерять давление. Концентрация водорода в этих опытах определялась по давлению газа после закалки опыта. Определение концентрации растворённого Pd проводилось путём обработки ампулы согласно методу, описанному выше для автоклавов.

После опытов поверхность Pd и PdS была изучена при помощи сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-5610 LV с ЭДС INCA-450, а фаза PdS исследовалась до и после опыта на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-5610 LV с ЭДС Oxford Ultim Max. Во всех опытах экспериментальный раствор контактировал либо с металлическим палладием, либо с PdS.

Методика термодинамических расчётов

При t=450 °С P=500–1000 бар экспериментальный раствор находится в надкритическом состоянии в виде гомогенного флюида. Поэтому мы можем описать растворение палладия реакциями

$Pd_{(к)} + HCl° + 2\ Cl^- = PdCl_3^- + H_2°$ ($K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$)

И

$Pd_{(к)} + 2\ HCl° + 2\ Cl^- = PdCl_4^{2-} + H_2°$ ($K°_{Pd\text{-}PdCl_4^{2-}}$),

а для сульфида палладия (в случае образования комплекса $PdCl_3^-$ при невысоких концентрациях хлоридов) – реакцией

$PdS_{(к)} + 2HCl° + Cl^- = PdCl_3^- + H_2S°$ ($K°_{PdS\text{-}PdCl_3^-}$).

Расчёт равновесного состава водных растворов вёлся с помощью пакета программ HCh. Оптимизация значений свободной энергии комплексов водного раствора осуществлялась в программе OptimA (Shvarov, 2015).

Результаты экспериментов

Результаты опытов по растворению металлического палладия, использованные для расчёта констант равновесия приведены в таблице 1.

Из данных экспериментов посчитаны величины свободной энергии Гиббса комплексов $\Delta_f G(PdCl_3^-)$=-389.6±1.3 кДж/моль, $\Delta_f G(PdCl_4^{2-})$=-497.4±2.8 кДж/моль, согласно модели, где растворимость палладия определяется образованием обоих комплексов. Эта модель описывает систему не намного лучше (ошибка ±0.40 кДж/моль) модели с одним комплексом $PdCl_3^-$ (ошибка ±0.42 кДж/моль), однако в пользу присутствия обоих комплексов в охваченном диапазоне концентраций NaCl свидетельствуют данные спектроскопии EXAFS/XANES (Bazarkina et al., 2014). Согласно нашей оценке, в большинстве опытов главным комплексом является $PdCl_3^-$, а преобладание $PdCl_4^{2-}$ над $PdCl_3^-$ характерно для растворов с солёностью >4.95 m. Поэтому обработка данных для сульфидной системы выполнялась с расчётом константы образования одного комплекса $PdCl_3^-$. Результаты опытов по растворению $PdS_{(к)}$ приведены в таблице 2.

Таблица 1. Результаты опытов по растворению Pd (концентрации даны в моляльной шкале, моль·(кг H_2O)$^{-1}$). Звёздочкой отмечены длительные опыты, концентрация водорода в которых предполагается равной ~ 10% начальной.

m NaCl	*m* HCl	время, сутки	lg *m* Pd	lg *m* H_2
0.200	0.100	3.0	-4.80	-0.89
1.001	0.100	3.0	-4.72	-0.57
1.001	0.100	0.2	-5.46	-0.48
1.001	0.100	0.8	-4.69	-1.44
1.001	0.100	1.0	-5.35	-0.47
1.003	0.100	4.0	-5.71	-0.33
1.003	0.100	7.0	-4.90	-1.31*
1.003	0.100	12.0	-4.79	-1.35*
1.003	0.100	2.7	-5.86	-0.31
1.003	0.100	10.0	-5.20	-0.35
1.003	0.100	5.6	-6.04	-0.32
0.200	0.100	8.7	-6.28	-0.34
0.506	0.100	8.7	-6.05	-0.33
0.506	0.100	8.7	-5.98	-0.32
1.993	0.100	8.7	-5.86	-0.32
3.994	0.100	8.7	-5.52	-0.27
3.994	0.100	8.7	-5.98	-0.29
1.013	0.020	8.7	-6.30	-1.34*
2.152	0.019	7.9	-6.56	-0.33
6.025	0.100	7.9	-4.16	-0.22
2.010	0.200	7.9	-4.74	-0.30
8.002	0.100	7.9	-4.18	-0.35
10.009	0.100	7.9	-4.88	-0.44
14.984	0.100	7.9	-3.77	-0.32
lg $K°_{Pd\text{-}PdCl3^-}$ = -3.6±0.2 для реакции $Pd_{(к)}$ + 2 HCl° + Cl^- = $PdCl_3^-$ + H_2°. lg $K°_{Pd\text{-}PdCl4^{2-}}$ = -4.9±0.4 для реакции $Pd_{(к)}$ + 2 HCl° + 2 Cl^- = $PdCl_4^{2-}$ + H_2°.				

Полученные значения величины термодинамической константы реакции lg $K°_{PdS\text{-}PdCl_3^-}$ = -5.4±0.4 позволили аналитически вычислить величину lg $K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$ = -4.1±0.4 для *t*=450 °C, *P*=1000 бар (Табл. 2). Эта величина удовлетворительно согласуется с полученной при растворении металлического палладия lg $K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$ = -3.6±0.2 (Табл. 1). Контрольные опыты в автоклаве системы Закирова с пробоотбором *in situ* при *t*=450 °C, *P*=500±50 бар дал величину lg $K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$ = -4.1±0.5, что также находится в хорошем согласии с остальными результатами. Таким образом, пренебрегая влиянием давления, мы получили среднее значение константы образования $PdCl_3^-$ по результатам всех опытов lg $K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$ = -3.9±0.4. Это значение хорошо согласуется с определённой нами ранее величиной lg $K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$ = -4.28 (Tagirov et al., 2013, 450 °C /1000 бар). Вместе с тем, по нашим новым данным комплекс $PdCl_4^{2-}$ существенно (на ~ 2 л. е.) менее устойчив, чем было определено ранее (lg $K°_{Pd\text{-}PdCl4^{2-}}$ = -3.13, Tagirov et al., 2013). Результаты нашей работы свидетельствуют о доминирующей роли комплекса $PdCl_3^-$ в гидротермальном переносе палладия высокотемпературными кислыми хлоридными и хлоридно-сульфидными флюидами.

Табл. 2. Состав экспериментальных растворов, длительность опытов по растворению сульфида палладия, растворимость $PdS_{(к)}$ и рассчитанные константы реакций.

Эксперимент							Расчёт		
m, моль·(кг H_2O)$^{-1}$			время, сутки	lg m_{Pd}	lg $K°_{PdS\text{-}PdCl_3^-}$ [а]	lg $K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$ [б]	Концентрация, моль·(кг H_2O)$^{-1}$		
HCl	NaCl	H_2S					$H_2S°$	Cl^-	$HCl°$
0.1	1.0	0.15	9.9	-6.89	-5.23	-3.86	0.15	0.36	0.10
0.1	1.0	0.12	13.9	-6.96	-5.38	-4.01	0.12	0.36	0.10
0.1	1.0	0.11	16.9	-6.84	-5.31	-3.95	0.11	0.36	0.10
0.07	2.0	0.14	9.92	-7.37	-5.67	-4.30	0.14	0.62	0.07
0.10	1.98	0.13	9.92	-7.08	-5.76	-4.40	0.13	0.61	0.10
0.10	1.98	0.13	9.92	-7.58	-6.23	-4.87	0.13	0.61	0.10
0.20	1.97	0.12	9.92	-7.15	-6.45	-5.08	0.12	0.62	0.19
0.05	3.99	0.11	9.92	-7.04	-5.38	-4.02	0.11	1.00	0.05
0.05	3.99	0.12	9.92	-7.17	-5.49	-4.13	0.12	1.00	0.05
0.10	4.01	0.13	9.92	-6.52	-5.43	-4.06	0.13	1.00	0.10
0.02	1.99	0.14	13.74	-6.86	-4.10	-2.74	0.14	0.61	0.02
0.02	3.99	0.14	13.74	-7.18	-4.58	-3.22	0.14	1.00	0.02

Среднее: lg $K°_{PdS\text{-}PdCl_3^-}$ = -5.4±0.4

lg $K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$ = -4.1±0.4

[а] $K°_{PdS\text{-}PdCl_3^-}$ – термодинамическая константа реакции $PdS_{(к)} + 2HCl° + Cl^- = PdCl_3^- + H_2S°$;

[б] $K°_{Pd\text{-}PdCl_3^-}$ – термодинамическая константа реакции $Pd_{(к)} + 2HCl° + Cl^- = PdCl_3^- + H_2°$.

Работа выполнена за счёт гранта РНФ № 20-17-00184.

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 руд. месторождений. 2016. Т. 58. №. 1. С. 64–89.

Bazarkina E.F., Pokrovski G.S., Hazemann J-S. Structure, stability and geochemical role of palladium chloride complexes in hydrothermal fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. V. 16. P. 107–131.

Shvarov Y. A suite of programs, OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the Unitherm database, for deriving the thermodymic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // Appl. Geochem., 2015, 55, 17–27.

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. V. 50. P. 465–492.

Tagirov B.R., Baranova N.N., Zotov A.V., Akinfiev 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 // Geochim. Cosmochim. Acta. 2013. V. 117. P. 348–373.

Предпосылки формирования месторождений скандия в Накынском кимберлитовом поле Якутии

Еременко Р. У.[1], Игнатов П. А.[1], Овчинников И. М.[2], Толстов А. В.

[1]*МГРИ, г. Москва, eremenko-ruslan@mail.ru, petrignatov@gmail.com*
[2]*АК АЛРОСА (ПАО), г. Мирный, ovchinnikovim@alrosa.ru*

Скандий один из самых дорогих металлов в мире, имеющий быстро растущую сферу использования в атомной, военной и космической технике, авиации, водородной и солнечной энергетике, металлургии, электронике, производстве лазеров, спортивных товаров и др. (Быховский и др. 2018, Поликашина и др. 2016). Стоимость Sc на мировом рынке при чистоте 99,9 в последние годы превышает 1500 US$ за 1кг (Zhenchao Wang 2021, Быховский и др. 2018, Поликашина и др. 2016). Согласно отчету IMARC Group (март 2022 г.), использование скандия к 2027 году увеличится на 7,6 %, а основными направлениями потребления будут: аэрокосмическая и оборонная промышленность; керамика; освещение; электроника; 3D-печать; спортивные товары.

Особое внимание, в связи с усугубляющимся мировым энергетическим кризисом, уделено твердооксидным топливным элементам: «Наблюдается значительный рост спроса на твердооксидные топливные элементы (ТОТЭ) для производства электроэнергии. Это представляет собой один из ключевых факторов, способствующих росту рынка. Скандий помогает системе выработки электроэнергии работать при гораздо более низких температурах и снижает стоимость ТОТЭ. Кроме того, он используется в качестве заменителя иттрия (Y2O3) в качестве стабилизирующего агента для твердого электролита в топливном элементе. Это позволяет протекать реакциям при более низких температурах, тем самым продлевая срок службы компонентов и увеличивая удельную мощность устройства.» (IMARC Group, 2022).

Впервые концентрационные аномалии скандия отмечены в силлах Накынского поля, посткимберлитовых базитах и в монцонит-порфирах трубки Нюрбинская (Киселев и др. 2006), однако на рудные содержания этого элемента не было обращено внимания. В 2021 году выявлены признаки процесса перераспределения и накопления скандия в Мало-Ботуобинском районе на участке Улахан-Курунг-Юрях (Игнатов и др. 2022). Концентрации скандия до 5 фоновых значений авторы связали с древним пластовым окислением в карбон-пермских породах (рис. 1). и пластово-трещинным окислением и поздний девон-раннекаменноугольных корах выветривания. Промышленных концентраций скандия в Мало-Ботуобинском районе обнаружено не было, однако сам процесс позволил предположить рудные содержаниях Sc в других алмазоносных полях Якутии, что было подтверждено в Ыгыаттинском и Средне-Мархинском районах. В Ыгыаттинском районе были отмечены линейные концентрационные аномалии Sc до 204,5 г/т и попутных Co, Ni и Ce в неперемещённых корах выветривания по Сюльдюкарским кимберлитам (Игнатов и др., 2022).

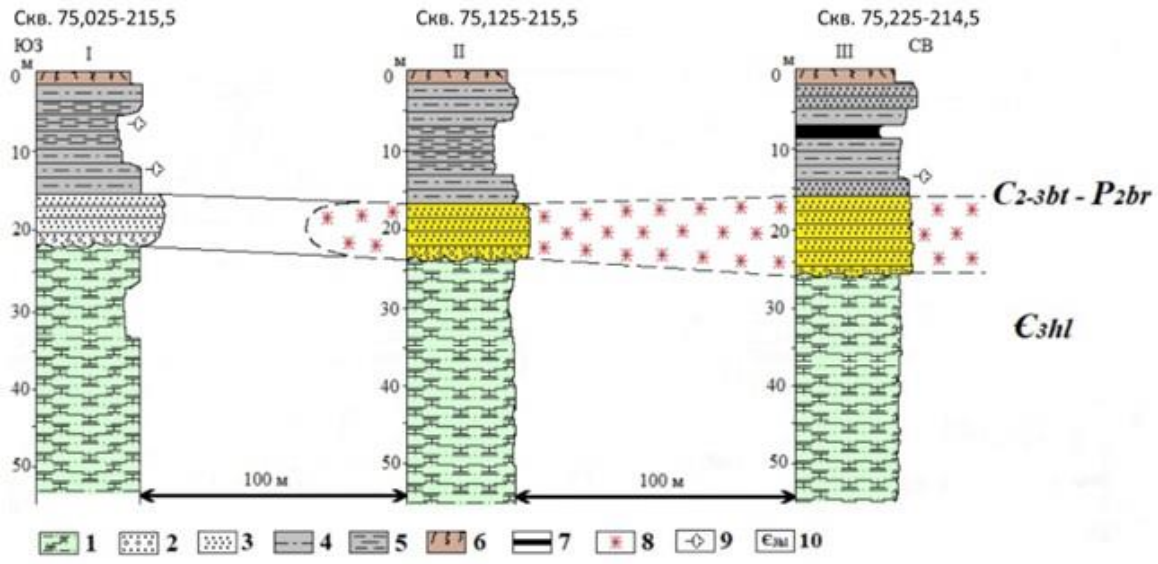


Рис.1 Проявление пластового окисления в угленосных отложениях С-Р на севере площади Улахан-Курунг-Юрях.

1- известковистые алевролиты; 2 - песчано-галечные отложения; 3 - песчаники; 4 – алевролиты; 5 - аргиллиты; 6 - почвенный слой; 7 – бурый уголь; 8 – лимонитизированные песчаники, сменяющиеся осветленными песчаниками; 9 – растительный детрит; 10 - возраст отложений.

В Накынском кимберлитовом поле Средне-Мархинского района из 46763 РФА анализов 48 проб содержат более 100 г/т скандия при максимальном значении в 886 г/т. Основные концентрации скандия связаны с широко распространенными переотложенными корами выветривания триас-раннеюрского возраста, относящимися к дяхтарской толще (29 проб из 48). Они представлены карбонатно-алеврито-глинистым материалом карстовых, делювиальных, аллювиально-пролювиальных и озерных отложений, выполняющих пологие впадины древнего тектоно-эрозионно-карстового рельефа (Граханов, 2010). В Накынском поле, в отличие от Мирнинского, нет проявлений триасового траппового магматизма. Однако, широко распространены силлы и особенно дайки среднепалеозойских траппов, а также эруптивные брекчии базитов и единичные тела среднепалеозойских монцонит-порфиров (Киселев и др. 2006, Томщин и др 1998). В центральной части Мало-Ботуобинского района распространены дайки габбро, эруптивные брекчии щелочных базитов среднего палеозоя (Ротман, 2006).

Наличие основных, ультраосновных и щелочных пород, которые дважды подвергались достаточно глубокому выветриванию предопределило возможность накопления Sc в среднепалеозойских и мезозойских корах выветривания по базитам и щелочным породам, по кимберлитам – Sc, Co и Ni, а по щелочным породам – Sc и редкоземельных элементов, включая цериеземельные элементы. Концентрации этих элементов по результатам 9808 РФА анализов установлены в, преимущественно, глинах дяхтарской толщи Накынского поля (табл. 1).

При высоком содержании редкоземельных элементов, Co, Ni и Sc в дяхтарской свите источники элементов, скорее всего, разные. На это указывает слабая корреляция скандия с другими элементами – Sc-Ni = 0.039, Sc-Co=0.154 , Sc-Ce= 0.132, Sc-La=0.121 , Sc-Nd=0.082, Sc-Y=0.0426. В дяхтарской толще отмечена корреляция скандия только с ванадием. Данная корреляция увеличивается при высоких содержаниях (рис. 2).

В связи с отсутствием корреляции Sc с редкоземельными элементами, Co и Ni, а также на основании имеющихся данных о магматизме Накынского кимберлитового поля и расположении основных концентрационных аномалий этих элементов, предложена модель, согласно которой габбро являются источником Sc-V, кимберлиты Co-Ni и Sc, а монцонит-порфиры Ce-La-Pr-Nd и, возможно Sc.

Таблица 1. Концентрации Sc, Y, Ce, La, Nd, Co, Ni в дяхтарской толще Накынского поля

	Максимальные значения (г/т)	Количество проб с более чем условно промышленным содержанием элемента (в скобках г/т)	
Sc	462,5	Sc (100)	29
Y	1365,8	Y (500)	15
Ce	2127,6	Ce (1000)	5
La	1190,91	La (500)	9
Nd	3212,02	Nd (500)	17
Co	3471,7	Co (1000)	4
Ni	4753,1	Ni (2000)	4

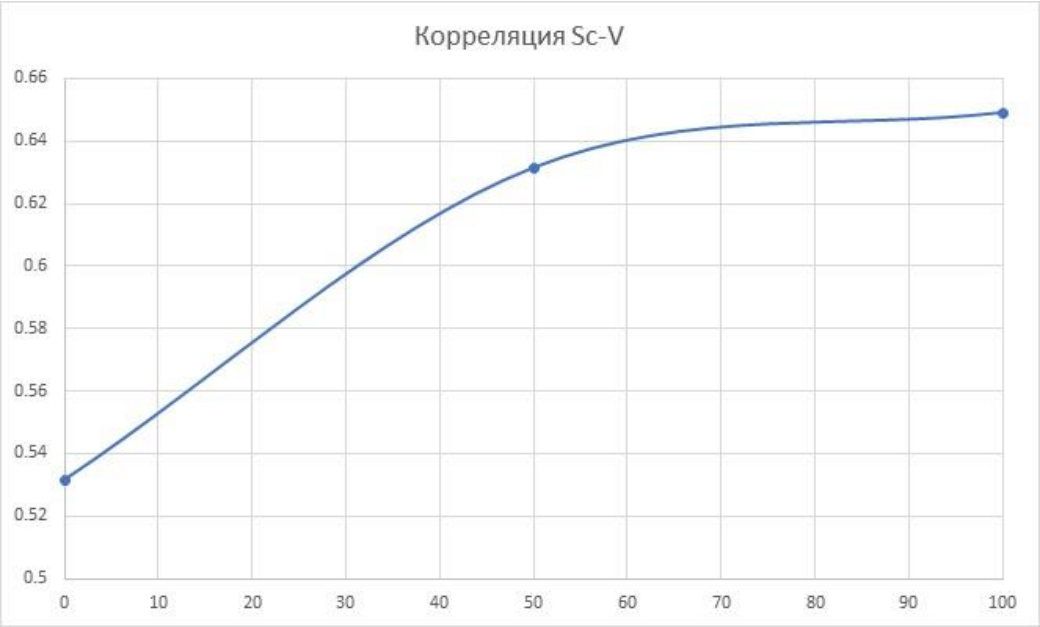


Рисунок 2 Изменение корреляции Sc-V с ростом содержаний.

Таким образом, имеются предпосылки образования месторождений скандия в древних корах выветривания и в породах верхнего палеозоя, подверженных древнему эпигенетическому окислению. Они включают:

1) широкое распространение базитов в девонских и мезозойских траппах а также кимберлитов и карбонатитов – источников скандия и попутных компонентов Co, Ni, REE; 2) широкое распространения зрелых кор выветривания каменноугольного и мезозойского возрастов (Зинчук 1994, Никулин, Савко 2009); 3) вероятное широкое распространение древнего внутрипластового, трещинно-пластового и грунтового окисления в крупных поднятиях, которые занимают – кимберлитовые районы; 4) унаследованное телескопированное воздействие на материал кор выветривания древних грунтовых и пластовых кислых вод агрессивных по скандию и попутным компонентам и действие щелочного и сорбционного барьеров в глинистых горизонтах кор выветривания, развитых на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, базитах и кимберлитах; 5) относительно хорошая опоискованность районов на доступных до 100 м глубинах.

Быховский Л.З., Потанин С.Ж., Котельников Е.И., Ануфриева К.И. и др. Редкоземельное и скандиевое сырье России. «Минеральное сырье» № 31. М. ВИМС. 2018. С.216 с.

Граханов О.С. Строение, состав и условия формирования раннемезозойских погребенных россыпей алмазов Средне-Мархинского района Западной Якутии Автореферат дисс. на соисе. уч. ст. к. г.-м. н. Воронеж. 2010.

Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск. Изд-во Новосибирского ун-та. 1994. 240 с

Игнатов П.А., Еременко Р.У., Толстов А.В., Овчинников И.М. "Перспективы выявления месторождений скандия в Якутской алмазоносной провинции" // Горный журнал. 2022. №7. С. 17-21

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика //Петрология. 2006. Том 14. № 6. С. 626-648.

Никулин И.И., Савко А.Д. Литология алмазоносных нижнеюрских отложений Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия). Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Воронеж: Воронежский государственный университет. 2009. 134 с.

Поликашина Н.С. Требования к качеству минерального сырья, содержащего редкие и редкоземельные металлы. Скандий / Научный редактор Быховский Л.З. Редактор

Ротман А.Я. Магматизм алмазоносных районов востока Сибирской платформы /Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Труды V1 международного семинара. - Иркутск-Мирный. Изд-во Института географии СО РАН. 2006. С. 124-155.

Тигунов Л.П. // Справочник. – М. ВИМС. 2016. 65 с.

Томшин М.Д. Фомин А.С., Корнилова В.П., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Особенности магматических формаций из Накынского кимберлитового поля. Якутской провинции. Геология и геофизика. Том 39. № 12, 1998. С. 1678-1689

Chasse, M., Griffin, W.L., O`Reilly, S.Y., Calas, G., 2017. Scandium speclation in a world-class lateritic deposit. Geochem. Perspect. Let. 3, 105-114.

IMARC Group. «Scandium Market: Global Industry Trends, Share, Size, Growth, Opportunity and Forecast 2022-2027» 2022

Zhenchao Wang, Martin Yan Hei, Zerui Ray, Meifu ZouScandium: Ore deposits, the pivotal role of magmatic enrichment and future exploration. Ore Geology Reviews. 2021. P. 0-15.

Петрохимические и геохимические особенности пород Алтынайского массива (Средний Урал) и оценка его рудоносности

Жданова В. С.[1], Козин А. К.[1]

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

Перспективы обнаружения медно-порфирового оруденения, в том числе с золотом и молибденом, существенно возросли для Уральского региона после открытия и ввода в эксплуатацию нескольких крупных медно-порфировых объектов. Интенсивное изучение региона в ходе работ, направленных на обнаружение месторождений медно-порфирового типа в течении последних сорока лет, позволили получить обширный объем новых данных о рудопроявлениях и месторождениях этого типа на Урале (Plotinskaya et al., 2017).

Восточно-Уральский вулканический мегатеррейн относится к одной из трех мегазон, со структурно-вещественными комплексами которых связаны порфировые месторождения на Урале. Преимущественно объекты данного типа расположены в южной части Восточно-Уральской мегазоны. Однако и на Среднем Урале в пределах Алапаевско-Течинского террейна геологическая обстановка также благоприятна для обнаружения медно-порфировой минерализации. Одним из перспективных районов является Алапаевско-Сухоложская субмеридиональная зона (Грабежев и др. 2012; Грабежев и др., 2015), пространственно контролируемая Алапаевско-Челябинским сбросо-сдвигом. Отличительной особенностью пород Алапаевско-Сухоложской зоны является повсеместное распространение рассеянной сульфидной вкрапленности и обширные гидротермальные-метасоматические изменения. По заключению предшественников (Грабежев и др., 2015) в пределах данной зоны наиболее перспективным на обнаружение крупномасштабного рудного объекта медно-порфирового типа является Восточно-Артемовский массив. Однако имеющиеся сведения о многочисленных участках минерализации и небольших рудопроявлениях в южной части Алапаевско-Сухоложской зоны, на периферии Алтынайского массива (Олерский и др., 1978), указывают на необходимость изучения пород краевых частей интрузива и вмещающих его вулканогенных образований. Алтынайский массив входит в состав Артемовско-Алтынайского рудно-магматического ареала. Медные и медно-молибденовые проявления обнаружены в западных, юго-западных и южных экзо- и эндоконтактах Алтынайского массива (Горелов, Николаев, 1968; Олерский и др., 1978; Государственная геологическая.., 2017). Совокупность имеющихся признаков позволяет сделать предположение о возможном существовании медно-порфировой рудной системы в связи с магматитами алтынайского комплекса. Целью исследования является анализ геохимических особенностей пород Алтынайского массива оценка возможной связи интрузива с медно-порфировым типом оруденения.

Породы Алтынайского массива и значительная площадь вмещающих вулканогенно-обломочных пород верхнеэйфельского возраста вблизи южного и юго-западного контакта интрузива перекрыты чехлом мезокайнозойских и четвертичных образований. Информация о породах интрузива получена по данным мелкометражного бурения, колонкового бурения, разведочных горных выработок – канав и шурфов. Массив сложен преимущественно гранодиоритами, гранитами, в меньшей степени габбродиоритами и кварцевыми диоритами, в краевых частях выявлены гранит-порфиры (Олерский и др., 1978). В южном обрамлении массива вмещающими образованиями интрузива являются верхнеэйфельские вулканогенно-обломочные породы: переслаивающиеся туфы с обломками порфиритов, андезитовые и базальтовые порфириты, в том числе миндалекаменные (Горелов, Николаев, 1968). Они прорваны дайками липаритдацитовых порфиритов, липаритовыми и липарит-дацитовыми плагиоклазовыми и кварцевыми порфирами, субвулканическими порфирами дацитового состава (Олерский и др., 1978). Согласно геофизическим данным гранодиоритовый массив, имея вытянутую форму и субмеридиональное простирание, прослеживается на глубину на юг и на север (Олерский и др.,

1978), что не исключает возможность обнаружения ранее неизвестных апофизов и субвулканических тел.

Для выявления признаков проявления медно-порфировой минерализации и оценки перспектив обнаружения промышленного оруденения, связанного с алтынайским интрузивным комплексом, было проведено петрохимические изучение пород, выяснен характер распределения редкоземельных элементов. Проанализированы слабоизмененные породы: гранодиориты, граниты и лейкограниты Алтынайского массива, андезибазальты, андезиты и дациты, а также брекчии андезитов среднедевонских вулканогенных пород; метасоматизированные породы и метасоматиты: катаклазированные эпидотизированные граниты, пропилитизированные вмещающие вулканиты. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ выполнен на СРМ-35 и EDX-8000 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в количестве 24 проб, масс-спектрометрический анализ с индуктивно-связанной плазмой выполнен для 20 проб (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Точки отбора проб показаны на рис. 1. В качестве сравнения использовались ранее опубликованные исследования гранитов и гранодиоритов алтынайского комплекса (Грабежев, Смирнов, 2012).

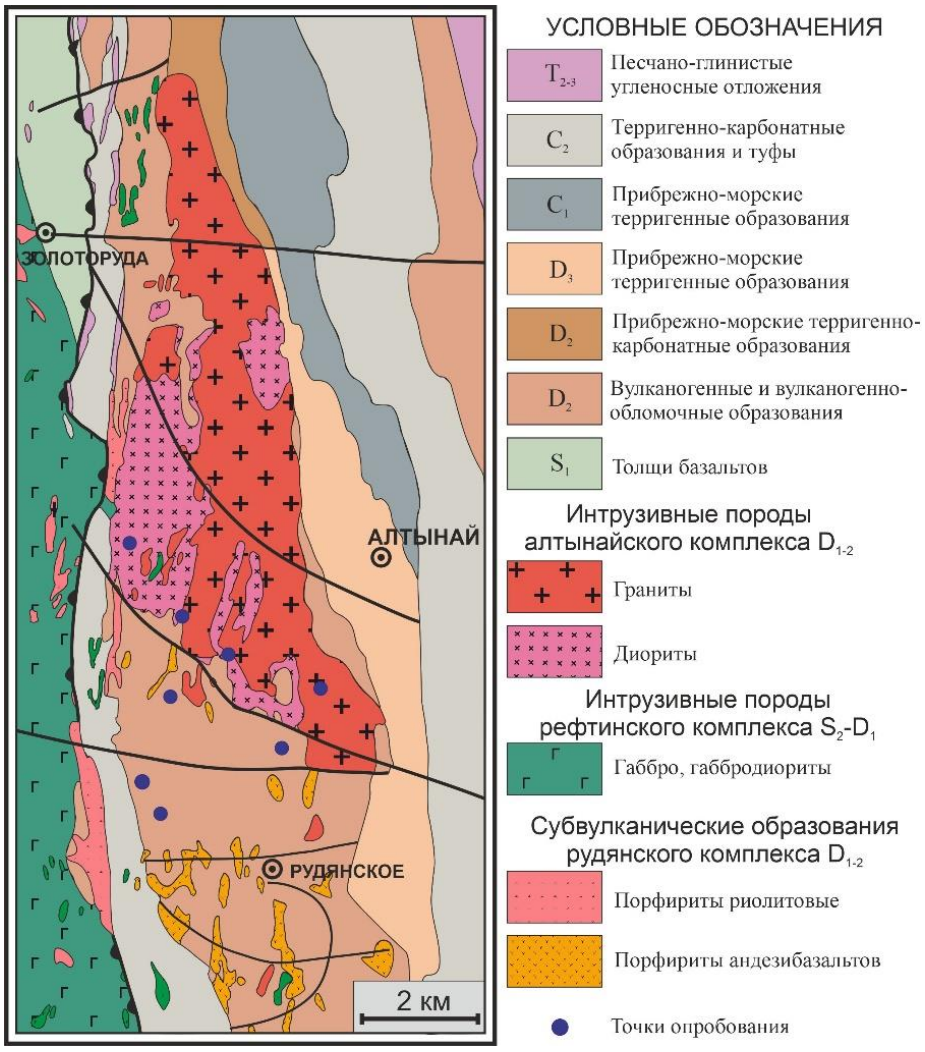


Рисунок. 1 Обобщенная схема Алтынайского массива и вмещающих пород (по данным: Олерский и др., 1978; Государственная геологическая.., 2017) с расположением точек опробования.

Согласно петрографическим и петрохимическим исследованиям в сложении Алтынайского массива принимают участие интрузивные породы нормального ряда, от габбродиоритов до лейкогранитов. В редких случаях отмечено повышенное содержание окисного железа. Согласно классификации (Sinclair, 2007), в основе которой лежит соотношение окисного и закисного железа (Fe_2O_3/FeO) и оксида кремния (SiO_2) граниты и гранодиориты Алтынайского массива могут рассматриваться как потенциальные рудовмещающие породы для

молибденового и медно-молибденового оруденения. Что подтверждается наличием советующих пунктов минерализации (Государственная геологическая.., 2017). По соотношению элементов-примесей наблюдается незначительное обогащение пород легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, обычно не более чем в 2-2,5 раза. Аномалия Eu отрицательная слабая, приобретает большую выраженность в ряду от диоритов к лейкогранитам. Подобное поведение редкоземельных элементов характерно скорее для пород, с которыми связаны медно-порфировые рудопроявления, нежели промышленные месторождения (Zarasvandi et al., 2016). По соотношению La/Sm и Sm/Yb (Kay, Mpodozis, 2001; Zarasvandi et al., 2016) граниты и диориты Алтынайского массива с большей вероятностью следует отнести к низкоперспективным на потенциальное проявление промышленного медно-порфирового оруденения. Классификация интрузивных пород по соотношению Sr/Y и SiO_2 (Loucks, 2014) также указывает на их низкую продуктивность в отношении медного оруденения. Несмотря на низкую потенциальную рудоносность диоритов и лейкогранитов, на основе выполненных сравнений и классификации ранее обнаруженные пункты минерализации следует считать закономерно расположенными в структуре Артемовско-Алтынайского ареала. Предположительно, минерализация может быть связано с описанными предшественниками гранит-порфирами в краевых частях массива. Данные породы не выходят на поверхность и не были доступны авторам настоящего исследования. Непосредственно в исследованных магматитах рассчитывать на существенные содержания таких полезных компонентов как медь, молибден и золото не приходится.

Вмещающими для Алтынайского массива в его южном и юго-западном обрамлении являются вулканические и вулканогенно-обломочные образования, по составу относящиеся к андезибазальтам и андезитам, реже дацитам. Для них характерно интенсивное преобразование вследствие гидротермально-метасоматических процессов и широкое распространении пропилитизации. В метасоматизированных андезитах и андезибазальтах повсеместно наблюдается вкрапленность рудных минералов. Наибольшим распространением пользуется типичный для пропилитов пирит. По сравнению с исходными породами метасоматически измененные их разности характеризуются более низкими содержаниями кремнекислоты и глинозёма, меньшими содержаниями щелочей. При любой интенсивности метасоматических преобразований для пород отмечается общий признак – понижение содержания CaO относительно принятых диапазонов граничных содержаний породообразующих оксидов в неизмененных вулканитах (Петрографический кодекс.., 2008). Однако во всех измененных породах присутствуют новообразованные карбонатные минералы – преимущественно кальцит – как в виде жильных образований, так и в основной массе. Метасоматизированные андезитовые брекчии с пиритовой вкрапленностью отличаются существенно повышенной магнезиальностью: в 1,5-2 раза, вне зависимости от степени изменения пород. С увеличением интенсивности пропилитизации закономерно увеличивается содержание закисного железа, достигая максимумов в полнопроявленных разностях.

Совокупность полученных данных позволяет прийти к заключению, что большая часть раннедевонского Алтынайского интрузива сложена однородными по структуре породами, при этом для краевых частей характерны порфировые разности, а во вмещающих вулканогенно-осадочных образованиях описаны дайки липаритовых и дацитовых порфиров. Наличие порфировых субвулканических пород является благоприятным признаком для выявления новых участков с медно-порфировой минерализацией. Вмещающие вулканиты основного и среднего состава вовлечены в обширный ареал пропилитизации, вплоть до обнаружения полнопроявленных тонкозернистых эпидот-актинолит-карбонатных метасоматитов с высокими содержаниями сульфидов, главным образом пирита. Участками содержание сульфида железа достигает 10-15 % (Жданова, Корнеев, 2022). Масштабно проявленная пропилитизация характерна для медно-порфировых систем и поэтому является благоприятным признаком для обнаружения оруденения. Петрохимические особенности изученных равномернозернистых гранодиоритов и гранитов Алтынайского массива не исключают возможной их связи с медно-порфировой минерализацией. При обнаружении новых рудопроявлений они, скорее всего, будут иметь Cu или Mo-Cu специализацию, что подтверждается чередой ранее обнаруженных рудопроявлений в краевых частях интрузива и в его экзоконтактах на юге и юго-западе.

При дальнейших работах, направленных на обнаружения месторождений медно-порфирового типа, необходимо основное внимание уделить изучению даек порфировых пород, описанных предшественниками. А также оценить рудоносность гранит-порфиров из краевых частей Алтынайского массива.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590032-6.

Горелов Н.А., Николаев И.Ф. Отчет о результатах геолого-геофизических поисковых работ на медные руды в Сухоложском районе Свердловской области за 1961 - 1967 годы. Пос. Полдневая. 1968. 1054 с. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу. № 31000.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000 (второе поколение). Среднеуральская серия. Лист O-41-XXVI (Асбест) / Ред. Г.А. Петров. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2017.

Грабежев А.И, Коровко А.В., Азовская О.Б., Прибавкин С.В. Потенциально промышленная Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона (Средний Урал) // Литосфера. 2015. № 3. С. 79-92.

Грабежев А.И., Смирнов В.Н. Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал медно-порфирового типа (Средний Урал): U-Pb SHRIMP-II возраст, петрогеохимия гранитоидов и генетическая спецификация // Литосфера. 2012. № 6. С. 78-89.

Жданова В.С., Корнеев А.В. Проявление метасоматических процессов во вмещающих породах Алтынайского гранодиоритового массива (Средний Урал) Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений. Научное издание. –Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022. С. 168-171.

Олерский В.П., Машаров А.А., Грабежева Т.Г., и др. Геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1:50 000 групповым методом Рефтинской площади. Свердловск. 1978. 1081 с. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу. № 35656.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. – СПб.: Из-во ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2010. 279 с.

Kay S.M., Mpodozis C. Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust // GSA Today (Geol. Soc. Am.) 2001. 11. P. 4–9.

Loucks R.R. Distinctive composition of copper-ore-forming arcmagmas // Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia. 61:1. 2014. P. 5-16.

Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., et al. Porphyrydeposits of the Urals: geological framework and metallogeny // Ore Geol Rev 85. 2017. P. 153–173.

Sinclair W.D. Porphyry deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5. 2007. P. 223-243.

Zarasvandi A., Rezaei M., Sadeghi M., et al. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems // Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran. Ore Geol. Rev. 70. 2016. P. 407–423.

Первые данные об условиях образования рудопроявления Эвевпента (Камчатка, Россия): по результатам изучения флюидных включений в кварце

Жегунов П. С.[1], Шапаренко Е. О.[2]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, pavel.zhegunov@bk.ru*
[2]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*

Рудопроявление Эвевпента располагается в северной части Оссорского рудного района (северная Камчатка). Оно приурочено к Кичигинской вулкано-тектонической депрессии Центрально-Камчатского вулканического пояса. В пределах рудопроявления выделяют два участка: Центральный и Северный. Рудные тела локализованы в миоцен-плиоценовой эффузивно-пирокластической вулканической толще. Они представлены жилами, зонами прожилкования и гидротермальными брекчиями кварцевого, адуляр-кварцевого состава. Рудные тела сопровождаются ореолами окварцевания, пиритизации, аргиллизации, которые на удалении от рудных тел сменяются пропилитами. Содержание золота в рудных телах крайне неравномерное, среднее содержание Au составляет 28,6 г/т (максимальное 81,2 г/т), среднее содержание Ag – 10,3 г/т, прогнозные ресурсы (категории P_2+P_1) – 13,4 т золота (Безрукова, 2004).

На рудопроявлении выявлено две гипогенные минеральные ассоциации: теллуридно-кварцевая и молибденит-иллит-кварцевая с теллуридами. Теллуридно-кварцевая ассоциация распространена в пределах участка Центральный, где представлена жилами, зонами прожилкования, гидротермальными брекчиями кварцевого, адуляр-кварцевого (±карбонат) состава. Рудная вкрапленность представлена пиритом, реже встречаются халькопирит, сфалерит, арсенопирит, редкие – алтаит, креннерит, гессит, науманнит. На участке Северный молибденит-иллит-кварцевая ассоциация сконцентрирована в зоне адуляр-кварцевого прожилкования. Главные рудные минералы – пирит и молибденит; второстепенные – халькопирит, сфалерит, петцит, гессит.

В работе отражены результаты исследования флюидных включений в кварце одного из рудных тел теллуридно-кварцевой ассоциации участка Центральный. Содержание золота в рудном теле по результатам задиркового опробования достигает 61,38 г/т (по неопубликованным данным АО «Северо-Восточное ПГО»). Кварц обладает каркасно-пластинчатой текстурой с элементами крустификационной и друзовой. Пластинки сложены адуляром, на адуляр нарастает микрозернистый кварц I генерации, который сменяется крустификационным и друзовым кварцем II генерации. Индивидуальные, либо небольшие группы первичных включений обычно локализуются в центральных частях кристаллов. Размер вакуолей от 10 до 50 мкм, форма – субизометричная, удлиненная, уплощенная. По фазовому составу включения подразделяются на два типа: двухфазовые газово-жидкие и многофазовые кристалло-флюидные (рис. 1). На долю двухфазовых включений приходится около 90 %. Соотношение газ/жидкость в двухфазовых включениях составляет от 15 до 60 % (преобладают включения с соотношением 45-50 %).

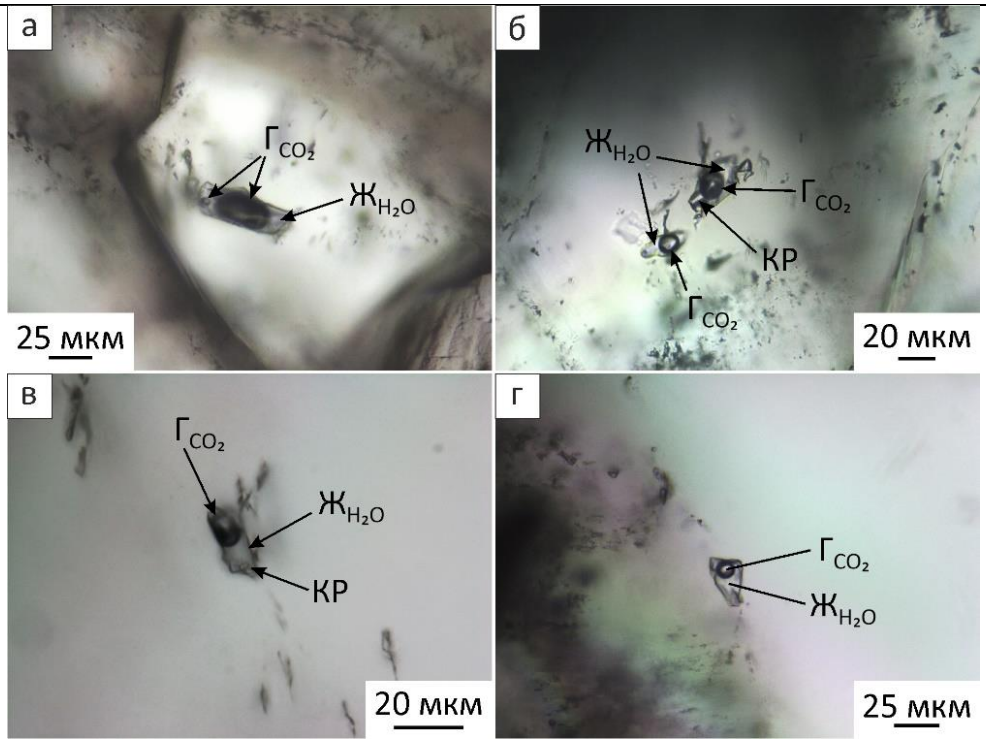


Рисунок 1. Типы флюидных включений в кварце участка Центральный рудопроявления Эвевпента (а, б – включения в кварце I генерации, в, г – включения в кварце II генерации)

Флюидные включения из кварца II генерации изучены методами термометрии, криометрии и рамановской спектроскопии. Газовая фаза по результатам раман-спектроскопии представлена CO_2, в жидкой фазе доминирует H_2O. Температура эвтектики составила от -7 до -5 °С, что может указывать на присутствие в растворе примесей $KHCO_3$, Na_2SO_4, $MgSO_4$ (Борисенко, 1977). Температура плавления льда изменяется в пределах от -3,4 до 0,7 °С, что соответствует солености растворов от 1,2 до 5,5 мас. % (NaCl-экв.). Гомогенизация флюидных включений в жидкую фазу происходит в интервале 313-354 °С.

Таким образом, установлено, что на участке Центральный рудопроявления Эвевпента в формировании кварцевых жил принимали участие слабосолёные (1,2 до 5,5 мас. % NaCl-экв.) углекислотно-водные флюиды. Стоит отметить, что соленость флюидов схожего диапазона характерна для других известных золото-теллуридных эпитермальных месторождений, например, Эмперор (Фиджи) и Крипл-Крик (США) (Sillitoe, Hedenquist, 2003).

Авторы выражают благодарность коллективу лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН за предоставленную возможность проведения исследований, за всестороннюю поддержку, внимание и рекомендации. А также научному сотруднику лаборатории минералогии ИВиС ДВО РАН Бухановой Д.С. за ценные замечания при подготовке текста тезисов.

Безрукова Л.А. Информационный отчёт о результатах 1-го этапа поисковых работ, проведенных ОАО «Камгео» в пределах Оссорского рудного района в 1997-2004 гг. 2004. 272 с. (фондовая).

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. Т. 8. С. 16-27.

Sillitoe R.H. and Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits // Society of Economic Geologists Special Publication 10. 2003. P. 315−343.

Миароловые пегматиты Малханского рудного поля – проблематика оценки запасов и качества цветного турмалина

Желобанов М. А.[1], Романовский А. З.[1]

[1]*ООО «Геостром», г. Санкт-Петербург, maksim7070@yandex.ru*

Малханское месторождение цветных турмалинов находится в Центральном Забайкалье в Красночикойском районе Читинской области.

Изученная площадь находится на стыке четырех листов геологических съемок масштаба 1: 200000. В 1957-63 гг. здесь проведена геологическая съемка на северо-западе на листе М-49-VII, на северо-востоке на листе М-49-IX, на юго-западе на листе М-49-XIV и на юго-востоке на листе М-49-XV.

В 1980 гг впервые обнаружены проявления пегматитов с полихромным турмалином при специализированных работах, проведенных партией № 140 ПГО "Сосновгеология". Геологоразведочные работы в пределах Малханского рудного поля продолжаются и в настоящее время.

По состоянию на 01.01.2022 государственным балансом учитывается только Малханское месторождение цветного турмалина с балансовыми запасами турмалина-сырца кат. С1+С2.

Генетически жилы Малханского рудного поля относятся к пегматитовому типу формации миароловых пегматитов. Общая площадь рудного поля ~ 60 км^2.

В геологическом строении данного рудного поля принимают участие образования малханской осадочно-метаморфической серии среднего протерозоя, малханский нижнепалеозойский комплекс ортопород и мезозойские гранитоиды, с которыми пространственно и генетически связываются пегматиты.

Классическая геологическая модель строения пегматитовой жилы Малханского поля представляет собой крутопадающее рудное тело до 70 градусов, размеры по простиранию варьирует от первых десятков до 200-300 м, тела вскрыты на глубине до 50 м от поверхности. В краевых частях представленное олигоклазовыми пегматитами, а во внутренней части от микроклиных до кварц-альбит-микроклиновой разностей. В строении пегматитовой жилы миароловые полости тяготеют к внутренним частям пегматитового тела, олигоклазовая разность менее продуктивная.

Главными особенностями месторождений данного типа являются резкое изменение мощности пегматитового тела и крайне неравномерное распределение кристаллосырья. В настоящее время отсутствуют методические рекомендации по применению классификации запасов и прогнозных ресурсов для турмалина. Таким образом, для проектирования оптимального комплекса полевых и лабораторных работ необходимо руководствоваться опытом ведения ГРР на месторождениях-аналогах и наиболее близким нормативным документом «Методические рекомендации по применению классификации запасов и ресурсов твердых полезных ископаемых, ювелирно-поделочные камни, 2007 г».

Методика ведения геологоразведочных работ на месторождениях миароловых пегматитов включает в себя основные виды работ: проходка канав/траншей вкрест простирания рудного тела, колонковое вертикальное и наклонное бурение, валовое опробование в контуре пегматитового тела, геммологические исследования турмалина-сырца и др. Проведение данных работ напрямую влияет на подсчет запасов и оценку прогнозных ресурсов на месторождении.

Проходка канав производится вкрест простирания рудного тела с целью определения контакта между пегматитовой жилой и породами вмещающего комплекса. применение буровых работ на месторождениях миароловых пегматитов позволяет уточнить границы пегматитовых тел на глубине, выявить неоднородности их внутреннего строения. оценить качество и содержание турмалинов, а также размеры миарол по керну скважин невозможно. Для наиболее достоверной оценки содержания турмалинов в пегматитовом теле необходим отбор валовой пробы из пегматитов. пегматитовые разности жил в различной степени турмалиноносны, что

позволяет определить контур отбора валовой пробы по внешней границе пегматитового тела по контакту с породами вмещающего комплекса. Работы по дезинтеграции пегматита от массива производятся задирковым методом путем рыхления пегматитов невзрывчатыми разрушающими средствами. Отбор валовой пробы заключается в ручной рудоразборке кристаллосырья из миароловых полостей разрыхленного пегматита, его взвешивании и проведении последующей разбраковки по сортам. Валовое опробование на жилах Малханского месторождения, как правило, производится на глубину одного метра, это связано с тем, что наибольшее распространение получили миаролы размером до 1 м^3. При документации полотна отбора валовой пробы произведена зарисовка миарол с указанием фактических размеров. Исследования генезиса и типизации миарол по внутреннему строению детально изложены В.Е. Загорским в своей работе (Загорский В.Е., 2015).

Подсчет запасов на месторождениях с крайне неравномерным распределением качества и содержания полезных компонентов, как правило, производится статистическим методом с использованием коэффициента рудоносности.

Ранее на жилах месторождения подсчет запасов производился по следующей формуле: $q = v \times c$, где q – запасы турмалина-сырца, кг, v – объем блока подсчета запасов, м^3, с – содержание турмалина-сырца по данным валового опробования, кг/м^3. Содержание вычисляется как отношение массы турмалина-сырца из миарол к объему расчистки (валовой пробы).

В данной работе был рассчитан коэффициент миаролоносности, как альтернативный способ для вычисления продуктивного объема недр для подсчета запасов. Коэффициент был рассчитан для жил Иркутянка, Геологическая, Прелюдия, Западаная-2 и Октябрьская. Данные жилы положительно оценены и разведаны при геологоразведочных работах в 2018-2021 гг.

Коэффициент миаролоносности представляет собой отношение задокументированного объема миарол в контуре валовой пробы к общему объему валовой пробы. Каждая из исследуемых жил отличалась по количеству вскрытых миарол в контуре отбора валовой пробы.

Проведены исследования по разработке наилучшей математической модели, описывающей форму миарол. По данным разведочных работ и результатам исследований Загорского В.Е. наиболее распространены миаролы – шарообразной, трубообразной и щелевидной формы. Данные первичной геологической документации оцифрованы, что позволило наиболее точно посчитать площадь вскрытых на поверхности миарол. Для расчета средней глубины миаролы использованы данные по документации шурфов. Средняя глубина миарол составила 0,56 м.

В качестве исследуемых геологических моделей, характеризующих формы миарол выбраны: эллипсоид, конус, эллиптический цилиндр, усеченный эллиптический цилиндр. Для каждой фигуры был расчитан объем с учетом задокументированной по поверхности площади миарол и средней глубиной миаролы.

Для проверки гипотез о применимости коэффициента миаролносности использованы данные балансовых запасов, подсчитанные для каждой жилы традиционным способом.

Произведён расчёт доказывающий, что универсальное значение коэффициента миаролоносности не может быть использовано для всех жил (расхождение с балансовыми запасами более 20% по каждой пегматитовой жиле) в связи с различиями в количестве обнаруженных миарол, их размерах и массы извлеченного из них кристаллосырья.

Ниже представлен график (рис. 1) иллюстрирующий величину погрешности между подсчетом запасов с использованием коэффициента миаролоносности и утвержденных государственным балансом запасов. Наименьшие отклонения показали модели эллиптического цилиндра и усеченного эллиптического конуса.

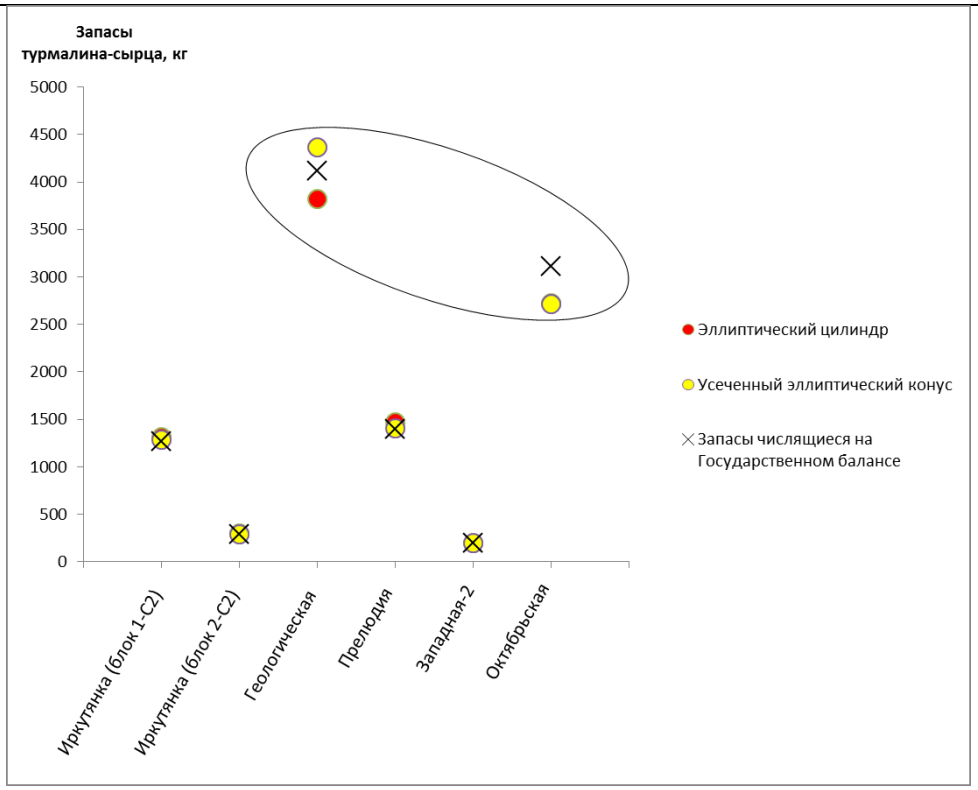


Рисунок 1. Иллюстрация погрешности между подсчетом запасов с применением коэффициента миаролоносности и Государственным балансом турмалина.

На жиле Геологическая отклонение составило 6-7 %, что можно считать допустимым. Данная погрешность может быть связана с недостаточно точным выделением контура отбора валовой пробы при проведении геологоразведочных работ. На жиле Октябрьская по исследуемым моделям отклонение составило около 12 %, что может быть связано с малым количеством обнаруженных миарол (3 штуки), но в связи с тем, что месторождение Малханское относится к IV группе по сложности геологического строения данные результаты можно считать удовлетворительными.

Подсчет запасов с применением коэффициента миаролоносности позволяет напрямую оценить турмалинонасыщенность жильного пегматита, а моделирование формы миарол позволяет точнее оценить их объем. Подбор рационального комплекса геологоразведочных работ позволит улучшить экономический эффект от разработки месторождения.

Загорский В.Е. Малханское месторождение турмалина: типы и природа миарол // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431. № 1. С. 81-84.

Загорский В.Е. Пегматитовое тело Соседка Малханского месторождения цветного турмалина в Забайкалье: состав, внутреннее строение, петрогенезис // Петрология. 2015 Т. 23. № 1. С. 75.

Кристаллическая структура галотрихита

Житова Е.С.[1], Шевелева Р.М.[1,2], Золотарёв А.А.[2], Нуждаев А.А.[1], Назарова М.А.[1], Жегунов П.С.[1]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, zhitova_es@mail.ru*
[2]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург*

Минералы, представленные гидратированными сульфатами металлов, образуются в процессе окисления сульфидных руд, взаимодействия вулканических газов и/или кислых вод с горными породами и в результате горения угольных отвалов. Такие минералы нестабильны, поскольку, в основном, водорастворимы, однако достаточно широко проявлены на поверхности, нарастая в периоды сухой погоды и покрывая зону окисления минеральным ковром. Гидратированные сульфаты металлов являются результатом взаимодействия исходных пород с водами или газами в результате, которого металлы переносятся к поверхности и кристаллизуются во вторичных фазах. По своему химическому составу металлсульфатные соли можно разделить на сульфаты двухвалентного катиона, сульфаты трехвалентного катиона и те соли, которые содержат как двухвалентные, так и трехвалентные катионы и (или) одновалентные катионы (Jambor et al., 2000). Последняя группа включает галотрихит – гидратированный сульфат состава $Fe^{2+}Al_2(SO_4)_4\times22H_2O$.

Несмотря на широкое распространение галотрихита в вышеуказанных обстановках, кристаллическая структура данного минерала была определена лишь однажды по данным порошковой рентгеновской дифракции на образце из Рецка (горы Матра, Венгрия) (Lovas, 1986), что, по всей видимости, вызвано тем фактом, что галотрихит образует очень тонкие игольчатые кристаллы, которые зачастую изогнуты.

В нашей работе впервые выполнено монокристальное рентгенодифракционное исследование двух образцов галотрихита с геотермальных полей Камчатки: Верхне-Кошелевского термального поля, относящегося к вулкану Кошелевский и Северного кратера Центрального Семячика, входящего в состав вулканического комплекса Большой Семячик. Данное исследование сопровождалось определением химического состава галотрихита с помощью энергодисперсионного спектрометра.

Исследование показало, что минерал кристаллизуется в моноклинной пространственной группе $P2_1/n$, параметры элементарной ячейки: a = 6.195-6.196 Å, b = 24.282-24.297 Å, c = 21.265-21.267 Å, β = 100.26-100.31 º, V = 3148.3-3149.2 Å^3. Для минералов группы галотрихита пространственная группа $P2_1/n$ использована впервые, ранее кристаллические структуры данных минералов были уточнены в пространственной группе $P2_1/c$. Выбор пространственной группы в нашем случае определяется меньшим углом β в случае выбора пространственной группы $P2_1/n$ вместо $P2_1/c$ (96.5 вместо 100.3 º). Выбор пространственной группы в данном случае не вносит топологических изменений в кристаллическую структуру. Кристаллическая структура галотрихита состоит из изолированных октаэдров $Al(H_2O)_6$, тетраэдров SO_4, молекул H_2O и нейтральных кластеров состава $[X(SO_4)(H_2O)^5]^0$, состоящих из октаэдров $Fe^{2+}O(H_2O)_5$ связанных с тетраэдрами SO_4 через вершину (Ballirano, 2006). Изолированные полиэдры, кластер и молекулы воды связаны в трехмерную кристаллическую структуру посредством водородных связей. Позиции атомов водорода в кристаллической структуре галотрихита определены впервые в нашей работе. Пять вершин Fe-центрированных октаэдров и по шесть вершин каждого из двух независимых Al-центрированных октаэдров гидроксилируются с образованием 17 молекул H_2O на формульную единицу. Еще 5 молекул H_2O располагаются в пустотах между полиэдрами. Согласно структурному уточнению существенных отклонений в заселенности гидроксилированных атомов кислорода от 100% не обнаружено. Соответственно, общее количество молекул H_2O составляет 22 на формульную единицу, как в идеальной химической формуле.

Сравнение геометрических параметров кристаллической структуры галотрихита, полученной в нашей работе, с моделями, полученными ранее для галотрихита и его Mg-аналога пикерингита (структура определена по порошковым данным в работе Quartieri et al., 2000), показывает различия в степени искажения полиэдров и по длинам связей *M*-O (*M*-металл). Это, по всей видимости, связано со сложностью структурного уточнения и неточностью в локализации атомов кислорода по данным порошковой рентгеновской дифракции в более ранних исследованиях, при этом позиции металлов идентичны.

Исследование выполнено в рамках гранта Президента для молодых кандидатов наук МК-451.2022.1.5 с использованием оборудования Ресурсных Центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель».

Jambor J. L., Nordstrom D. K., Alpers C. N. Metal-sulfate salts from sulfide mineral oxidation // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2000. Vol. 40. P. 302-350.

Lovas G. A. Structural study of halotrichite from Recsk (Matra Mts., N-Hungary). Acta Geol. Hungarica. 1986. Vol. 29. P. 389-398.

Ballirano P. Crystal chemistry of the halotrichite group $X Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$: the X = Fe-Mg-Mn-Zn compositional tetrahedron // European Journal of Mineralogy. 2006. Vol. 18(4). P. 463-469.

Quartieri S., Triscari M., Viani A. Crystal structure of the hydrated sulphate pickeringite (MgAl2 (SO4) 4· 22H2O) X-ray powder diffraction study // European Journal of Mineralogy. 2000. Vol. 12(6). P. 1131-1138.

Первые результаты U-Th-He датирования пирита из островодужных вулканогенных пород рудопроявления Карьерное (Полярный Урал)

Иванова Е. С.[1,2], Якубович О. В.[1,2], Соболев И. Д.[3], Тюкова Е. Э.[3,4]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, ekate.s.ivanova@gmail.com*
[2]*ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, olya.v.yakubovich@gmail.com*
[3]*ИГЕМ РАН, г. Москва, sobolev_id@mail.ru*
[4]*НГИЦ РАН, г. Москва, evgtyuk@mail.ru*

Последние десятилетия U-Th-He система успешно применятся для решения задач изотопного датирования рудообразующих процессов (Flowers et al., 2022). Высокая термическая сохранность радиогенного гелия в кристаллической структуре пирита позволяет использовать этот минерал в качестве U-Th-He геохронометра (Yakubovich et al., 2019). В основе метода заложен распад альфа-радиоактивных изотопов ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th, где одним из стабильных продуктов радиоактивных превращений является ^{4}He. Совокупность данных по содержанию урана, тория и радиогенного гелия в образце позволяют рассчитать U-Th-He возраст минерала.

Наша работа посвящена развитию метода U-Th-He датирования рудообразующих процессов, а также, является частью фундаментальных исследований, посвященных реконструкции рудно-магматических систем палеозойской островодужной системы Полярного Урала. Задача непосредственно этой работы – определить U-Th-He возраст пирита из верхнесилурийско-нижнедевонских островодужных вулканогенных пород рудопроявления Карьерное.

Рудопроявление расположено среди палеозойских островодужных образований Малоуральского вулкано-плутонического пояса в Тоупугол-Ханмейшорском золоторудном узле, находящемся в северной части Войкарской зоны Полярного Урала. Стратифицированные образования здесь представлены предположительно верхнесилурийско-нижнедевонскими вулканогенно-осадочными (флишоиды, полимиктовые брекчии с обломками вулканогенных, интрузивных и карбонатных пород (Волчков, Кряжев, 2005) и вулканогенными породами тоупугольской толщи, которые прорваны дайками ранне-среднедевонских диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов собского комплекса, а также раннекаменноугольными дайками долеритов, лампрофиров и монцодиорит-порфиров мусюрского комплекса.

На рудопроявлении Карьерное нами исследованы туффиты (обр. 14/32, 66°48′12″ с.ш., 66°26′05″ в.д.) – средне-мелкообломочные кристаллокластические, с обильной рассеянной и послойной вкрапленностью пирита, который и был отобран для U-Th-He датирования.

Химический состав пирита был изучен в полированной шайбе на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оснащенном детектором AzTec Energy 350 (Ресурсный центр «Геомодель», СПбГУ). Размер зерен варьирует от 250 до 500 мкм. Установлена химическая неоднородность пирита, обусловленная зональным распределением примеси мышьяка (рис. 1). Наиболее часто среди включений встречаются галенит, халькопирит, реже – пирротин, титанит и рутил, в единичных случаях отмечаются микронные выделения арсенопирита и сфалерита. Небольшой размер включений рутила (менее 10 мкм) препятствует накоплению в них радиогенного гелия, который соответственно имплантирован в кристаллическую решетку пирита (Yakubovich et al., 2020).

Для обеспечения последовательного определения содержаний элементов в каждом образце навеска зерен пирита (1 – 2 мг) помещается в кварцевую ампулу и запаивается в условиях форвакуума (10^{-3} торр). Измерение концентрации радиогенного гелия выполнено на магнитно-секторном масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН).

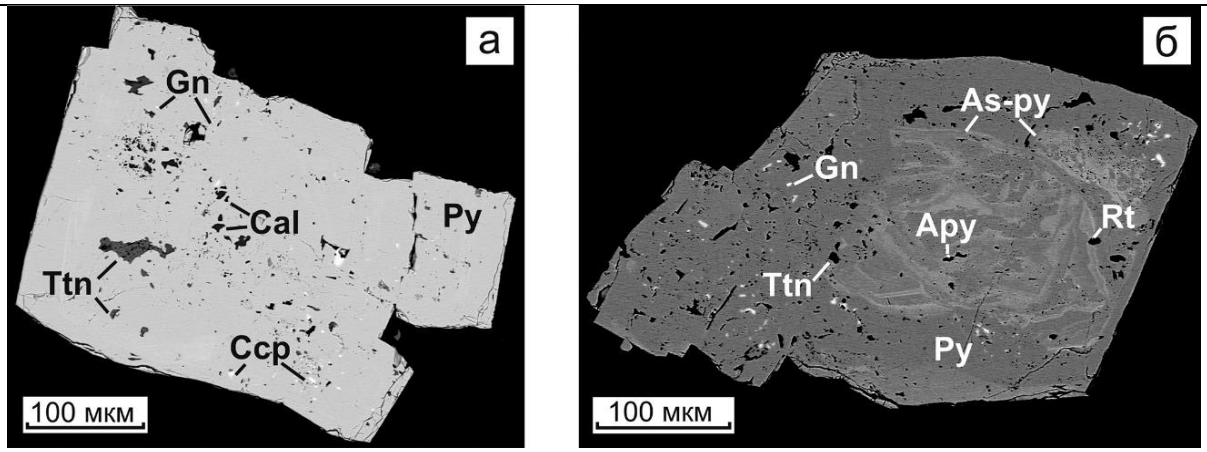


Рисунок 1. BSE-изображения пирита из вулканогенных пород рудопроявления Карьерное: а – минеральные включения в кристалле пирита; б – зональное распределение мышьяка в пирите.

Условные обозначения минералов: Apy – арсенопирит; As-Py – мышьяковистый пирит; Cal – кальцит; Ccp – халькопирит; Gn – галенит; Py – пирит; Rt – рутил; Ttn – титанит.

Определение урана и тория производится методом изотопного разбавления. Для этого выполняется полное разложение кварцевой ампулы, с заключенными в ней продуктами термического разложения пирита (пирротин и сера), которые содержат примеси урана и тория. Разложения проводятся в смеси кислот (царская водка, HF и $HClO_4$) с добавлением смешанного трассера ^{230}Th-^{235}U при температуре 130 °C в течение 24 часов. Измерение изотопных отношений ^{235}U/^{238}U и ^{230}Th/^{232}Th выполнено на ELEMENT XR ICP MS (ГЕОХИ РАН). Для оценки точности измерения проведена аналогичная процедура с апатитом Durango, признанным международным стандартом для U-Th-He метода. Среднее значение U-Th-He возраста рассчитано в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018). Ввиду большого размера зерен поправка на ядра отдачи не вводилась.

Концентрация гелия в пирите из рудопроявления Карьерное лежит в диапазоне 9.40 – 3.27 10^{-8} см^3/г, что существенно выше, чем концентрации захваченного флюидом гелия (Yakubovich et al., 2019). Содержание урана 0.54 – 1.68 мкг/г (Th/U = 0.46).

Первые предварительные результаты U-Th-He датирования пирита из туффитов рудопроявления Карьерное показывают возраст – 415±8 млн лет, что соответствует лохковскому веку раннего девона. Этот возраст близок к верхнему возрастному пределу формирования тоупугольской толщи и, вероятно, соответствует одному из ранних – колчеданных этапов рудообразования в Тоупугол-Ханмейшорском рудном узле.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 22-77-10088.

Волчков А.Г., Кряжев С.Г. Вещественный состав, условия локализации и формирования золотого оруденения Новогодненского рудного поля. Тоупугол-Ханмейшорская площадь, Полярный Урал. Отчет по договору № 6д. М.: ЦНИГРИ. 2005. 150 с.

Flowers R.M., Zeitler P.K., Danišík M., Reiners P.W., Gautheron C., Ketcham R.A., Metcalf J.R., Stockli D.F., Enkelmann E., Brown R.W. (U-Th)/He Chronology: Part 1. Data, Uncertainty, and Reporting // GSA Bulletin. 2022. April. P. 1–33.

Yakubovich O.V., Vikentyev I.V., Bryanskiy N.V., Zarubina O.V., Gorokhovskii B.M. Dating pyrite by radiogenic helium: new approach to determine the age of hydrothermal processes // Life with Ore Deposits on Earth – 15th SGA Biennial Meeting 2019 Proceedings. Glasgow, 2019. Vol. 1. P. 194–197.

Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., Kotov A. U-Th-He geochronology of pyrite from the Uzelga VMS deposit (South Urals) – new perspectives for direct dating of the ore-forming processes // Minerals. 2020. Vol. 10 (629). P. 1–20.

Vermeesch P. Isoplot R: A free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. Vol. 9 (5). P. 1479–1493.

О лампрофиллите из ущелья Гакмана (гора Юкспор, Хибинский щелочной массив): история изучения и новые данные

Ильин Г. С.[1], Аксенов С. М.[1]

[1]*ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты, g.ilin@ksc.ru*

Введение.

Хибинский щелочной массив расположен на Кольском п-ове. Большой интерес с точки зрения минералогии представляют комплексы рисчорритов, проходящие через центральную часть Хибин (Яковенчук, 1999). Один из участков с обнажением рисчорритов находится в южной части массива в ущелье Гакмана горы Юкспор (рис. 1).



Рисунок 1. Карта Хибинского массива с расположением ущелья Гакмана (отмечено красным кругом).

В конце лета 1921 г. эти места впервые посетила экспедиция под руководством академика А.Е. Ферсмана. По его инициативе пустынное извилистое ущелье и протекающая по нему река получили имя одного из первопроходцев Хибин XIX века – финского петрографа Виктора Гакмана. На крутых склонах средней части ущелья обнажается множество крупных пегматитов и небольших прожилков с редкими минералами: юкспорит, мозандрит-(Ce), перлиалит, лампрофиллит и др. (Яковенчук, 1999).

До сих пор периодически возникают споры по диагностике редкой разновидности тонкоигольчатых спутанно-волокнистых агрегатов лампрофиллита из ущелья Гакмана, ввиду его сильного внешнего сходства с астрофиллитом (Бонштедт, 1937). Целью нашей работы было проследить историю развития представлений о наличии и распространении данного минерального вида в указанном районе Хибинского щелочного массива и детальное изучение их методами рентгеноструктурного анализа.

История открытия лампрофиллита.

Лампрофиллит является первым новым минералом, открытым на территории Хибинского щелочного массива. В 1887 г. состоялась большая комплексная экспедиция, снаряженная по инициативе профессора Ю. Пальмена и Общества исследователей фауны и флоры в Гельсингфорсе при содействии Императорского Александровского университета. В состав

экспедиции вошли: зоологи Ю. Пальмен, К. Эдгрен и Р. Энвальд, ботаники О. Чильман и В. Бротериус, геодезист и картограф А. Петрелиус, геолог В. Рамсей и другие.

Одним из важнейших результатов стало открытие и изучение горного массива Луявр-урт, известного сейчас как Ловозерские тундры. В. Рамсей очень заинтересовался обнаруженными горными породами – нефелиновыми сиенитами. Вскоре в журнале «Fennia» (Ramsay, 1890) вышла его статья «Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola», где были описаны особенности состава пород, девять известных на тот момент минералов и пять новых минеральных видов, оставшихся под номерами без названий.

В рамках изучения истории открытия лампрофиллита нас интересует описанный В. Рамсеем неизвестный минерал под номером два: «В одном из типов породы встречен желто-коричневый минерал, образующий многочисленные скопления крошечных кристаллов. <…> Отдельные включения этого минерала достигают длины в 1 см, причем цвет и почти слюдоподобная спайность дают определенное сходство с астрофиллитом.» (Ramsay, 1890).

В 1891-1892 гг. В. Рамсеем были организованы новые экспедиции на Кольский п-ов – на этот раз целью стал непосредственно Хибинский массив, расположенный к западу от Ловозерских тундр. К исследователям присоединился также и петрограф В. Гакман. Научные результаты, опубликованные в 1894 г., имели большое значение для последующего геологического и минералогического изучения данного района. Одним из итогов стало описание первого нового минерального вида Кольского п-ова: «… средне-мелкозернистый луяврит обнаруженный между Ангвундасчорром и Маннепахком помимо эвдиалита содержит желтый чешуйчатый астрофиллитоподобный минерал, который мы назвали лампрофиллитом.» (Ramsay, 1894). Его название произошло от двух греческих слов «Λάμπρος» и «φύλλον», что можно перевести как «блестящие листья». Согласно современной номенклатуре, утвержденной Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (КНМНК ММА), минерал лампрофиллит с идеализированной химической формулой $(SrNa)Ti_2Na_3Ti(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2$ является членом надгруппы сейдозерита (Sokolova, 2017).

Исторический обзор находок астрофиллита и лампрофиллита в ущ. Гакмана г. Юкспор.

Как было указано выше, первое обследование ущ. Гакмана состоялось в 1921 г. в рамках экспедиции Академии наук под руководством академика А.Е. Ферсмана: «После теплой ночи наступил прекрасный день, в который мы решили посетить ту долину, которая глубоко врезалась в Юкспор на 5-7 км. Эта поразительная долина-ущелье, совершенно ускользнувшая от внимательного глаза Рамзая, является одним из интереснейших районов Хибинских Тундр.» (Ферсман, 1925). Среди находок на этом маршруте был описан радиально-лучистый астрофиллит, а также астрофиллит в альбитовой породе: «плато и спуск в долину были богаты различного рода жильными полями с огромным преобладанием астрофиллита, что местами превращало породу в астрофиллитовый «гнейс» (Ферсман, 1925).

На обилие самого разного по внешнему виду астрофиллита указывает в 1931 г. и участница экспедиций Академии наук Н. Н. Гуткова, проводившая за год до этого минералогическую съемку г. Юкспор (Гуткова, 1931). Но уже через три года Нина Николаевна сообщит об обнаружении небольшого количества редкой волокнистой разновидности лампрофиллита из ущ. Гакмана, который изначально был ошибочно принят за астрофиллит (Гуткова, 1934). Стоит особо отметить, что развитие представлений о минералогии ущ. Гакмана в те годы было напрямую связано с поиском и разведкой массивных жил, содержащих ринколит и ловчоррит (устаревшее название скрытокристаллической разновидности мозандрита-(Ce)), поскольку в 1933-39 гг. в ущелье работал опытный ловчорритовый рудник.

В 1937 г. Э.М. Бонштедт и И.Д. Борнеман-Старынкевич опубликовали обобщенную информацию о разновидностях лампрофиллита и его новом выявленном типе: «Совершенно особое место занимают выделения игольчато-волокнистого лампрофиллита.» (Бонштедт, 1937). Отмечаются и трудности в диагностике: «Лампрофиллит, хотя внешне и очень похож на астрофиллит, все же не является его аналогом. <…> Особенно большим внешним сходством обладают волокнистые разности лампрофиллита и астрофиллита, которые обычно разными авторами описываются как «волокнистый астрофиллит». (Бонштедт, 1937).

В 1999 г. вышло крупное издание «Минералы Хибинского массива» (Яковенчук, 1999), обобщившее данные о минералогии массива за предыдущие десятилетия. В общей информации по хибинскому астрофиллиту, а также в описании одного из пегматитов ущ. Гакмана упомянуто наличие золотисто-коричневых иголок и волокнистых масс. Для лампрофиллита наличие подобных тонковолокнистых агрегатов не указано.

Одна из последних публикаций, отражающих минеральное разнообразие исследуемого объекта, вышла в номере журнала Геологического института КНЦ РАН «Тиетта» (Фришман, 2015). Автор указывает уже на большое количество лампрофиллита в так называемом Юкспоритовом логе: «здесь встречаются более мощные жилы, сложенные волокнистым лампрофиллитом, реже астрофиллитом…». К сожалению, более точных данных о диагностике лампрофиллита или астрофиллита в статье не приведено.

Экспериментальная часть.

Сбор образцов для исследований производился в летние сезоны 2021-22 гг. в средней части ущ. Гакмана. Часть материала была найдена в Юкспоритовом логе в правом борту ущ. Гакмана (координаты N 67.667 E 33.810). Другая часть подобного материала была собрана из каменных осыпей на середине противоположного склона ущелья над бывшей промплощадкой опытного ловчорритового рудника (координаты N 67.667 E 33.834).

Диагностика отобранных образцов минералов проводилась на монокристальном рентгеновском дифрактометре Rigaku XtaLAB Synergy-S (Mo*K*α-излучение). Для золотисто-коричневого тонкоигольчатого минерального агрегата из обломочного материала Юкспоритового лога были получены следующие параметры триклинной элементарной ячейки: a = 5.365 Å, b = 11.610 Å, c = 11.810 Å, α = 64.65°, β = 77.10°, γ = 85.96°. Для темно-коричневого тонкоигольчатого спутанного агрегата с противоположного склона ущелья параметры триклинной элементарной ячейки следующие: a = 5.352 Å, b = 11.650 Å, c = 11.830 Å, α = 64.20°, β = 77.10°, γ = 85.30°. По результатам диагностики более светлых по цвету желто-коричневых и светло-бронзовых спутанно-волокнистых агрегатов были получены следующие данные. Параметры моноклинной элементарной ячейки для образца из Юкспоритового лога: a = 19.408 Å, b = 7.060 Å, c = 5.399 Å, β = 96.98°; для минерала с противоположного склона ущелья: a = 19.410 Å, b = 7.070 Å, c = 5.395 Å, β = 96.7°. На основе первичных данных, полученных методом рентгеноструктурного анализа, можно с уверенностью утверждать, что первые два образца являются представителями надгруппы астрофиллита (с большой долей вероятности, непосредственно астрофиллитом), а третий и четвертый – представителями структурного семейства лампрофиллита (для более точного отнесения к тому или иному минеральному виду необходимо знать точно химический состав и, в частности, соотношения Sr:Ba и F:OH) (рис. 2).

Обсуждение результатов.

Минералы родственные лампрофиллиту относятся к обширному структурному семейству гетерофиллосиликатов основу структуры которых составляют трехслойные *HOH* модули (Rastsvetaeva, 2016). Центральный *O* слой образован реберно-связанными MO_6-октаэдрами, а внешние гетерополиэдрические *H*-сетки состоят из Si_2O_7 диортогрупп, объединенных с помощью LO_6-октаэдров (или LO_6-пятивершинников) в соотношении L : (Si_2O_7) = 1 : 1. Общая формула минералов, родственных лампрофиллиту, имеет вид (Z = 2): $A_2[M1M2_2M3X_2][L_2O_2(Si_2O_7)_2]$, где A = Ba, Sr, K, Na; $M1$ = Na, Mn^{2+}; $M2$ = Na, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Ca; $M3$ = Ti, Mn^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Fe^{2+}; L = Ti, Fe^{3+}; X = OH, F, O. Катионные $M1$–3 позиции располагаются в MO_6 октаэдрах октаэдрического *O*-слоя *HOH*-модуля. Большинство минералов со структурным типом лампрофиллита характеризуются преобладанием OH^- групп или (реже) F^- в анионной X-позиции. В настоящее время известно девять минеральных видов со структурным типом лампрофиллита (Rastsvetaeva, 2016): лампрофиллит, фторлампрофиллит, баритолампрофиллит, фторбаритолампрофиллит, набалампрофиллит, эммерихит, лилейит, эрикссонит и ферроэрикссонит. Кроме того, исходя из принципа родственности структурных типов, а также стехиометрии, в данную минералогическую группу предлагается относить также минерал шюллерит (Aksenov, 2021). Благодаря широкому изоморфизму как в катионных, так и в анионной позициях минералы со структурным типом лампрофиллита могут обладать широкими вариациями химических составов, что требует детального изучения не только их химического состава, но также и кристаллических структур. Близость внешних признаков минералов

родственных лампрофиллиту с минералами надгруппы астрофиллита, а также схожие принципы строения их кристаллических структур (Ямнова, 2022), существенно усложняют их диагностику и требуют комплексного подхода к их изучению.

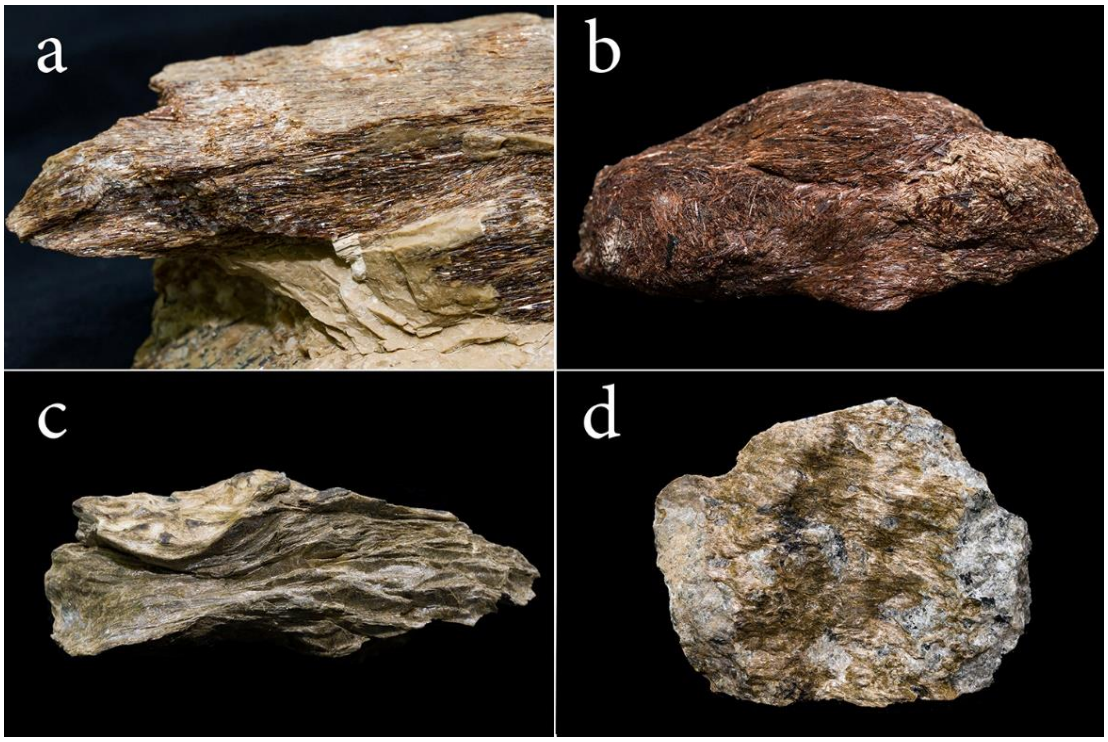


Рисунок 2. Образцы минералов из ущелья Гакмана: a – астрофиллит, Юкспоритовый лог (поле зрения 5 см); b – астрофиллит, левый борт ущ. Гакмана (9x5 см); c – лампрофиллит, Юкспоритовый лог (10x5 см); d – лампрофиллит, левый борт ущ. Гакмана (10x9 см).

Выводы.

В результате исследования подтверждено, что мелко-игольчатые и спутанно-волокнистые агрегаты желто-коричневого и светло-бронзового цвета являются минералами со структурным типом лампрофиллита. Судя по всему, такая разновидность лампрофиллита распространена в средней части ущ. Гакмана, но крайне редка в других районах Хибинского щелочного массива. Именно ее долгое время могли ошибочно принимать за разновидность астрофиллита и «астрофиллитовый гнейс». Выявленный среди образцов волокнистый и мелкоигольчатый астрофиллит визуально имеет более темно-коричневый цвет и чуть более крупные размеры отдельных кристаллов в агрегате. Дальнейшая диагностика с целью точного установления минерального вида предполагает детальное изучение химического состава и расшифровку кристаллических структур отобранных образцов.

Бонштедт Э.М., Борнеман-Старынкевич И.Д. Лампрофиллит // Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / под ред. акад. А.Е. Ферсмана, проф. Н.А. Смольянинова и Э.М. Бонштедт. М. Л.: Изд-во АН СССР. 1937. С. 343-354.

Гуткова Н.Н. Маршрут 2. Хибиногорск – ущелье Гакмана – плато Юкспора // Путеводитель по Хибинским Тундрам / под ред. акад. А.Е. Ферсмана. Л.: Изд-во АН СССР. 1931. С. 111-114.

Гуткова Н.Н. К минералогии горы Юкспор // Труды СОПС. 1934. Вып. 8. Кольская серия. С. 7-108.

Ферсман А.Е. Маршруты экспедиции 1921 года // Хибинские и Ловозерские тундры. Т. I. Маршруты / отв. ред. А.Е. Ферсман. М. 1925. С. 42-77.

Фришман Н.И. За аленьким цветочком // Тиетта. № 3 (33). 2015. С. 1-9.

Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П. Минералы Хибинского массива. М. 1999.

Ямнова Н.А., Аксенов С.М. Новые данные о минералах надгруппы астрофиллита: кристаллохимические механизмы образования триклинной и моноклинной структур // Кристаллография. 2022. Т. 67. № 2. С. 153–169.

Aksenov S.M., Ryanskaya A.D., Shchapova Yu.V., Chukanov N.V., Vladykin N.V., Votyakov S.L., Rastsvetaeva R.K. Crystal chemistry of lamprophyllite-group minerals from the Murun alkaline complex (Russia) and pegmatites of Rocky Boy and Gordon Butte (USA): single crystal X-ray diffraction and Raman spectroscopy study // Acta Crystallographica B. 2021. V. 77. № 2. P. 287–298.

Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola // Fennia. III. 1890. N:o 7.

Ramsay W., Hacman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola // Fennia. XI. 1894. N:o 2.

Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Aksenov S.M. The crystal chemistry of lamprophyllite-related minerals: a review // European Journal of Mineralogy. 2016. V. 28. № 5. P. 915–930.

Sokolova E., Cámara F. The seidozerite supergroup of TS-block minerals: nomenclature and classification, with change of the following names: rinkite to rinkite-(Ce), mosandrite to mosandrite-(Ce), hainite to hainite-(Y) and innelite-1T to innelite-1A // Mineralogical Magazine. 2017. V. 81. № 6. P. 1457–1484.

Особенности оценки химического состава минеральных включений в природных алмазах перидотитового парагенезиса и минералов из мантийных ксенолитов перидотитов с помощью метода Рамановской спектроскопии

Калугина А.Д.[1,2], Зедгенизов Д.А.[1]

[1]*ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, anastaskalugina@gmail.com*
[2]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*

Минеральные включения в природных алмазах и минералы из мантийных ксенолитов несут ценную информацию о химических и физических параметрах мантии Земли. Частыми минералами перидотитовой ассоциации являются оливин (форстерит), ортопироксен (энстатит), гранат (богатый хромом пироп), хромшпинель (хромит), клинопироксен (Cr-диопсид) и Fe-Ni-сульфиды (Соболев и др., 1973).

Широкое использование Рамановской спектроскопии в минералогии, в первую очередь, обусловлено тем, что этот метод не разрушает исследуемый материал, не инвазивен и не требует специальной пробоподготовки. С помощью метода Рамановской спектроскопии можно получить данные о химических и структурных характеристиках материала. Обычно, в минералогических исследованиях Рамановскую спектроскопию используют для идентификации минеральных фаз. Однако, особый интерес представляет построение методики оценки химического состава минеральных включений в природных алмазах. Химический состав минералов силикатов влияет на энергии растяжения и кручения связи Si-O и, соответственно, на характер их Рамановских спектров. В Рамановских спектрах для силикатов одного минерального вида изменение их химического состава может отражаться в изменении частоты положений и интенсивности мод, вплоть до исчезновения или проявления (в т.ч. расщепления) некоторых пиков (Huang et al., 2000; Berasni et al., 2009).

Исследованные включения оливинов в природных алмазах и оливины из ксенолитов перидотитов близки по своему химическому составу. Для включений в алмазах были зафиксированы вариации химического состава в пределах SiO_2 40 - 42,2 мас.%, Cr_2O_3 < 0,13 мас.%, MgO 48,2 - 51,5 мас.%, MnO < 0,15 мас.%, FeO 6,3 - 9,43 мас.%, CaO < 0,06 мас.%, Mg# 0,9 - 0,935. Для оливинов из ксенолитов перидотитов наблюдались вариации химического состава в пределах значений SiO_2 41 – 41,4 мас.%, Cr_2O_3 < 0,05 мас.%, MgO 49,3 - 50,4 мас.%, MnO 0,11 - 0,12 мас.%, FeO 7,6 -8,9 мас.%, CaO < 0,05 мас.%, Mg# 0,908 – 0,921. В Рамановских спектрах оливинов в частотном диапазоне валентных колебаний в SiO_4- тетраэдре обычно проявлены два наиболее интенсивных пика (BD1 ~820 $см^{-1}$) и (BD2 ~850 $см^{-1}$). Наблюдаемые пики совместно образуют дуплет и отражают колебания связи Si-O. Для мод этих пиков (BD1 и BD2) в Рамановских спектрах включений оливинов в разных алмазах были отмечены вариации положения от 822,4 до 824,9 $см^{-1}$ и от 854,7 до 858,3 $см^{-1}$, соответственно. В Рамановских спектрах оливинов из ксенолитов перидотитов вариации пиков (BD1 и BD2) наблюдались в интервалах 822,4-822,7 $см^{-1}$ и 853,9-854,9 $см^{-1}$. Для оливинов были выявлены значимые положительные корреляции между смещениями пиков мод валентных колебаний связи Si-O и Mg# (r = 0,66 для BD1 и r =0,69 для BD2). Наблюдаемые корреляции подтверждают, что смещения пиков валентных колебательных мод в Рамановском спектре оливина отражает изоморфизм форстерит – фаялит.

Исследованные ортопироксены по своему составу довольно близки к энстатитам и для них наблюдались относительно узкие вариации содержаний главных компонентов. Химический состав изученных включений ортопироксенов в природных алмазах расположен в интервалах значений: SiO_2 55,5 – 58,5 мас.%, MgO 33,6 – 36,7 мас.%, FeO 4,1 – 6,88 мас.%, Al_2O_3 0,12-0,78 мас.%, Cr_2O_3 0,13-0,45 мас.%, CaO 0,18-0,82 мас.%, Mg# 0,917–0,932. Химический состав ортопироксенов из ксенолитов варьирует в интервалах: SiO2 57,5 – 58,3 мас.%, MgO 34,6 – 36,4

мас.%, FeO 4,89 – 5,39 мас.%, Al_2O_3 0,45 - 0,63 мас.%, Cr_2O_3 0,18 - 0,33 мас.%, CaO 0,27- 0,92 мас.%, Mg# 0,92 -0,927. В Рамановских спектрах исследованных ортопироксенов разного состава для мод валентных колебаний в SiO_4-тетраэдре наблюдались следующие смещения: 661,5-665,9 $см^{-1}$ (ν_{11}), 682,1-688,2 $см^{-1}$ (ν_{12}), 1009,4-1018,1 $см^{-1}$ (ν_{16}) и 1023,2-1037,5 $см^{-1}$ (ν_{17}) – для включений ортопироксенов в алмазах; 661,7-662,5 $см^{-1}$ (ν_{11}), 682,2-683,8 $см^{-1}$ (ν_{12}), 1009,5-1011,4 $см^{-1}$ (ν_{16}) и 1023,5-1030,3 $см^{-1}$ (ν_{17}) – для ортопироксенов из ксенолитов. Для ортопироксенов были отмечены несколько значимых корреляций между смещением интенсивных мод валентных колебаний связи Si-O и изменением химического состава: для дуплета мод ν_{11} - ν_{12} наблюдалась положительная корреляция с Mg# (r = 0,59 и r = 0,55). Положения пиков моды ν_{17} также зависят от содержаний MgO (r = 0,57). Выявленные корреляции свидетельствуют о влиянии изоморфизма энстатит – ферросилит на смещения положений этих мод.

Включения клинопироксенов перидотитового парагенезиса представляют собой хром-диопсиды (Cr_2O_3 0,31–5,74 мас.%; CaO 12,81–22,9 мас.%; MgO 12,25–18,3 мас.%) с относительно низкими содержаниями FeO 1,81–3,45 мас.%, Al_2O_3 0,31–5,41 мас.%, и Na_2O 0,28–5,09 мас.%. Для таких включений также характерны относительно высокие значения Mg# 0,871–0,944 и Cr# 0,172–0,643. Клинопироксены из ксенолитов перидотитов не проявляют широких вариаций химического состава (MgO 16,2–20 мас.%; FeO 1,92–4,62 мас.%; CaO 17–20,7 мас.%; Na_2O 2,01–7,01 мас.%; Al_2O_3 0,82–2,71 мас.%; Cr_2O_3 0,80–1,21 мас.%). Для них так же как и для включений перидотитовых клинопироксенов в алмазах характерны высокие значения Mg# 0,872–0,941 и Cr# 0,171–0,45. Для исследованных клинопироксенов разного состава наблюдалось изменение положения моды валентных колебаний $Si\text{-}O_{br}$ (ν_{11}) в диапазонах 665,6–675,5 $см^{-1}$ для включений клинопироксенов в алмазах и 666,8–670,9 $см^{-1}$ для клинопироксенов из ксенолитов перидотитов. Положения моды валентных колебаний $Si\text{-}O_{nbr}$ (ν_{16}) варьировали в диапазонах 1010,1 -1015,3 $см^{-1}$ для включений клинопироксенов в алмазах и 1011,3-1013,2 $см^{-1}$ для клинопироксенов из ксенолитов. Были выявлены несколько значимых корреляций между Рамановскими смещениями пиков моды ν_{11} и содержаниями главных компонентов: две хорошо проявленные положительные зависимости от содержаний Na_2O (r = 0,95) и Al_2O_3 (r = 0,97) и две сильные отрицательные зависимости от содержаний CaO (r = -0,88) и MgO (r = -0,92). Однако, для содержаний Cr и Fe нами не было выявлено значимых зависимостей от смещений положений основных Рамановских мод в спектре клинопироксена. Отсутствие этих зависимостей вероятно связано со способность атомов Cr и Fe с разными валентностями (II и III) занимать различные позиции ($M2O_8$ или $M1O_6$) в структуре клинопироксена (Safonov et al., 2004). Выявленные корреляции могут быть описаны регрессионными линиями Деминга как функции химического состава от положения пиков моды ν_{11}:

$$CaO = -0{,}61\ \nu_{11} + 427{,}4 \quad (1)$$

$$MgO = -0{,}71\ \nu_{11} + 493{,}9 \quad (2)$$

$$Na_2O = 0{,}37\ \nu_{11} - 251{,}3 \quad (3)$$

$$Al_2O_3 = 0{,}81\ \nu_{11} - 545{,}2 \quad (4)$$

, где Na_2O, Al_2O_3, CaO, MgO – содержания оксидов в мас.%, ν_{11} – частота положения пика моды ν_{11} в $см^{-1}$.

Данные по содержаниям главных компонентов рассчитанные с помощью уравнений регрессий (1-4) имеют хорошую сходимость с данными рентгеноспектрального микроанализа. Расхождения между данным рассчитанными на основе Рамановской спектроскопии и данными микрозондового анализа имеют модовые значения: 1,1 мас. % для CaO (< 5 мас.%), 0,6 мас.% для MgO (< 4,2 мас.%), 0,4 мас.% для Na_2O (< 2,5 мас.%), 0,5 мас.% для Al_2O_3 (< 2,5 мас.%). Некоторые завышенные расхождения и «вылеты» могли возникнуть, потому что Cr и Fe не учитывались при построении регрессионных уравнений.

Исследованные включения гранатов в алмазах попадают в области составов гранатов гарцбургитовых, лерцолитовых и верлитовых разновидностей. Для них характерны повышенные содержания Cr_2O_3 (3,91–15,9 мас.%) и MgO (18,3–23,9 мас.%), а также широкие вариации содержаний CaO (0,92–8,22 мас.%) и FeO (5,92–8,44 мас.%). Содержание MnO варьируют в пределах 0,24–0,46 мас.%; TiO_2 и Na_2O не превышает 0,63 мас. % и 0,18 мас. %, соответственно. В Рамановских спектрах исследованных включений гранатов в алмазах наиболее сильные интенсивные моды проявлены в частотных диапазонах деформационных колебательных ν_2 (549,4

- 559,6 см$^{-1}$) и валентных колебательных ν_1 (910,9 - 921,7 см$^{-1}$) вибраций в SiO_4-тетраэдре, также, в спектрах перидотитовых гранатов обычно хорошо проявлена мода валентных колебаний ν_3 (854,9 - 870,2 см$^{-1}$).

Для пиков валентных колебательных мод (ν_1, ν_3) наблюдались сильные смещения от содержаний Ca и Mg. Пики моды ν_1 показывают отрицательную корреляцию от содержаний Ca (r = -0,83) и положительную корреляцию от содержаний Mg (r = 0,81) Эти корреляции могут быть описаны уравнениями линейной регрессии:

$Ca = - 0{,}064\ \nu_1 + 58{,}725$ (5)

$Mg = 0{,}056\ \nu_1 - 48{,}645$ (6)

, где ν_1 - частота пика моды ν_1 в см$^{-1}$, Ca – содержание Ca в ф.е. и Mg – содержание Mg в ф.е.

Смещения пиков моды ν_3 также коррелируют с содержаниями Ca (r = -0,94) и Mg (r = 0,89). Такие зависимости описываются уравнениями:

$Ca = - 0{,}054\ \nu_3 + 46{,}604$ (7)

$Mg = 0{,}048\ \nu_3 - 39{,}268$ (8)

, где ν_3 - частота положения пика моды ν_3 в см$^{-1}$, Ca– содержание Ca в ф.е. и Mg – содержание Mg в ф.е.

Положение Рамановских пиков деформационной колебательной моды ν_2 линейно зависит от содержаний Al (r = 0,89) и Cr (r = -0,85). Выявленные корреляции описываются уравнениями регрессии:

$Al = 0{,}089\ \nu_2 - 48{,}244$ (9)

$Cr = - 0{,}084\ \nu_2 + 47{,}381$ (10)

, где ν_2 – частота пика моды ν_2 в см$^{-1}$, Al – содержание Al в ф.е и Cr – содержание Cr в ф.е.

Выявленные корреляции между смещением положений пиков основных Рамановских мод исследованных гранатов и содержаниями главных химических компонентов, а также построенные для них уравнения регрессии могут быть использованы для количественной оценки химического состава включений. Полагая, что содержания Fe^{3+} в гранатах мантийных парагенезисов крайне малы, а Fe^{2+} совместно с Ca и Mg занимают позицию MeO_8 и их сумма равна 3 ф.е., можно составить две системы на основе уравнений (5,6) для моды ν_1 и (7,8) для моды ν_3 и оценить содержания компонента альмандина. Таким образом, в системе, где были использованы уравнения (5, 6), ошибки оценки доли пирона-кнорринга составляла ~1-2 % компонента (< 10 % компонента), для альмандина наблюдались расхождения ~1 % компонента (<4 % компонента), для гроссуляра - ~2 % компонента (8 % компонента). Для системы, где использовались уравнения (7, 8), ошибка в оценки доли пирона-кнорринга составляет ~1% компонента (<7% компонента), для альмандина наблюдались ошибки ~1% компонента (<5% компонента), для гроссуляра - ~1 % компонента (<8 % компонента). Для оценки содержаний Al и Cr использовались уравнения регрессии (9) и (10), соответственно. Полученные оценки имеют погрешности в ~0,05 ф.е. (<0,3 ф.е.) для Cr и ~0,06 ф.е. (<0,3 ф.е.) для Al.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда (грант РНФ № 22-17-00177).

Соболев Н.В., Харькив А.Д., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Хромит-пироксен-гранатовые сростки из кимберлитовой трубки «Мир» // Геология и геофизика. 1973. № 12. С. 15-20.

Bersani D., Ando S., Vignola P., Moltifiori G., Marino I.-G., Lottici P.P., Diella V. Micro-Raman spectroscopy as a routine tool for garnet analysis // Spectrochimica Acta. 2009. V. 73. № 3. P. 484-491.

Huang E., Chen C.H., Huang, T., Lin E.H., Xu J.A. Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes // American Mineralogist. 2000. V. 85. № 3-4. P. 473-479.

Safonov O.G., Litvin Y.A., Perchuk L.L. Synthesis of omphacites and isomorphic features of clinopyroxenes in the system $CaMgSi_2O_6$–$NaAlSi_2O_6$–$KAlSi_2O_6$ // Petrology. 2004. V. 12. № 1. P. 84–97.

Разработка внутрискважинного газового сепаратора

Каминский Я. П.[1], Овезов Б. А.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, jankaminski1802@gmail.com*

Россия является мировым лидером по запасам природного газа, занимает 2-е место по добыче (ежегодно это около 660-670 миллиардов кубометров). Проблема, с которой мы сталкиваемся на уже давно действующих месторождениях, на скважинах – это снижение объемов добычи (Демахин и др., 2011).

Экспериментальная часть. Снижение дебита может быть вызвано не только уменьшением запасов газа в пластах, но также и обводнением скважин, сопровождающееся водопритоком вплоть до самосдавливания скважин (Савинских и др., 2021).

Причин несколько, основными являются: некачественное цементирование эксплуатационных колонн, разрушение цементного камня (рис. 1), устаревание скважин, подъем газоводяного контакта.

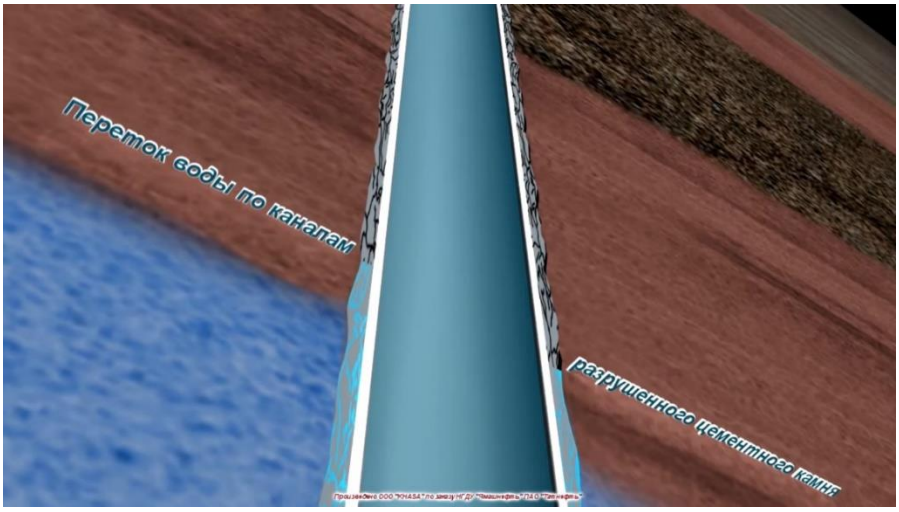


Рисунок 1. Разрушение цементного камня.

Учитывая то, что из них до сих пор ведётся активная работа по добыче полезных ископаемых, мы рассмотрим уже существующие методы решения данной проблемы и разберем их недостатки.

1. Есть нужда периодически продувать скважины в атмосферу и проводить капитальные ремонты (приводит к увеличению эксплуатационных и капитальных затрат);

2. Применение высокопрочных изолирующих жидкостей, а также менее прочных жидкостей на гелевой основе (является вредным для экологии) (Орленкова и др., 2022);

3. Поверхностный газосепаратор ГС-1 (ПАО “Газпром”) широко распространён на месторождениях природного газа (Курмашина и др., 2021).

Для начала стоит понять принцип работы ГС-1: он предназначен для глубокой чистки добываемого или транспортируемого природного, попутного или товарного газа от нефти, газоконденсата, масла, мелкодисперсной, аэрозольной влаги и механических примесей. ГС рассчитан на очень высокую концентрацию газового потока и незначительного жидкостного потока, находящегося в капельном мелкодисперсном состоянии. Он представляет собой вертикальный цилиндрический сосуд, объем которого подбирается в зависимости от количества проходящего через него газа. Изготавливается из углеродистых и низколегированных сталей. Состоит из корпуса, из штуцеров для входа и выхода продуктов. Ниже указан отвод для воды, который выводит уже отделенную воду от газа. ГС-1 рассчитан на условное давление от 1,6 до 6,4 Мпа

А теперь постараемся представить данный аппарат с диаметром, соответствующему диаметру скважины, к которому будет добавлен насос для отвода воды в пласты (рис. 2). Установка будет располагаться выше зоны перфорации, а установка скважинного насоса в интервале близлежащего водоносного горизонтам. Им будет производится закачка отделившейся воды в грунтовые воды. В случае со скважинным сепаратором вода с газом поступает через интервал перфорации в эксплуатационную колонну, откуда потом попадает в сепаратор. После потоки газа и воды разделяются и газ поступает на поверхность, а вода нагнетается обратно в водоносный пласт специальным насосом (Свентский, 2021).

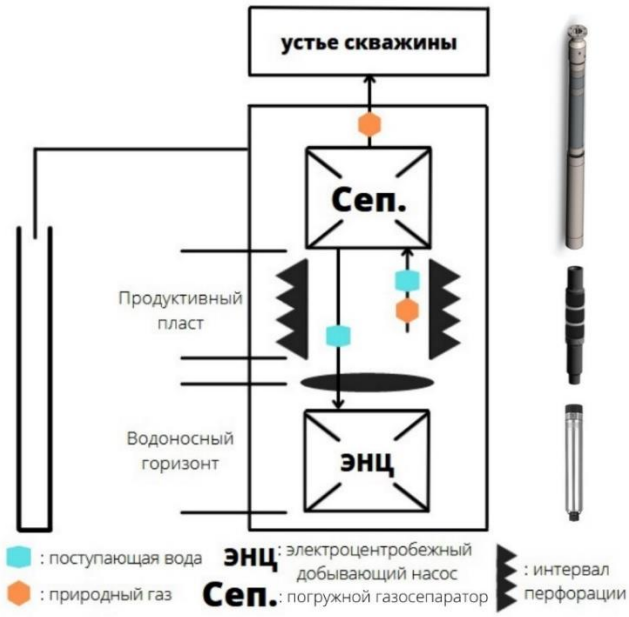


Рисунок 2. Схема сепаратора газа и его положения.

На сегодняшний момент данная технология могла бы помочь сохранить энергию, дебит, время, экологию, силы и средства при добыче газа. Данная технология могла бы стать отличным примером интенсивной добычи природного газа, мы сможем рационально использовать силы и средства при добыче и лишний раз не пробуривать новые скважины, ведь любая газовая скважина – это сотни миллионов рублей. Данная разработка могла бы не просто составить серьёзную конкуренцию тому же ГС-1, но и даже обойти его в спросе.

Научный руководитель: преподаватель кафедры СТБС, К. О. Щербакова. Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе

Демахин С.А., Демахин А.Г. Химические методы ограничения водопритока в нефтяные скважины. Москва: Недра, 2011. 213 с.

Курамшина Э.Р., Овезов Б.А., Соловьев Н. В. Повышение коррозионной стойкости тампонажных материалов в условиях сероводородной агрессии // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 01–02 апреля 2021 года. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. С. 212-214.

Орленкова Е. В., Соловьев Н. В., Щербакова К. О., Овезов Б. А. Проектирование цементных растворов для глубоких, высокотемпературных наклонно-направленных скважин // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 7(127). С. 50-52.

Савинских Д. А., Овезов Б. А., Соловьев Н. В. Изучение и анализ эффективности технологии оснащения скважин умной двойной концентрической лифтовой колонной // Достижения, проблемы и перспективы развития нефтегазовой отрасли : Сборник материалов VI Международной научно-практической конференции, Альметьевск, 25 ноября 2021 года. Альметьевск: Альметьевский государственный нефтяной институт, 2021. С. 77-80.

Свентский, С.Ю. Комплексное проектирование геолого-технологических систем добычи газа крупных месторождений. Тюмень: 2016. 134 с.

Сравнение геохимических характеристик платиноидно-медно-никелевых руд и пород интрузий Норильского района

Канимбуе Л. С.[1]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, ludmilacanhimbue@yandex.ru*

Норильский рудный район, находящийся на северо-западной окраине Сибирской платформы, известен разномасштабными месторождениями цветных и благородных металлов. Оруденение приурочено к гипербазит-базитовым дифференцированным интрузиям Норильского и Талнахского рудных узлов. Состав руд и пород интрузий редко сопоставляется между собой, однако анализ и сравнение геохимических параметров пород и руд позволяет сделать важные выводы не только о составе исходных магм рудоносных комплексов, но и об условиях формирования оруденения.

Генетическую информацию несут не только сами концентрации металлов в породах, но и их отношения, например ∑Pd/∑Ir = (Rh+Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru), Pd/Pt, Ni/Cu, Ag/Au и другие (Гавриленко, 2004; Маракушев и др., 2014).

Для сравнения составов были проанализированы породы, представляющие основные дифференциаты Хараелахского, Талнахского и Вологочанского интрузивов. Изучено распределение металлов платиновой группы, Au, Ag, Ni, Cu в породах и рудах.

Талнахская и Хараелахская интрузии отличаются четко проявленной дифференциацией от рудных оливинитов и плагиоперидотитов до кварцевых габбро-диоритов и лейкогаббро, а также наличием промышленного сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения, что позволяет отнести их к интрузиям норильско-талнахского типа (Малич и др., 2018). В разрезе Вологочанского интрузива, относящегося к зубовскому типу, наблюдается невыдержанность пикритового и такситового горизонтов, преобладание троктолитов и пониженная рудоносность (Служеникин и др., 2020).

В результате проведенных исследований было выявлено, что величина Pd/Pt отношения в породах Талнахского интрузива имеет относительно устойчивый характер: в оливиносодержащих и оливиновых габбро-долеритах 2,3-2,5, в пикритовых габбро-долеритах 2,5-3,6, в такситовых габбро-долеритах 2,9-3,2. В рудах эта величина достигает значения 4,5. Халькопирит-пирротиновые руды Талнахской интрузии максимально обогащены Rh. Отношение Ag/Au меняется от 8 до 20.

Для Хараелахской интрузии среднее значение Pd/Pt отношения составляет 3,23, причем в такситовых габбро-долеритах оно достигает 4,5, а в рудных горизонтах – 7,8. Содержание Au и Ag аналогичны породам Талнахского интрузива.

Концентрация благородных металлов в породах Вологочанского интрузива значительно меньше, чем в породах рудоносных интрузивов, среднее содержание ∑ЭПГ составляет 1,55 г/т. Однако во вкрапленных халькопиритовых медистых рудах содержание ЭПГ сопоставимо с таковыми для сплошных руд Хараелахского интрузива.

Руды изучаемых интрузий характеризуются родий-паладиевой геохимической специализацией, в то время как вмещающие их пикритовые и такситовые габбро-долериты относятся к платино-палладиевому типу (рис.1). Наблюдается сильная корреляция между Pd, Ni/Cu и S, для Pt эти связи слабее. Отношение Ni/Cu в верхних безрудных частях разрезов составляет 0,7-1, в рудоносных горизонтах 0,2-0,7 при преобладающем доминировании Cu.

Спектры распределения ЭПГ, Au, Ag, Ni и Cu в рудах, нормированных на хондрит, имеют положительный наклон графика (рис. 2), что указывает на высокую степень фракционирования легкоплавких платиноидов относительно тугоплавких. Высокие значения величины (Rh+Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru) (до 1689) отражают интенсивность плавления исходного мантийного материала при формировании очагов родоначальных магм. Максимальные показатели соответствуют сплошным петландит-талнахитовым рудам Хараелахского интрузива и вкрапленным халькопиритовым медистым рудам Вологочанского интрузива.

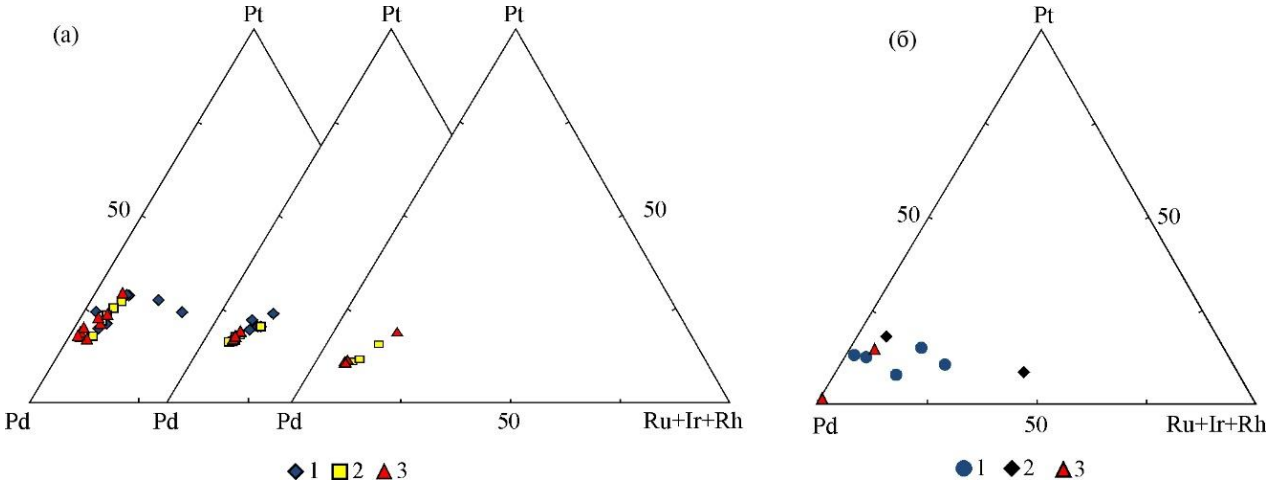


Рисунок 1. Распределение платиновых металлов в породах (а) и в рудах (б) интрузий Норильского района.

а) 1- безрудные оливиновые габбро-долериты; 2- пикритовые габбро-долериты; 3- такситовые габбро-долериты; б) 1- сплошные пентландит-талнахитовые руды Хараелахского интрузива; 2- сплошные халькопирит-пирротиновые руды Талнахского интрузива; 3- вкрапленные халькопиритовые медистые руды Вологочанского интрузива

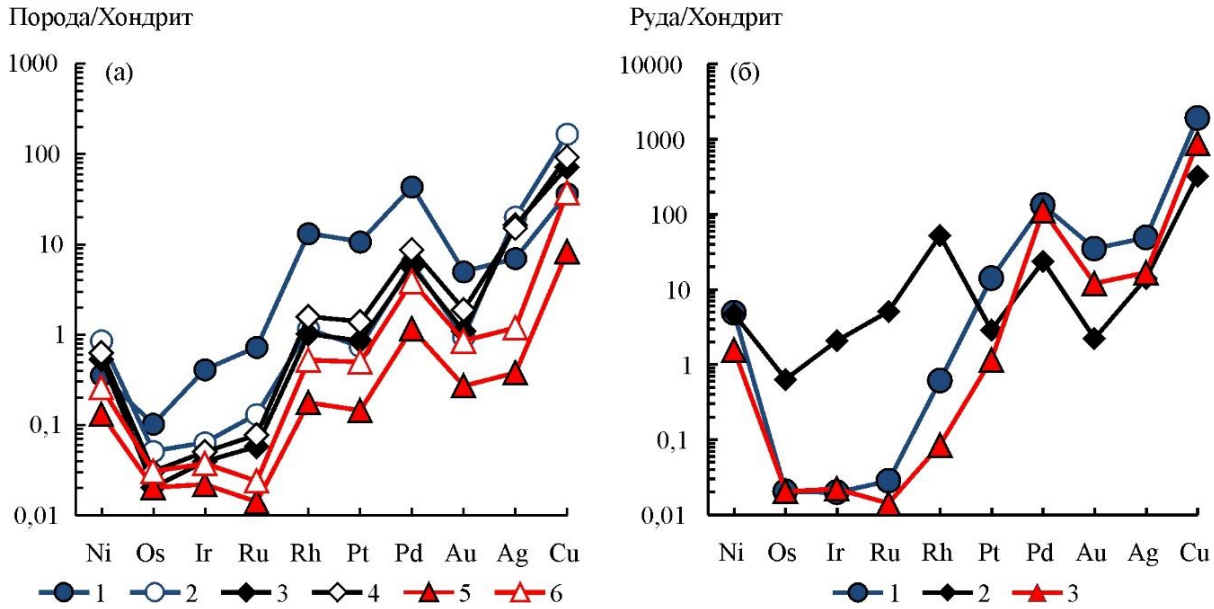


Рисунок 2. Нормированные по хондриту С1 распределения Ni, Cu и благородных металлов в породах (а) и рудах (б) интрузивов Норильского района.

а) Хараелахский интрузив (1 -пикритовый габбро-долерит, 2 - такситовый габбро-долерит); Талнахский массив (3 -пикритовый габбро-долерит, 4 - такситовый габбро-долерит); Вологочанский массив (5-пикритовый габбро-долерит, 6 - такситовый габбро-долерит); б) 1- сплошная пентландит-талнахитовая руда Хараелахского интрузива; 2- сплошная халькопирит-пирротиновая руда Талнахского интрузива; 3-вкрапленная халькопиритовая медистая руда Вологочанского интрузива.

В целом спектры распределения рассматриваемых металлов в рудах Хараелахского и Вологочанского интрузивов схожи по топологии, что свидетельствует о близком составе расплавов, сформировавших эти интрузивы. В рудах и габбро-долеритах этих двух интрузий графики распределения металлов сильно отличаются, что свидетельствует либо о разном составе исходных расплавов, либо об интенсивных метасоматических изменениях ультрабазитов при формировании руд (Krivolutskaya et al., 2019). Иная картина отмечается для Талнахской интрузии, где составы руд и вмещающих их пород аналогичны. Во всех типах руд отчетливо проявлена отрицательная аномалия Os и положительная аномалия Pd.

Таким образом, для проанализированных пород характерна платино-палладиевая геохимическая специализация, для руд - родий-паладиевая. Сопоставление химического состава пород Талнахского, Хараелахского и Вологочанского интрузивов свидетельствует об их близком составе, несмотря на разные степени рудоносности.

Гавриленко Б.В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита: дис….док. геол.-мин. наук: 25.00.11 / Гавриленко Борис Викторович. Апатиты, 2003. 399с.

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.

Маракушев А.А., Панеях Н.А., Маракушев С.А. сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация. – М.: ГЕОС. 2014. 184 с.

Служеникин С. Ф., Малич К. Н., Туровцев Д. М., Григорьева А. В., Баданина И. Ю. Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность // Петрология. 2020. Т. 28. №. 5. С. 511-544.

Krivolutskaya N. A., Gongalsky B. I., Kedrovskaya T. B. et al. Geology of the western flanks of the Oktyabr'skoe deposit, Noril'sk district, Russia: Evidence of a closed magmatic system // Mineralium Deposita. 2019. Vol. 54. №. 4. С. 611-630.

Петрографические особенности и генезис Мольтыканского массива (Арктическая Чукотка)

Капарушкина Т. С.[1]

[1]*ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, tan7034@yandex.ru*

Объект и методы исследования. Объектом исследования является Мольтыканский массив, расположенный в бассейнах рек Мотлыкан, Сборный, Хрустальный, Южный Рыннэт, верховья р.р. Жэйны-рыннэт, Уттыкин, Мэчек. Данный массив находиться в пределах Чаунской складчатой зоны Чукотской складчатой системы (Геология СССР…,1970). Цель работы заключалась в оценке состава разнообразных горных пород Мольтыканского массива и выделении его главных петрографических разновидностей. Этот массив является составным фрагментом Мольтыканского граносиенит-гранодиорит-гранитового комплекса. Интрузивные образования этого комплекса имеют раннемеловой возраст (107±1 млн лет) (Тихомиров,2011).

Мольтыканский массив занимает площадь около 1600 км^2 и несколько вытянут в северо-восточном направлении. Гранитоиды метаморфизуют осадочные отложения триаса, с меловыми вулканитами контакт холодный. Состав Мольтыканской интрузии довольно однороден. Наибольшим распространением пользуются умеренно-кислые роговообманково-биотитовые граниты нормального и субщелочного ряда. При этом породы севера и северо-востока интрузива ближе к нормальному ряду, породы южной части – субщелочные. В северо-восточной части закартированы поля, сложенные гранодиоритами, биотитовыми гранитами, где среди субщелочных гранитов отмечаются также кварцевые сиениты, кварцевые монцониты. Породы связаны между собой постепенными переходами. Подавляющая часть гранитоидов имеет порфировидную структуру, обусловленную развитием порфирокластов позднего калиевого полевого шпата. При этом порфировидность наиболее резко выражена у мелкозернистых разностей, у крупнозернистых гранитов размер зерна основной массы стремится к размеру порфирокластов полевого шпата, насыщенность порфирокластами у них обычно выше и в целом структура породы приближается к равномерно зернистой.

Согласно выводам предыдущих исследователей (Гензе,1990; Монякин,1953), подавляющая масса гранитов Мольтыкана была образована в единую фазу. Ко второй фазе отнесены жилы аплитов, мелкие тела аляскитовых и аплитовидных гранитов, а также большинство даек многочисленных и разнообразных порфиров гранитного, гранодиоритового, граносиенитового составов. Подчиненное распространение имеют дайки лампрофиров второй фазы.

Для проведения исследований использовались образцы пород, отобранных в ходе маршрутных исследований в период проведения геолого-съемочных работ Чукотской партией ВСЕГЕИ в 2020 г. Шлифы изучены с помощью оптического поляризационного микроскопа LEICA DM750P в ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург, 44 шлифа). Определение редкоземельных элементов проводилось методом ICP-MS в ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург, 43 анализа).

Диориты имеют массивную текстуру, порфировидную с мелкозернистой основной массой структуру. Вкрапленники занимаю около 5 % породы. Они представлены округлыми выделениями кварца (размером до 3.75 мм). Среди вкрапленников также гипидиоморфный плагиоклаз (№50) размером до 1,5 мм, серицит развивается на плагиоклазе как вторичный минерал. Вокруг порфировых вкрапленников полурастворенные зоны. Биотит – гипидиоморфный размером до 1,5 мм. В основной массе плагиоклазы, кварц, замещенные роговой обманкой местами по периферии гипидиоморфные клинопироксены (авгит). В целом, состав породы приблизительно оценивается: Кварц – 5 %, плагиоклаз (№50) – 65 %, биотит – 25 %, клинопироксен+амфибол – 5 %.

Гранодиориты характеризуются массивной текстурой, средне- и крупнозернистой порфировидной структурой, часто с элементами гранитовой структуры в основной массе. Среди

главных минералов отмечены плагиоклазы (олигоклаз-андезин) (40-50 %), калиевые полевые шпаты (10-30 %), кварц (15-20 %). Второстепенными минералами (15-20 %) являются биотит, роговая обманка, редко клинопироксены. Среди акцессорных минералов отмечены апатит, циркон, титанит, эпидот. Вторичные изменения представлены хлоритизацией и сосюритизацией. Среди порфировых вкрапленников кварц – ксеноморфные округлые зерна, гипидиоморфные плагиоклазы. Плагиоклазы (олигоклаз-андезин) - зерна гипидиоморфной формы, достигающие 6 мм. Нередко более идиоморфный плагиоклаз захвачен калиевым полевым шпатом. Калиевый полевой шпат ксеноморфный или гипидиоморфный, содержит много включений минералов (плагиоклаз зональный, биотит, кварц, акцессорный апатит), что придает породе местами монцонитовую структуру. Кварц представлен ксеноморфными зернами, нередки включения замещенного хлоритом биотита, плагиоклаза, кпш. Биотит гипидиоморфный, редко - идиоморфной формы, размер достигает 2 мм. Практически весь биотит замещен хлоритами. Неизмененные зерна биотита (единичные) захвачены кпш. В зернах биотита отмечены выделения игольчатого рутила. В шлифе наблюдаются единичные зерна роговой обманки, мелкие, гипидиоморфной формы. В роговой обманке установлены реликты клинопироксена. В породе устанавливаются многочисленные шлировые выделения, обогащенные биотитом и роговой обманкой. Также в единичных шлифах отмечены мирмекитовые образования.

Роговообманково-биотитовый гранит – порода с массивной, но встречаются участки с шлировой текстурой. Структура пород порофировидная с основной массой средне-, чаще крупнозернистой гранитовой структурой. Среди главных минералов – кпш (35-50 %), плагиоклазы (олигоклаз-андезин) (25-35 %), кварц (20-30 %). Среди второстепенных минералов (5-15 %) – биотит, роговая обманка, мусковит. Циркон, эпидот, апатит, титанит, гранат, монацит – акцессорные минералы. Вторичные изменения представлены процессами сосюритизации, хлоритизации, редко-пелитизации. Порфиробласты представлены полевым шпатом до 3 см. Вкрапленники представлены КПШ с многочисленными включениями минералов (идиоморфный плагиоклаз зональный, нередко хлоритизированный биотит, редко - кварц). КПШ часто ксеноморфной формы с пертитовыеми лентообразными образованиями и редко со следами пелитизации. В составе породы плагиоклаз гипидиоморфный (олигоклаз-андезин), но встречаются и идиоморфные, редко представлен зональными зернами, в основном - сдвойникованные, гипидиоморфные, редко идиоморфные. В плагиоклазах включения идиоморфного биотита. Часто кварц заполняет пустоты между полевыми шпатами.Кварц редко гипидиоморфный, в основном ксеноморфный, нередко с волнистым погасанием, среди включений – биотит, плагиоклазы (андезин), кпш. Биотит гипидиоморфной и идиоморфной формы, часто хлоритизированный. Часто встречается ситуация, когда биотит захвачен плагиоклазом, что в свою очередь захвачено кпш (рис. 1), к биотиту приурочены зерна эпидота. Также в биотите встречаются включения зерен плагиоклазов, рудных минералов. Также биотит имеет многочисленные включения в виде мелких радиоактивных зерен (вероятно, монацит, цирконы). Роговая обманка – единичное зерно идиоморфной формы, нередко нацело измененная хлоритами. Роговая обманка распространена значительно реже биотита, встречается в виде минеральных скоплений. Мусковит представлен единичными ксеноморфными кристаллами. Серицит развивается по плагиоклазам. Из акцессорных минералов – единичные зерна циркона идиоморфной формы, эпидота, граната,апатита.

Граносиениты. Порода с массивной текстурой, местами встречаются шлировые разновидности. Структура пород гипидиоморфнозернистая среднезернистая, но встречаются и крупнозернистые, менее распространены порфировидные разновидности. Среди главных минералов отмечаются плагиоклазы (олигоклаз-андезин) (20-35 %), калиевые полевые шпаты (40-50 %), кварц (15-20 %). К второстепенным минералам (10-15 %) относятся биотит, амфиболы (с преобладанием роговой обманки), мусковит, редко встречаются клинопироксены. Вторичные изменения выражаются хлоритизацией, сосюритизацией, редко карбонатизацией и пелитизацией. Во вкрапленниках встречается кпш, кварц. По плагиоклазам (№30-35) развивается мелкий мусковит, сами плагиоклазы редко ксеноморфные, чаще гипидиоморфной формы. В плагиоклазах встречаются таблитчатые зерна биотита. Кварц, в основном, ксеноморфный. В кварце обнаруживаются акцессорные минералы апатита, циркона, а также кристаллы плагиоклазов. КПШ нередко встречается в идиомофной форме, часто включает в себя

плагиоклаз, кварц и темноцветные. Встречаются зерна кпш с пертитами. В составе идиоморфный и гипидиоморфный биотит с многочисленными включениями рудных минералов, единичных зерен циркона, плагиоклазов. Биотит часто сильно измененный хлоритами, местами с карбонатизацией. По распространению значительно уступает биотиту среди темноцветных минералов роговая обманка гипидиоморфной и ксеноморфной формы. Часто темноцветные минералы образуют минеральные стяжения. В шлировых образованиях обнаруживается клинопироксен, который замещается роговой обманкой.



Рисунок 1. Диаграмма распределения РЗЭ в породах Мольтыканского массива, нормированные к хондриту (Sun..,1989).

1 – граносиениты,граноиориты; 2 – граниты, умереннощелочные граниты, лейкограниты, умереннощелочные лейкограниты; 3 – раннемеловые породы дайковых образований (гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, монцодиорит-порфиры).

Умереннощелочные граниты (монцограниты) в целом имеют массивную структуру и часто гранитовую от средней до гигантозернистой структурой, но также встречаются и порфировидные разновидности. Главными минералами являются плагиоклазы (30-40 %), калиевые пол.шпаты (около 30 %), кварц (20-25 %). К второстепенным минералам относятся биотит, амфиболы (роговая обманка), мусковит, их содержание колеблется от 5 % до 15 %. Среди акцессорных отмечается циркон, апатит и титанит. Вторичные изменения представлены карбонатизацией (очень редко), мусковитизацией, пелитизацией, хлоритизацией, сосюритизацией. Плагиоклаз (№ 25-35) часто имеет идиоморфную таблитчатую форму. Часто заметные практические идиоморфные границы зерен, вокруг которых позже образовался кварц. По трещинам плагиоклаза развита карбонатизация, а также образования обнаружены зерна пластинчатого мусковита, также развита сосюритизация. Нередки включения циркона. В единичных образцах плагиоклаз выступает в роли порфиробластов (размером до 1-2 см). В калиевых полевых шпатах широко распространено пертитовые образования, а также включения кварца гипиодморфной формы, вероятно, I генерации. Вторичные изменения КПШ представлены пелитизацией. Также в кпш присутствуют зерна биотита и плагиоклазов. Редко в калиевом полевом шпате по трещинам прослеживается развитие карбонатизации. В породе присутствует биотит идиоморфной (редко) и гипидиоморфной форм, часто замещенный хлоритом. Биотит является более ранним минералом относительно кварца и плагиоклаза, так как биотит имеет более идиоморфную форму. Встречаются шлировые скопления, обогащенные биотитом. Амфибол (роговая обманка) встречается в виде единичных зерен гипиоморфной и ксеноморфной форм. Также в шлифах обнаружены многочисленные захваты плагиоклаза и биотита, кпш в кристаллах кварца гипидиоморфной формы. Кварц, в основном, ксеноморфный. Из акцессорных выделяется циркон,апатит.

Дайка гранодиорит-порфира. Порода имеет массивную текстуру с порфировидную структуру. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом размером до 3 см,

плагиоклазом (олигоклаз, № 30) гипидиоморфной формы размером до 4 мм, кварцем гипидиоморфной и ксеноморфной формы размером до 6 мм. Вкрапленники занимают около 20% породы. В основной массе хлоритизированный биотит гипидиоморфной (редко) и идиоморфной формы. Зерна роговой обманки со следами карбонатизации, зерна гипидиоморфной формы размером до 0.5 мм. Клинопироксен гипидиоморфной формы размером до 0.15 мм. Также в основной массе – кварц, кпш и кислые плагиоклазы. Акцессорные минералы: титанит идиоморфной формы размером около 0.05 мм в измененном хлоритизацией зерне биотита. Кпш-35 %, плагиоклаз-40 %, кварц – 15 %, биотит+рог.обманка+клинопироксен – 10 %.

Дайка гранит-порфира характеризуется массивной текстурой, порфировидной структурой с мелкозернистой аплитовой основной массой. В порфировых вкрапленниках гипидиоморфный плагиоклаз размером до 1.5 мм, ксеноморфный кварц размером до 1.4 мм. В основной массе гипидиоморфный плагиоклаз (№30) размером до 0.25 мм. КПШ ксеноморфный размером до 0.05 мм. Кварц – ксеноморфный и гипидиоморфный размером до 0.6 мм, клинопироксен – единичные зерна. Биотит удлиненный размером до 0.6 мм. Роговая обманка ксеноморфная размером до 0.2 мм. Из акцессорных минералов отмечен циркон. Во вкрапленниках многочисленные включения мелких кристаллов биотита. Встречаются халцедоновые образования. Кпш – 35 %, кварц – 30 %, плагиоклаз (№30) – 25 %, темноцветные (биотит, рог.обманка, клинопироксен) – 10 %.

Лампрофиры (минетта) характеризуются массивной текстурой, порфировидной структурой. Во вкрапленниках биотит гипидиоморфной формы размером до 1,6 мм, калиевый полевой шпат ксеноморфной формы. В кпш многочисленные включения идиоморфного биотита и плагиоклаза. Во вкрапленниках также отмечены единичные зерна кварца гипидиоморфного. В основной массе сосюритизированный плагиоклаз, биотит, авгит. Акцессорные минералы – апатит, титанит. КПШ в основной массе превосходит количественно над плагиоклазом.

Анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых породах массива показал, что в лейкогранитах отмечается наиболее низкое суммарное значение РЗЭ (до 109 г/т) и мелкозернистых гранитах (до 90 г/т), что характеризует заключительную стадию формирования массива. В граносиенитах отмечается наибольшее значительное содержание РЗЭ (до 386 г/т). На диаграмме распределения РЗЭ, нормированных к хондриту Cl, отчетливо видно, что тренды для пород Мольтыканского массива имеют сходство и характеризуются отрицательным наклоном (рис. 1).

Породы Мольтыканского массива обогащены легкими РЗЭ с последовательным понижением содержаний к средним и тяжелым элементам. Повышенные содержания характерны граносиенитов. При этом отчетливо видно, что их содержания минимальные для гранитов.

В распределение редких элементов отчетливо видна отрицательная Eu аномалия, что указывает на образование пород в пределах верхней континентальной коры.

На дискриминационной диаграмме Пирса (рис. 2) видно, что составы пород массива попадают в поле преимущественно островодужно-коллизионных гранитоидов.

Выводы. По результатам петрографического изучения пород Мольтыканского массива были выделены и детально охарактеризованы четыре петрографические разновидности: роговообманково-биотитовые граниты, монцограниты, граносиениты, лейкограниты, а также дайки гранодиорит-порфира, гранит-порфира, лампрофира (минетты). На основании петрографических исследований можно сделать вывод, что выделенные разновидности в целом характеризуются массивной текстурой, порфировидной и гранитовой структурой. Вторичные изменения представлены серицитизацией, соссюритизацией, хлоритизацией и др. Также отмечена обогащенность пород легкими РЗЭ. Геохимические особенности Мольтыканского массива, рассмотренные в данной работе, очевидно, отражают их островодужно-коллизионную природу и образование пород в пределах верхней коры.

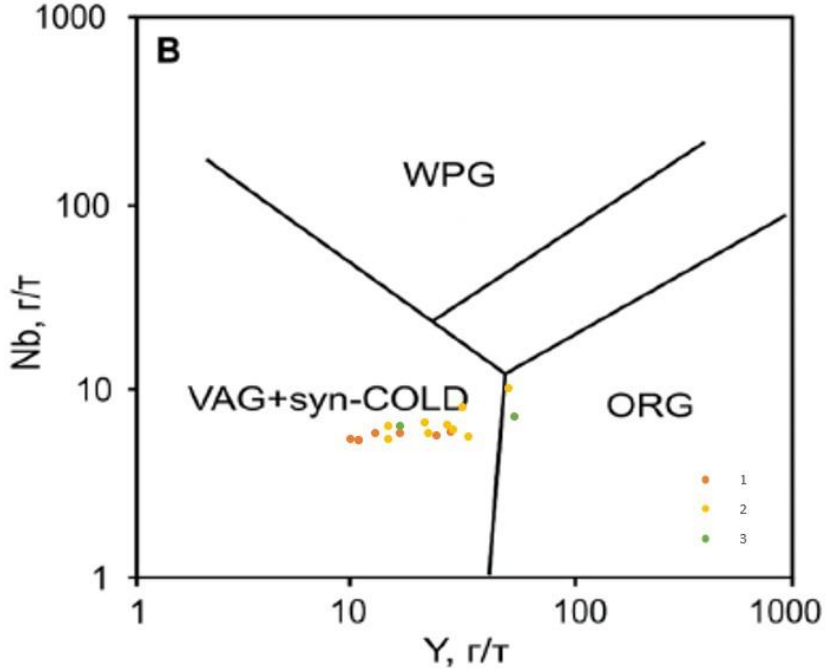


Рисунок 2. Составы пород Мольтыканского массива на дискриминационной диаграмме Пирса (Pearce, 1984).

Поля гранитоидов: ORG — граниты океанических хребтов, VAG + syn-COLG — островодужно-коллизионные, WPG — внутриплитные. Условные обозначения: 1 – граносиениты, гранодиориты; 2 – граниты, умереннощелочные граниты, лейкограниты, умереннощелочные лейкограниты; 3 – раннемеловые породы дайковых образований (гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, монцодиорит-порфиры).

Гензе В.А., Ситковский В.М., Казьмин С.С. Отчет Мольтыканского отряда о групповой геологической съемке масштаба 1:50000 с общими поисками, 1990. 310 с.

Геология СССР. Т. 30. Кн.1. М.: Недра. 1970. 536 с.

Монякин А.С. Отчет о работе Мольтыканской геологопоисковой геофизической партии масштаба 1:100000 за 1953 г. 212 с.

Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. Возраст гранитоидных плутонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U–Pb датировки цирконов // Доклады академии наук. 2011. Т. 440. № 4. С. 507–510.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984. V. 25. N 4. P. 956–983.

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

Особенности геологического строения и минерального состава Ягоднинского месторождения цеолитов (Камчатский Край)

Карелина Н. Д.[1], Белоусов П. Е.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, pitbl@mail.ru*

Ягоднинское месторождение расположено на юге Камчатки в Елизовском районе, в 60 км к западу от г. Петропавловска-Камчатского, в 5 км к северу от Больше-Банных термальных источников. Район представляет горно-вулканическую область с абсолютными отметками 900-1200 м.

В геологическом отношении район приурочен к Верхнекарымчинской вулкано-тектонической структуре, входящей в Южно-Камчатский антиклинорий. Верхнекарымчинская структура характеризуется сложным тектоническим строением, она разбита системой субширотных, северо-восточных и кольцевых разломов. Вдоль одного из таких крупных разломов субширотного простирания происходит разгрузка термальных вод современной Большебанной гидротермальной системы (Наседкин и др., 1985).

В центральной части района расположен кислый вулканический массив, с которым непосредственно связано месторождение перлита и цеолитов. Вулкан представляет собой сложную систему лавовых потоков, пирокластических отложений и экструзивных тел. Кратерная выемка выполнена туфами и туффитами, прорванными базальтовыми телами изометричной формы. Туфогенные породы представлены грубообломочными образованиями.

В пределах Ягоднинского месторождения выделяется несколько довольно крупных потоков, и относительно небольшие экструзивные купола. Выделяются юго-западный, центральный, северный и северо-восточный потоки.

Цеолитовым сырьем является измененный витрокластический туф риодацитов, залегающий в основании вулканического комплекса непосредственно на дацитах, а также перлиты. Покров туфа, первоначально окружавший риолитовый массив, в результате эрозии размыт и сохранился только в северной и юго-западной частях массива. На северном участке туф образует два относительно пологих тела общей площадью около 7000 м^2. Мощность туфа составляет 50-100 м. На юго-западном участке распространение туфа незначительно и определяется контурами потока перлита, в основании которого он залегает (Наседкин и др., 1985).

По результатам собственных полевых и аналитических работ было установлено что в зависимости от содержания минералов группы цеолита можно выделить несколько типов пород: сильноцеолитизированные туфы (50 -75 %), цеолитизированные туфы (30-50 %), слабо-цеолитизированные туфы (менее 20 %), неизмененные перлиты и туфы. В массивных, сильноцеолитизированных туфах в виде примесей также присутствуют кристобалит, иллит и КПШ. Цеолиты в основном представлены клиноптилолитом, морденитом и в меньшей степени стильбитом.

Цеолиты Ягоднинского месторождения отличаются пониженным содержанием глинозема, что связано с высоким содержанием клиноптиллолита и субщелочным составом обменных катионов (табл. 1).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-77-10050.

Таблица 1. Химический состав цеолита Ягоднинского месторождения.

Образец	ППП	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3	P_2O_5	SO_3
Цеолит массивный	6,29	1,66	0,33	11,85	71,81	4,54	2,27	0,14	0,052	0,91	0,01	<0.01

Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Магер А.В. и др. Отчет. Комплексное изучение сырьевой базы и физико-механических свойств вулканических пород (пемз, шлаков, туфов, перлитов) Дальнего Востока и Камчатки // Москва. 1985.

Особенности внутреннего строения агрегатов благородных металлов как показатель условий их образования

Козин А. К.[1], Степанов С. Ю.[1], Козлов А. В.[2], Шиловских В. В.[3]

[1]*ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. kozin.00@bk.ru*
[2]*Горный университет, г. Санкт-Петербург*
[3]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург*

Введение. Преобладающее число самородков благородных металлов было найдено в россыпях, значительно реже крупные агрегаты платиноидов и золота обнаруживаются в коренных месторождениях. История изучения самородков насчитывает сотни лет, однако и по сей день в научном сообществе отсутствует единое мнение о генезисе этих природных образований. Главной причиной тому служит применение ограниченного числа методов аналитических исследований, дающих весьма неоднозначные результаты, которые предоставляют исследователям широкий простор для построения моделей и интерпретаций.

Нашедший в последние годы широкое применение в геологических исследованиях метод дифракции обратно рассеянных электронов (EBSD) позволяет изучать внутреннее строение индивидов и агрегатов минералов на качественно новом уровне. Детальное изучение внутреннего строения самородков из россыпных и коренных месторождений с применением метода EBSD на новом уровне позволяет охарактеризовать структурные особенности крупных агрегатов минералов благородных металлов. Полученные результаты могут быть положены в основу объяснения процесса образования крупных агрегатов платиноидов и золота, а также найти применение для корректировки моделей формирования благороднометалльного оруденения в коренных породах.

Фактическую основу исследования составили агрегаты самородной платины из россыпей, связанных с Нижнеталгильским, Светлоборским, Вересовоборским, Гальмоэнанским и Кондёрским клинопироксенит-дунитовыми массивами, а также агрегаты платиноидов из хромититов этих массивов. Внутреннее строение агрегатов иридия было изучено на примере самородков из элювиальных россыпей Светлоборского массива. Примером агрегатов самородного золота послужило шлиховое золото из аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей долины р. Миасс.

Результаты исследования. Самородки Pt-Fe интерметаллидов представляют собой матрицу, по составу близкую к изоферроплатине (Pt3Fe), в которую погружены отчётливо ограненные кристаллы хромшпинелида (рис.1а). Кристаллы хромшпинелида распространены в самородках неравномерно: они образуют скопления в виде пятен, тяготеющие к периферическим зонам агрегата, в то время как центральные части самородков зачастую обеднены ими. Значительно реже встречаются идиоморфные индивиды изоферроплатины с кристаллографическим огранением, расположенные между кристаллами хромшпинелида, либо образующие включения в них. Помимо хромшпинелида в изоферроплатине встречаются включения пластинчатых кристаллов осмия (рис.1в).

С точки зрения внутреннего строения скопления изоферроплатины представляют средне- и мелкозернистые агрегаты зёрен размером 50–1500 мкм (рис. 1б). Наиболее распространены изометричные индивиды, однако встречаются и удлинённые зёрна сложной формы с плавно изогнутыми границами. В ходе исследования также были отмечены монокристаллы изоферроплатины, часто имеющие элементы кристаллографического огранения. Их размер не превышает 100 мкм.

Изменения первичных структур агрегатов изоферроплатины выражаются в образовании кайм замещения в периферических частях агрегатов и на границах с зёрнами хромшпинелида. Каймы мощностью первые десятки мкм имеют тонкозернистое мозаичное строение и сложены изометричными и слабо удлинёнными зёрнами туламинита (рис. 1г). Граница кайм и индивидов изоферроплатины неровная, извилистая и свидетельствует о формировании кайм путём

замещения изоферроплатины туламинитом. Установлены полные псевдоморфозы тонкозернистых агрегатов туламинита по мелким кристаллам изоферроплатины.

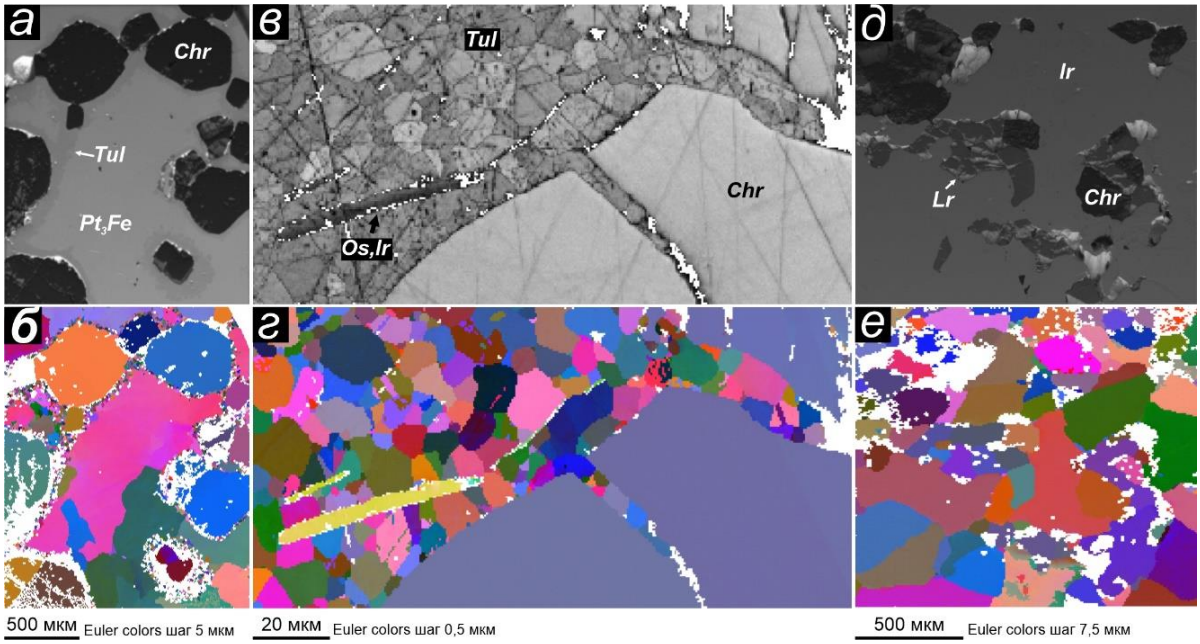


Рисунок 1. Внутренние структуры агрегатов минералов платиновой группы.

а–г – агрегаты изоферроплатины из хромититов Вересовоборского массива; д,е – агрегат иридия из элювиальной россыпи Светлоборского массива. а,в – изображения в режиме BSE; б,г–е – карты ориентировки кристаллической решётки в кодировке углов Эйлера; в – изображение в режиме Band contrast.

В агрегатах железо-платиновых сплавов слабо проявлены пластические деформации, они выражаются в образовании локальных зон разориентировки, изгибах включений осмия, “выдавливании” изоферроплатины в трещины в хромшпинелиде.

Самородки иридия представляют собой агрегаты зёрен иридия и хромшпинелида, в небольшом количестве в их структуре присутствует изофероплатина, заполняющая межзерновое пространство. В самородках иридия отмечены включения кристаллов лаурита (рис. 1д). Размер изометричных зёрен иридия, слагающих агрегаты, изменяется от 200 до 800 мкм, границы между зёрнами ровные, плавно изгибающиеся (рис.1е). Часто в иридии отмечаются многочисленные равномерно распределённые мельчайшие (0,5–3 мкм) включения изоферроплатины. Данные включения являются результатом распада твёрдого раствора железо-платиновых сплавов в иридии, что подтверждается одинаковой ориентировкой индивидов иридия и заключённых в нём зёрен изоферроплатины. Агрегаты иридия лишены вторичных изменений, а их внутренние структуры однородны, за исключением единичных локальных участков незначительных разориентировок кристаллической решётки.

Агрегаты самородного золота из россыпных отложений Миасской долины характеризуются зернистым строением, реже встречаются монокристаллы. Зёрна размером 30-100 мкм имеют изометричную форму и плавно изогнутые границы. Агрегаты из делювиальных россыпей ближнего сноса практически не были деформированы и не испытали значительных экзогенных изменений (рис. 2а). Степень нарушения первичного строения самородного золота увеличивается по мере удаления россыпей от предполагаемых коренных источников. Пластические деформации выражены крупными зонами разориентировки кристаллической структуры, развитием двойников (рис. 2б). Важной особенностью агрегатов самородного золота, испытавших деформации в процессе транспортировки, является развитие высокопробных кайм в периферических зонах золотин. Каймы имеют тонкокристаллическое мозаичное строение и сложены полиэдрическими зёрнами высокопробного золота. Мощность кайм, как правило, не превышает 10-30 мкм. При высокой степени деформации золотин зёрна, слагающие высокопробные каймы, однородны по структуре и лишены признаков деформации (рис. 2в).

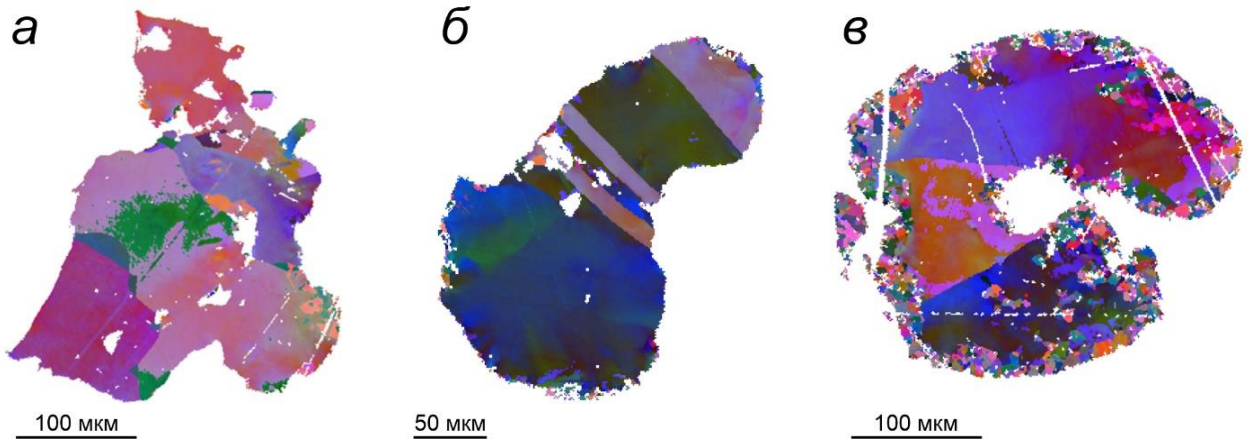


Рисунок 2. Внутренние структуры агрегатов самородного золота из россыпей Миасской долины. а – делювиальная россыпь Архангельского лога; б – россыпь р. Каменка; в – россыпь Семениковского лога. Изображения в кодировке углов Эйлера, отражающей ориентировки кристаллической решётки.

Обсуждение результатов. Исследованные агрегаты благородных металлов характеризуются одинаковыми внутренними структурами: для них характерно средне- и мелкозернистое строение, преобладание изометричных и удлинённых зёрен с плавно изогнутыми границами. Были обнаружены также монокристаллы изоферроплатины и золота. Описанные структурные особенности позволяют предположить образование агрегатов и самородков платиноидов в результате процессов свободной кристаллизации.

Изоферроплатина в самородках зачастую цементирует зёрна хромшпинелида, а индивиды, образующие её агрегаты, имеют идиоморфные очертания. Такой структурный мотив указывает на кристаллизацию изоферроплатины в межзерновом пространстве уже сформировавшихся зёрен хромшпинелида. В самородках иридия наблюдается одинаково хорошо выраженное собственное огранение иридия и хромшпинелида, что может быть признаком их совместного роста. Эти наблюдения укладываются в предложенную В.А. Округиным (2011) модель концентрирования ЭПГ при кристаллизационно-ликвационной дифференциации ультрабазит-базитовых магм и установленную рядом исследователей последовательность кристаллизации рудных минералов в хромититах клинопироксенит-дунитовых комплексов (Толстых, 2004; Козлов и др., 2019). Формирование самородков иридия путём кристаллизации из расплавов подтверждается в том числе развитием в иридии структур распада твёрдого раствора изоферроплатины и наоборот (Степанов и др., 2021).

Изменения самородков изоферроплатины выражаются в формировании тонкозернистых кайм мозаичной структуры, сложенных зёрнами туламинита размером первые мкм. Образование кайм замещения и псевдоморфоз происходило на гидротермальном этапе, завершающем становление дунитовых плутонов (Степанов и др., 2020), который сопровождался преобразованием рудных минералов в связи с серпентинизацией ультрамафических пород. Этот факт подтверждается пространственной связью кайм замещения в изоферроплатине с межзерновымb границам с хромшпинелидом, по которым и происходило движение постмагматических гидротермальных растворов. Замещению краевых частей агрегатов изоферроплатины туламинитом предшествуют незначительные пластические деформации.

Агрегаты самородного иридия практически не подвержены преобразованиями, что объясняется высокой твёрдостью, механической и химической устойчивостью иридия.

Значительно отличаются агрегаты и самородки изоферроплатины, иридия и золота по степени и видам преобразований в результате воздействия наложенных гидротермальных и экзогенных процессов.

Характер строения агрегатов самородного золота позволяет предположить кристаллизацию этого минерала в условиях свободного роста. Однако в отличие от платиноидов, формирование крупных агрегатов самородного золота происходило в рамках гидротермальных процессов, преимущественно в входе формирования кварцевых и кварц-карбонатных жил.

Для агрегатов самородного золота из россыпей Миасской долины характерны значительные изменения строения и состава, связанные с нахождением в различных экзогенных обстановках. Золотины из делювиальных россыпей ближнего сноса практически лишены деформаций, отсутствуют в них и описанные в литературе (Петровская, 1973; Калинин и др., 2009) изменения, характерные для самородного золота кор выветривания, выражающиеся в формировании пористых оболочек и нарастании новообразованного золота. Закономерное увеличение количества пластических деформаций самородного золота с увеличением расстояния от предполагаемого коренного источника подтверждает, что главной причиной деформации агрегатов золота является транспортировка в гидродинамической среде. Тонкозернистое мозаичное строение высокопробных оболочек, отсутствие деформаций слагающих их зёрен и преимущественное развитие в наиболее деформированных частях золотин свидетельствуют об образовании кайм в результате перекристаллизации деформированных зон агрегатов самородного золота, сопровождавшейся выносом примесей.

Выводы. Структурные особенности агрегатов Pt-Fe интерметаллидов и самородного иридия в совокупности с характером взаимоотношений с другими акцессорными и породообразующими минералами свидетельствует о свободном росте этих агрегатов, с высокой долей вероятности, из расплавов.

Преобразование агрегатов изоферроплатины связаны с гидротермальными постмагматическими процессами, в результате которых происходит образование кайм замещения изоферроплатины туламинитом. Путём сравнения внутреннего строения агрегатов изоферроплатины из коренных руд и отложений элювиальных россыпей установлено, что агрегаты платиноидов практически не подвержены изменениям в процессе высвобождения и перехода в россыпи. Причиной тому является высокая твёрдость Pt-Fe интерметаллидов.

Ввиду физико-химических свойств иридия его самородки практически не подвержены изменениями.

Для самородного золота отмечены значительные преобразования в экзогенных условиях. Основные изменения агрегатов самородного золота из россыпей Миасской долины происходило в результате деформаций в процессе транспортировки водными потоками, с последующей перекристаллизацией и очищением краевых частей агрегатов от примесей.

Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Наумов Е.А., Кириллов М.В. Золото коры выветривания Суздальского месторождения (Казахстан) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 241–257.

Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М. Онтогенические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148. № 2. С. 115-130.

Округин А.В. Образование крупных самородков платины в хромититовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование. 2011. № 3. С. 16–20.

Петровская Н.В. Самородное золото: Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М., Наука, 1973. 347 с.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев А.А. Морфология, состав и онтогения минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов среднего Урала // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 60-83.

Степанов С.Ю., Пучков В.Н., Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Шиловских В.В., Козлов А.В. Первые находки самородного иридия в коренных хромит-платиновых рудах и россыпях зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 118-124.

Толстых Н.Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками. Автореф. дис. … докт. г-м. наук. Новосибирск, 2004. 33 с.

Литолого-геохимические особенности кембрийских карбонатных отложений юго-восточной части Сибирской платформы и их связь со стратиформным свинцово-цинковым оруденением

Козлов Г. А.[1]

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

Изучаемая в работе площадь распространения кембрийских отложений характеризуется сложной фациальной зональностью. В основе фациально-палеогеографических реконструкций ранне-среднекембрийского осадочного бассейна Сибирской платформы лежит выделение трех генетических типов отложений, разрезов, выделяющихся в структурно-формационные области (СФО) (Писарчик, 1975; Варламов, 2016).

Первая, Турухано-Иркутско-Олекминская СФО, объединяет площадь распространения соле- и сульфатоносных отложений в юго-западной части Сибирской платформы (так называемый разрез «западного» типа). Вторая, Юдомо-Оленекская СФО, объединяет область развития черносланцевых открыто-морских отложений на северо-востоке Сибирской платформы (разрез «восточного» типа). Третья, Анабаро-Синская СФО, объединяет территорию распространения мелководных окраинно-шельфовых карбонатных отложений с органогенными постройками, протягивающихся тонкой полосой с северо-запада на юго-восток от р. Катанга до р. Амга. В литературе часто упоминается как область разрезов переходного типа.

Для рассматриваемой в работе южной части Анабаро-Синской СФО характерно сложное внутреннее фациальное районирование, основу которого слагает раннекембрийский Западно-Якутский барьерный риф и наследующий его ранне-среднекембрийский Танхайско-Усть-Мильский риф (Варламов, 2016). В зависимости от положения, относительно осей данных структур, выделяются три выделяется три структурно-формационных зоны (СФЗ), объединяющих отложения фации барьерного рифа и ближних зарифовых фаций (Толбо-Мухаттинская СФЗ), фаций предрифового склона (Синско-Ботомская СФЗ) и мелководно-морские рифоидные фации (периодически-затопляемые рифовые банки) Амгинской СФЗ.

Последними исследованиями установлена перспективность данных образований на стратиформное Pb-Zn в карбонатных толщах оруденение (MVT-тип) (Козлов, 2021). Известные рудопроявления локализованы в отложениях фации предрифового склона и представлены двумя рудопроявлениями с кулисообразным расположением рудных тел, мощностью от 0.5 до 2.0 м при ширине 10-50 м с неустановленной протяженностью с линзо- и лентовидной морфологией рудных тел, при существенно сфалерит-галенит-марказит-пиритовом составе руд. Тем не менее, прогнозно-поисковые модели оруденения данного типа (Донец, 2017) позволяют предполагать возможность наличие оруденения в пределах всех рассматриваемых формационных зон территории, особенно с учетом весьма слабой их изученности.

Основываясь на закономерной связи свинцово-цинковых руд MVT-типа с рудовмещающими отложениями (Донец, 2017), был проведен их детальный литолого-геохимический анализ, на основе методики изучения карбонатных комплексов различных геодинамических обстановок Е.Ф. Летниковой и соавторов (Летникова, 2003; 2005). Данная методика хорошо зарекомендовала себя при изучении карбонатных отложений с незначительной долей нерастворимого остатка и терригенных примесей, и направлена на выявление условий осадконакопления карбонатных отложений и определения парагенетического типа источников сноса питающей провинции. Это позволяет также моделировать источник привноса избыточных компонентов в рудовмещающий осадочный разрез. Методика основана на корреляции химических элементов в карбонатных отложениях, условно подразделенных на несколько групп. Типоморфные элементы (Ti, Zr, Mn, Sr, Ba), а также REE (в первую очередь, характер их фракционирования) дают представление о физико-химических условиях осадконакопления. Во вторую группу входят элементы-примеси которые характеризуют петрогенетический характер

питающей провинций и в меньшей степени зависят от фациальных условий осадконакопления. Из 25 измеренных элементов информативными оказались концентрации 17: Co, Ni, Cr, V, Y, Cu, Zn, Ag, Li, Sb, Pb, Rb, Mo, Sn, W, Th, U.

Результаты исследования показывают, что карбонатные отложения территории в целом характеризуются выраженным обеднением примесными элементами, относительно кларка в карбонатных породах по В.А. Беусу (1972). Исключение составляют Li и Rb, локально Mo. В разрезе Анабаро-Синской СФО в целом наблюдается обеднение пород такими элементами, как Y, Ag, Cu, Zn, Sb, Pb, Sn. Это указывает на то, что, размыв суши играл весьма незначительную роль в процессах осадконакопления, а также на положение территории в дистальной части бассейна осадконакопления. Это подтверждается и характером фракционирования редкоземельных элементов, для которых величина HREE/LREE варьирует в большинстве проб в интервале значений 1:6-1:8 и не зависит от их литологического состава. Это характерно для осадочных эпиконтинентальных карбонатных бассейнов древних платформ (Летникова, 2005). Полученные данные не противоречат представлениям о палеогеографии кембрия Сибирской платформы.

В то же время, карбонатные, существенно известково-доломитовые отложения кетеменской и титаринской свит тойонского яруса раннего кембрия характеризуются закономерной ассоциацией и избыточным накоплением Pb, Zn,Co, Mn,Ba, что не проявляется в фациальных аналогах данных отложений и в выше- и нижележащих комплексах. Для пород также характерен пологий угол наклона фигуративных линий спектров распределения REE, с отношением HREE/LREE выше 1:4, соответствующий карбонатным отложениям, формировавшихся в обстановке задугового бассейна и океанических островов (Летникова, 2005). Также фиксируются аномальные для карбонатного эпиконтинентального бассейна значения Eu-аномалии (более 0.7), характерные для карбонатных островодужных и докембрийских субплатформенных отложений (Летникова, 2003) и аномальные значения Ce-аномалии от слабо отрицательной до положительной, которые в отсутствие континентальных источников сноса не могут объясняться размывом пород основного состава.

Данные геохимические характеристики являются важными маркерами процессов синхронного вулканизма основного состава в бассейне осадконакопления. Это подтверждается обогащением рудовмещающего разреза кремнистым материалом, наличием в породах кетеменской свиты прослоев интенсивно измененных и выветрелых вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, являющихся производными вулканизма гидроэксплозивного типа. Косвенно это подтверждается и результатами изотопного анализа Pb из рудных сульфидов и рудовмещающих пород территории, которые позволяют моделировать гетерогенность последнего и соответствуют смешению источников верхнекорового и мантийного типов (Козлов, 2021).

При этом повышение концентраций избыточных элементов, частота проявленности аномалий HREE/LREE, Ce- и Eu- аномалий и их интенсивность закономерно растут к северу, при приближении к полям выходов измененных вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Это позволяют также моделировать положение очага магматической деятельности в погруженной части платформы, в области перекрытия кембрийских отложений юрскими комплексами Вилюйской синеклизы. В таких условиях Западно-Якутский риф, выполняя функцию барьера, не позволял Pb и Zn мигрировать с морскими течениями на юго-запад. В условиях гумидного климата карбонатные отложения кетеменской и титаринской свит формировались в пределах неглубокого шельфа, где такие элементы, как Pb, Zn могли осаждаться на окислительном геохимическом барьере, сорбироваться оксидами и гидроксидами Mn и Fe (Летникова 2005), что подтверждается их литолого-геохимическими особенностями.

Полученные результаты являются весьма важными для составления прогнозно-поисковых моделей свинцово-цинкового оруденения в карбонатных отложениях и металлогенического анализа территории. Так полученные данные указывают на закономерную связь Pb-Zn оруденения территории с конкретными породными комплексами, являвшихся потенциальным источником рудных элементов. Данные литолого-геохимического анализа карбонатных отложений позволяют утверждать о бесперспективности большей части территории на выявление промышленно-значимых концентраций Pb, Zn и ограничить перспективную на

оруденение площадь участком распространения отложений тойонского яруса кембрия, сформировавшихся в условиях предрифового склона Западно-Якутского барьерного рифа.

Беус А. А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы) // М.: «Недра». 1972. 296 С.

Варламов А. И., Розанов А. Ю., Хоментовский В. В., и др. Кембрий Сибирской платформы. Книга 1: Алдано-Ленский регион // М.: ПИН РАН. 2008. 300 С.

Донец А. И., Ручкин Г. В., Конкин В. Д. Геолого-промышленные типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах // М.: Отечественная геология. 2017. № 6. С. 1-35

Козлов Г. А., Гузев В. Е., Молчанов А. В., Терехов А. В. Литолого–геохимические особенности раннекембрийских карбонатных отложений юго–восточной части Анабаро–Синской структурно–формационной области Республики Саха (Якутия) и их связь со стратиформным свинцово–цинковым оруденением // Региональная геология и металлогения. 2021. № 86. С. 31–44.

Козлов Г. А., Кашин С.В. Гузев В. Е., и др. Минералого–геохимические особенности и рудоносность апокарбонатно–кремнистых гидротермально–метасоматических образований в раннекембрийских отложениях Синско–Ботомской структурно–формационной зоны, Республика Саха (Якутия) // Региональная геология и металлогения. 2021. № 88. С. 65–83.

Летникова Е. Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. 2005. № 1. С. 70-81.

Летникова Е. Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 235-241.

Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А., и др. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 215. Л.: «Недра». 1975. 195 С.

Геохимия и минералогия редкоземельных элементов в железомарганцевых образованиях морей Восточной Арктики как отражение современных условий седиментации и диагенеза

Колесник О. Н.[1]

[1]*ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, kolesnik_o@mail.ru*

Железомарганцевые образования (ЖМО) – один из основных видов минеральных образований арктического шельфа. Не обладая значительным ресурсным потенциалом, они тем не менее рассматриваются как информативный литологический объект. Их отличает высокая скорость формирования и молодой, чаще всего голоценовый, возраст. Быстрый рост обусловлен близостью источников сноса и происходит главным образом за счет мобилизации из осадочной толщи восстановленных форм железа и марганца с последующей их фиксацией в поверхностном окисленном слое осадков в виде оксигидроксидов. Внешне условия зарождения и роста ЖМО проявляются в их строении и форме (морфологии). В химическом составе на изменения обстановки седиментации и диагенеза, кроме железа и марганца, особенно чутко реагируют редкоземельные элементы (лантан, лантаноиды и близкие им по свойствам иттрий и скандий – РЗЭ) (Дубинин, 2006; Bau et al., 2014).

Нами определены содержание, состав, формы нахождения РЗЭ в разных морфологических типах ЖМО и вмещающих (подстилающих) осадках трех восточно-арктических морей – Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского (Колесник, Колесник, 2015; Колесник и др., 2021, в печати). Эта обширная часть шельфа Северного Ледовитого океана до последнего времени считалась весьма слабо изученной с точки зрения геохимии и минералогии РЗЭ (Chen et al., 2003; Батурин, Дубинчук, 2011; Батурин и др., 2017; Астахов и др., 2018; Батурин, 2019; Astakhov et al., 2019; Севастьянов и др., 2020). В итоге установлено, что общее распределение РЗЭ в ЖМО складывается из соотношения рудного и нерудного вещества, каждое из которых характеризуется своим собственным распределением РЗЭ.

Рудное вещество ЖМО состоит преимущественно из лимонита. В относительно глубоководных, удаленных от континентальной суши районах в составе ЖМО кроме лимонита появляется вернадит. Формирование рудного вещества идет за счет перекристаллизации аморфных оксигидроксидов, которые в условиях окислительного и субокислительного диагенеза поступают к поверхности дна из толщи терригенных осадков (максимум подвижных форм имеют средние РЗЭ). Недостаток кислорода в осадках мелководных прибрежных районов локально компенсируется процессами биотурбации. Новообразованные фазы сорбируют лантаноиды и иттрий. С рудным веществом ЖМО связаны дефицит церия (отрицательные значения Ce_{an}) и до некоторой степени повышенное относительно сланца содержание средних РЗЭ (рис. 1, табл. 1).

Нерудное (алюмо)силикатное вещество ЖМО наследует состав РЗЭ осадков. При нормализации на состав сланца в осадках заметно некоторое обогащение легкими и средними РЗЭ при отсутствии аномального поведения церия (значения Ce_{an} близки к единице) (рис., табл.). Картина очень похожа на ту, которая наблюдается во взвеси рек, впадающих в моря Восточной Арктики (Rachold, 1999). Осадок, в том числе попавший в состав ЖМО, контролирует содержание скандия и является источником минералов РЗЭ, представленных преимущественно монацитом-(Ce) (Astakhov et al., 2019).

Суммарное содержание РЗЭ в ЖМО ниже, чем в осадках, что связано с быстрым ростом ЖМО, который должен опережать весьма высокие темпы седиментации в регионе. Это не позволяет подвижным формам РЗЭ накапливаться в ЖМО.

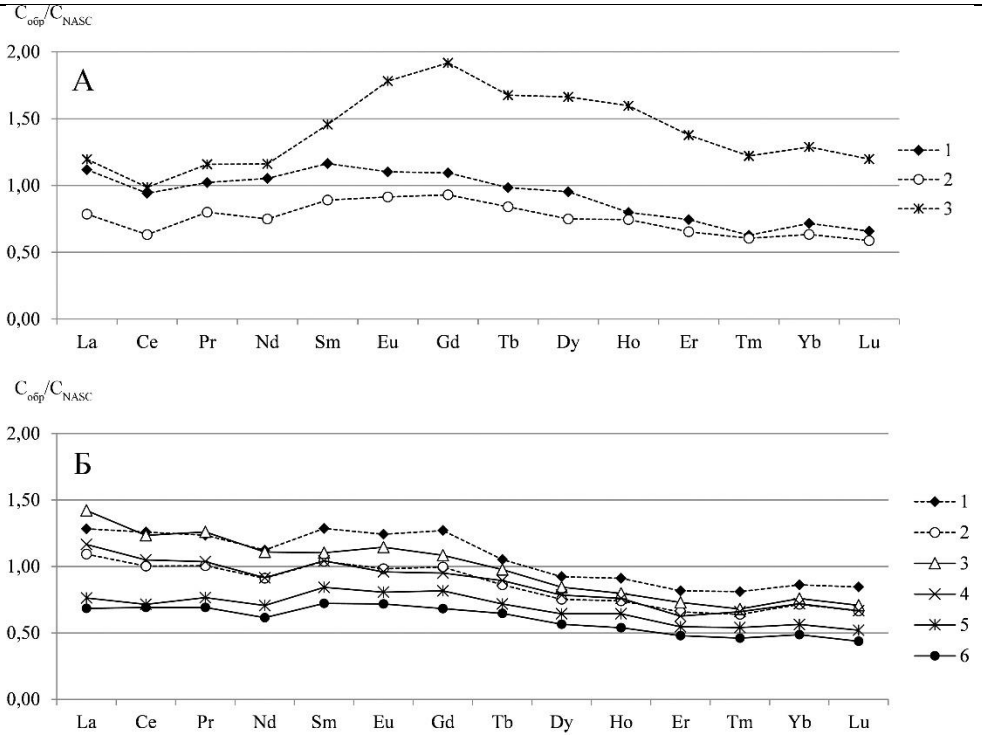


Рисунок 1. Средний NASC-нормализованный состав РЗЭ ЖМО (А) и донных осадков (Б) морей Восточной Арктики. (А).

1 – ЖМО моря Лаптевых; 2 – ЖМО Восточно-Сибирского моря; 3 – ЖМО Чукотского моря. (Б): 1 – осадки моря Лаптевых, вмещающие ЖМО; 2 – осадки Восточно-Сибирского моря, вмещающие ЖМО; 3 – осадки моря Лаптевых в целом (Астахов и др., 2018); 4 – осадки западной части Восточно-Сибирского моря (Астахов и др., 2018); 5 – осадки восточной части Восточно-Сибирского моря (Астахов и др., 2018); 6 – осадки Чукотского моря в целом (Астахов и др., 2018).

На примере западной части Восточно-Сибирского моря показано (Колесник и др., в печати), что вглубь моря, с ростом окисленности осадков прежде всего за счет снижения скорости седиментации, ЖМО на фоне увеличения количества в них рудного вещества главным образом за счет марганца (Mn от 0,09 % к 12,34 %, Mn/Fe от 0,01 к 1,15), демонстрируют уменьшение общего содержания РЗЭ (ΣРЗЭ от 166,90 г/т к 96,86 г/т), обеднение церием (Ce_{an} от 0,90 к 0,71) и обогащение средними РЗЭ.

Работа выполнена за счет гранта РНФ № 21-17-00081.

Астахов А.С., Семилетов И.П., Саттарова В.В., Ши С., Ху Л., Аксентов К.И., Василенко Ю.П., Иванов М.В. Редкоземельные элементы донных осадков восточно-арктических морей России как индикаторы терригенного сноса // ДАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 451–455.

Батурин Г.Н. Распределение элементов в железомарганцевых конкрециях морей и озер // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 5. С. 404–417.

Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Чукотского и Восточно-Сибирского морей // ДАН. 2011. Т. 440. № 1. С. 93–99.

Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Овсянников А.А., Рашидов В.А. Железомарганцевые конкреции Восточно-Сибирского моря близ острова Беннетта // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 782–790.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

Колесник О.Н., Колесник А.Н. Редкие земли и иттрий в железомарганцевых конкрециях Чукотского моря // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 203–214.

Колесник О.Н., Колесник А.Н., Астахов А.С., Селютин С.А., Жэнь С., Ши С. Содержание и состав редкоземельных элементов в железомарганцевых образованиях Восточно-Сибирского моря как отражение современных условий седиментации и диагенеза // ДАН. Науки о Земле (в печати).

Колесник О.Н., Колесник А.Н., Жэнь С., Карабцов А.А., Астахов А.С., Ши С. Первые данные о распределении редкоземельных элементов в железомарганцевых образованиях моря Лаптевых // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 37–43.

Севастьянов В.С., Кузнецова О.В., Федулов В.С., Федулова В.Ю., Душенко Н.В., Наймушин С.Г., Бычкова Я.В., Кривенко А.П. Накопление органического вещества, тяжелых металлов и редкоземельных

элементов в морском осадке на различном расстоянии от дельты реки Индигирка // Геохимия. 2020. Т. 65. № 12. С. 1167–1175.

Astakhov A.S., Sattarova V.V., Shi X., Hu L., Aksentov K.I., Alatortsev A.V., Kolesnik O.N., Mariash A.A. Distribution and sources of rare earth elements in sediments from the Chukchi and East Siberian Seas // Polar Science. 2019. V. 20. P. 148–159.

Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // Chemical Geology. 2014. V. 381. P. 1–9.

Chen Z., Gao A., Liu Y., Sun H., Shi X., Yang Z. REE geochemistry of surface sediments in the Chukchi Sea // Science in China (Series D). 2002. V. 46. № 6. P. 603–611.

Gromet L.P., Haskin L.A., Korotev R.L., Dymek R.F. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.

Rachold V. Major, trace and rare earth element geochemistry of suspended particulate material of East Siberian rivers draining to the Arctic Ocean // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / H. Kassens, H.A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, L. Timokhov (Eds.). Berlin: Springer, 1999. P. 199–222.

Таблица 1. Среднее содержание главных элементов и РЗЭ в ЖМО и вмещающих осадках морей Восточной Арктики.

Элементы и геохимические показатели	Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море		Чукотское море	
	ЖМО, n = 20	Осадки, n = 3	ЖМО, n = 43	Осадки, n = 9	ЖМО, n = 4	Осадки, n = 3
Fe, %	14,58	4,69	9,41	4,42	16,32	3,58
Mn	0,18	0,23	2,02	0,31	4,64	0,03
P	0,71	0,11	0,57	0,10	1,04	0,13
Si	22,10	27,07	26,09	28,34	18,07	30,60
Al	6,53	8,22	6,45	7,97	3,42	6,00
Sc, г/т	10,17	14,44	8,95	14,01	12,03	–
Y	20,61	26,60	20,27	20,25	42,01	14,92
La	35,76	41,07	25,12	34,99	38,26	19,42
Ce	68,75	91,84	46,10	73,18	72,04	–
Pr	8,08	9,75	6,31	7,95	9,15	–
Nd	34,76	37,09	24,74	30,07	38,31	–
Sm	6,63	7,33	5,08	5,92	8,30	–
Eu	1,37	1,54	1,13	1,22	2,21	–
Gd	5,70	6,60	4,84	5,18	9,97	–
Tb	0,84	0,89	0,71	0,73	1,42	–
Dy	4,96	4,80	3,90	3,92	8,65	–
Ho	0,83	0,95	0,77	0,77	1,66	–
Er	2,53	2,78	2,22	2,24	4,68	–
Tm	0,31	0,41	0,30	0,32	0,61	–
Yb	2,22	2,67	1,96	2,21	3,39	1,70
Lu	0,32	0,41	0,28	0,32	0,57	–
ΣРЗЭ	173,06	208,13	123,48	169,01	199,82	–
Mn/Fe, б.в.	0,01	0,05	0,20	0,07	0,28	–
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	1,55	1,46	1,30	1,49	1,07	–
Ce_{an}	0,88	1,00	0,80	0,95	0,85	–
Eu_{an}	0,98	0,97	1,01	0,96	1,08	–

$Ce_{an} = Ce_{норм}/(0{,}5La_{норм} + 0{,}5Pr_{норм})$, $Eu_{an} = Eu_{норм}/(0{,}5Sm_{норм} + 0{,}5Gd_{норм})$, $ЛРЗЭ/ТРЗЭ = (La_{норм} + 2Pr_{норм} + Nd_{норм})/(Er_{норм} + Tm_{норм} + Yb_{норм} + Lu_{норм})$, где «норм» означает отношение содержания элемента в образце к его содержанию в сланце NASC (Gromet et al., 1984). Б.в. – безразмерная величина. Прочерк – не проанализировано, нет данных для расчета.

Минералогическая характеристика сурьмяных руд Июльской группы рудопроявлений Тыргетуй-Жипкошинской зоны (Забайкальский край)

Кондрикова А. П.[1], Сучков А. В.[1]

[1]*ФГБУ «ВИМС», г. Москва, kondrikova@vims-geo.ru*

Тыргетуй-Жипкошинская площадь приурочена к зоне пересечения Адагулик-Хотогорской и Булаткинской разломных зон, что определяет закономерности размещения сурьмяной минерализации в региональном плане. Адагулик-Хотогорская зона разломов параллельна основному шву Центрально-Агинской системы надвигов и сбросов, фиксируются зонами брекчирования, милонитизации, катаклаза, системами кварцевых жил и даек гранит-порфиров шахтаминского комплекса (Федорчук, 1974). Сурьмяные проявления Тыргетуй-Жипкошинской площади локализуются в терригенных породах агинской (P_3-T_1ag) и реже зуткулейской (T_1zt) свит акша-илинской серии, которая в целом представлена пачками песчаников, алевролитов с гравелитами и конгломератами.

Сурьмяная минерализация по данным Комина и др. (Комин и др., 2006) относится к кварц-антимонитовому типу вулканогенной гидротермальной группы и характерна для перивулканических и субвулканических зон областей орогенеза тектоно-магматической активизации (Бергер, 1978).

Рудная минерализация выявлена в кварцевых брекчиях. Брекчии представлены интенсивно дробленными мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и гравелитов агинской свиты. Цементом брекчий служит многостадийный кварц с интенсивной сульфидизацией, которая представлена исключительно антимонитом. Гидротермально-метасоматические изменения терригенных пород агинской свиты выражены преимущественно в аргиллизации, а также окварцевании и сульфидизации.

Антимонит кварцевых брекчий концентрируется в прожилках низкотемпературного сахаровидного кварца (Поярков, 1962). Рудный минерал встречается в виде двух генераций: ранний антимонит наблюдается в виде ксеноморфных кристаллов, которые образуют в породе шлиры, гнёзда и прожилки. Антимонит поздней генерации образуется в результате перекристаллизации зёрен первой генерации и представлен удлинёнными пластинчатыми и игольчатыми выделениями, которые формируют субпараллельные и рандомно ориентированные агрегаты.

Антимонит крайне неустойчив в кислородных обстановках (Федорчук, Минцер, 1990): по рудному минералу нередко наблюдаются псевдоморфозы ксеноморфных и игольчатых кристаллов минерала группы ромеита, имеющих белый, ярко-жёлтый или зеленоватый цвет.

Антимонит был исследован в аншлифах и комбинированных шлифах методами оптической микроскопии и электронно-зондового микроанализа. Результаты исследований позволили сделать следующие выводы:

- антимонит представлен двумя генерациями кристаллов (ксеноморфными и игольчатыми, рис. 1, 2),
- антимонит имеет близкий к стехиометрическому состав (табл. 1), не содержит примесей мышьяка или висмута,
- антимонит образует ассоциации с кварцем, также по антимониту развиваются вторичные сурьмяные охры,
- сопутствующих сурьмяной минерализации элементов, таких как золото, серебро, вольфрам (Федорчук, 1985) - не выявлено.

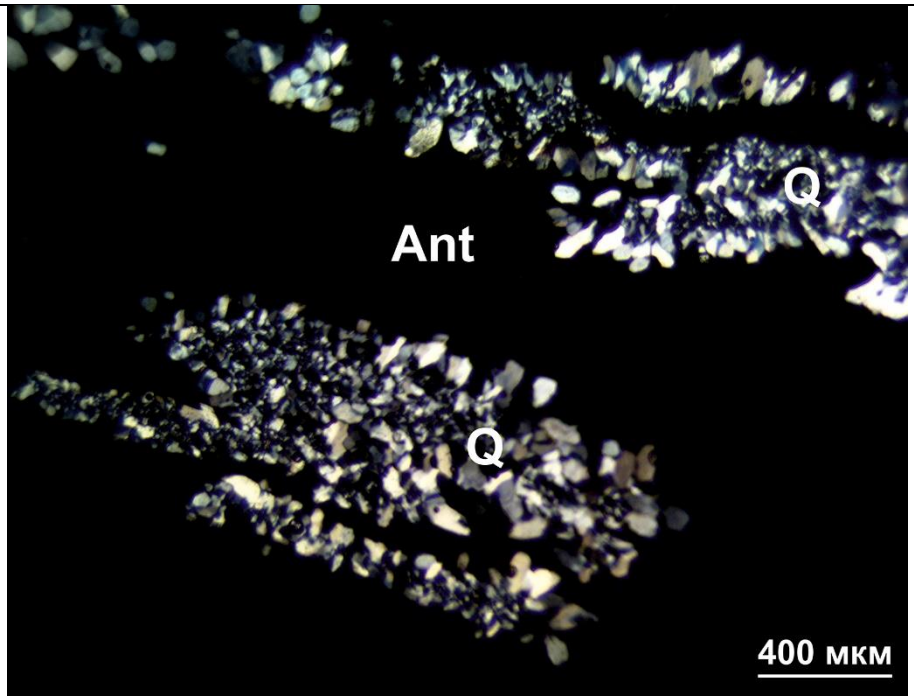


Рисунок 1. Гнёзда мелкозернистого кварца в интерстициях в ксеноморфном антимоните. Фото шлифа Т-108-2-1.

Изображение в проходящем свете, николи скрещены.

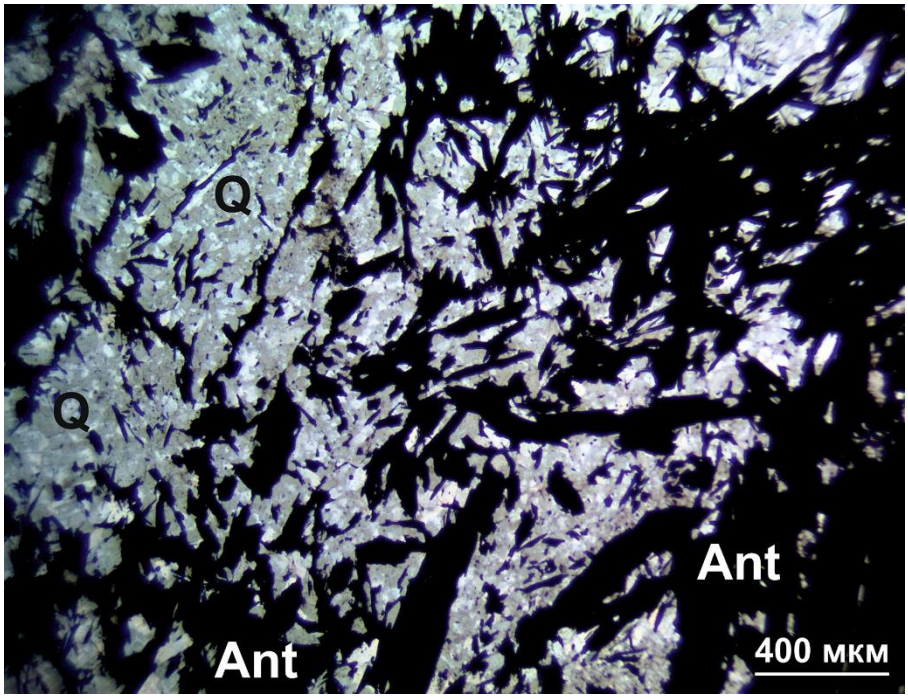


Рисунок 2. Игольчатые выделения кристаллов антимонита в основной массе, выполненной кварцем. Фото шлифа Т-108-3-1.

Изображение в проходящем свете, николи параллельны.

Таким образом, сурьмяная минерализация Тыргетуй-Жипкошинской площади представлена кварц-антимонитовыми брекчиями в зонах аргиллизации мелкозернистых песчаников агинской свиты. При этом чётким поисковым признаком на сурьмяные руды могут быть крупные гнезда и шлиры антимонита, которые в поверхностных условиях замещаются яркими жёлтыми, зеленоватыми или белыми охрами (минералами группы ромеита).

Таблица 1. Состав зёрен антимонита по результатам исследования образцов методом электронно-зондового микроанализа*.

Образец		Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Sb	Сумма
Т-108-2а	1		0.09	0.03		0.08	27.28		0.53	0.06		0.07	0.06	0.03	0.06		71.63	99.92
Т-108-2а	2				0.09	0.07	27.17		0.40	0.04	0.04	0.05					72.13	100
Т-108-3а	3	0.14			0.02		26.92	0.06	0.46	0.06	0.07	0.07	0.07		0.04		72.09	100
Т-108-3а	4			0.07			26.91		0.65	0.14	0.15	0.08		0.05	0.16	0.21	71.59	100
Т-108-3а	5			0.06	0.03		27.01	0.06	0.41	0.08		0.08	0.03	0.13	0.27		71.85	100
Т-108-3а	6			0.06	0.02		26.70	0.04	0.68	0.06	0.04	0.06	0.07	0.08	0.14		72.06	100
Т-108-3а	7	0.18	0.05		0.02		27.00		0.51	0.10			0.03			0.17	71.94	100
Т-108-3б	8		0.03	0.06	0.11		26.93		0.53			0.06			0.14	0.09	72.01	99.95
Т-108-3б	9			0.12	0.04	0.03	26.90	0.13	0.66	0.03	0.08				0.06	0.04	71.91	100
Т-108-3б	10	0.06		0.03	0.15		22.94		0.66	0.10		0.05			0.03		75.96	100

*пустые ячейки в таблице – элемент в точке анализа ниже предела обнаружения.

Бергер В.И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования).- Л.: Недра. 1978.296 с.

Комин М.Ф., Ключарев Д.С., Волкова Н.М. Минерально-сырьевая база сурьмы в России: проблемы и решения // Разведка и охрана недр. 2006.

Поярков В.Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений (в порядке обсуждения)// Разведка и охрана недр. 1962. № II. С. 5-14.

Федорчук В.П. Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы // Разведка и охрана недр.- 1974.- № 3.- С. 4-1I.

Федорчук В.П. Геология сурьмы.- М.: Недра, 1985. 267 с.

Федорчук В.П., Минцер Э.Ф. Геологический справочник по ртути, сурьме, висмуту. М.: Недра, 1990. 215 с.

Разработка автоматизированной системы предупреждения пересечений стволов скважин методом индукционного каротажа

Костин В. В.[1], Щербакова К. О.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, kostin.spe@gmail.com*

На сегодняшний день пересечение стволов скважин приобретает особую актуальность. Об этом свидетельствует большое количество ликвидированных скважин, с которыми возможны столкновения при бурении новых (Осиновская, 2015). Это приводит к техногенной аварии, последствия которой отрицательно влияют на экологическую обстановку прилегающей территории. Помимо этого каждая авария негативно сказывается на экономике предприятия (Денисов и др., 2016).

Содержание разработки. При выработке новой скважины, необходимо учесть возможность ее пересечения с уже существующими. Для прогнозирования и предотвращения встречи скважин предложена автоматизированная система. Изобретение относится к кустовой разработке месторождений нефти и газа при использовании направленного бурения с применением программного обеспечения. Оно заключается в контроле расстояния при бурении скважины относительно колонн уже пробуренных раннее (Щербакова и др., 2018). В глубинной части системы находится генератор электромагнитных колебаний, выполненный в виде установленного над долотом диполя, обеспечивающего электромагнитную связь между участками цепей, образованных колоннами ранее пробуренной и новой скважин, усилитель-преобразователь сигнала и антенна, бесперебойно передающая сигнал на поверхность, в компьютер (рис. 2). Полученные данные обрабатываются в специальной программе и представляются в виде графиков, по которым уже можно делать выводы о дальнейшем направлении бурения скважины (Игошева, 2018).

В процессе бурения скважины индукционная катушка создаёт первичное электромагнитное поле, индуцируемое в породу (рис.2). В результате этого в породе возникают вихревые токи, создающие в свою очередь вторичное электромагнитное поле. Возникающее в данном процессе вторичное поле зависит от проводимости породы и фиксируется приёмной катушкой. Проводимость измеряется в единицах проводимости См/м (Сименс на метр) или пересчитывается в сопротивление. Отслеживая изменение значений указанного электрического сопротивления постоянно в процессе бурения, появляется возможность получать информацию о расстоянии между долотом при бурении скважины и колонной ранее пробуренной скважины (Шакрамов и др.,2020).

Исходя из полученной информации в режиме реального времени производят сравнение значения контролируемого расстояния с априори установленным максимальным значением расстояния и при его достижении производят отключение бурового насоса и/или оперативное оповещение путем звуковой и световой сигнализации (Kalendarova et al., 2021).

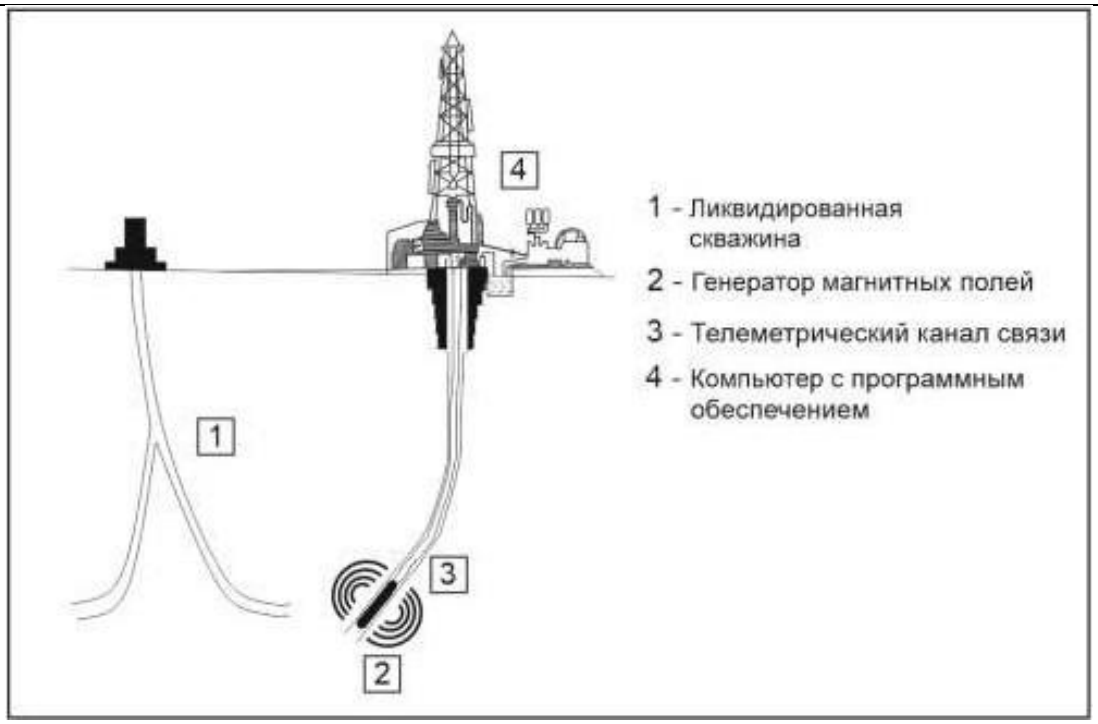


Рисунок 1. Система предупреждения встречи стволов.

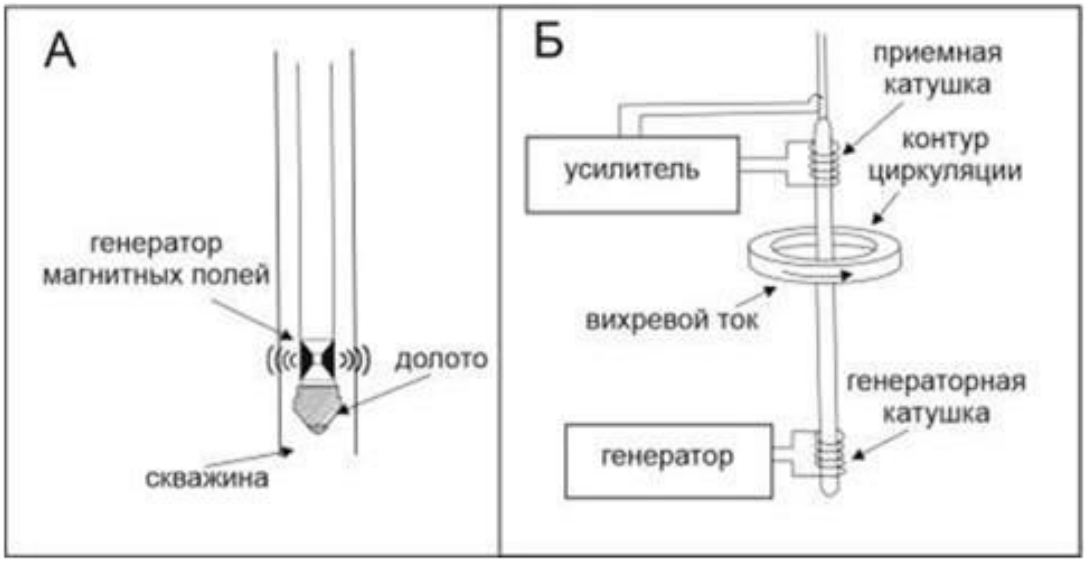


Рисунок 2. Схема работы автоматизированной системы предупреждения. А – Подземная часть системы. Б – Устройство генератора магнитных полей.

Данная технология является передовой в силу своих качеств, таких как: точность получения данных, скорость передачи данных (в связи с беспроводным соединением), современное программное обеспечение (для точной интерполяции данных). Она позволяет своевременно предотвратить аварийные ситуации, избежать экономических потерь для предприятия, не допустить возможные природно-техногенные катастрофы.

Научный руководитель: старший преподаватель кафедры СТБС, Б.А. Овезов. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ)

Денисов О.В., Гирфанов Р.Г., Кузьмина А.В. Разработка информационно-аналитической системы мониторинга и управления эксплуатационным фондом скважин НГДУ “Альметьевнефть” // Экспозиция Нефть Газ. 2016

Игошева А.А. Обзор динамики и структуры фонда нефтяных скважин в России. // Журнал Инновационная наука – 2018, №11. С. 71-74.

Осиновская И.В. Повышение эффективности управления фондом нефтяных скважин // Теория и практика общественного развития. 2015.

Шакрамов М.С., Календарова Л.Р., Овезов Б.А. Наддолотный модуль телесистемы // Молодые - Наукам о Земле : Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2020. – С. 188-190.

Щербакова К.О., Лукьянова Р.Ю., Овезов Б.А. Алгоритмы многоуровневого анализа с использованием машинного обучения для коррекции влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно направленного бурения глубоких скважин в Арктическом регионе // Геофизика и МГРИ. 100 лет вместе : Материалы Всероссийской научно-практической конференции и выставки, Москва, 15–16 ноября 2018 года. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (филиал), 2018. С. 85-88.

Kalendarova L.R., Ovezov B.A. A new type of data transmission channel in telemetry // Технологические решения строительства скважин на месторождениях со сложными геолого-технологическими условиями их разработки: материалы международной научно-практической конференции, Тюмень, 15 февраля 2021 года. Тюмень: Тюменский индустриальный университет, 2021. С. 160-162.

Минеральные особенности шлиховых ореолов рудопроявления Сульфидный Накхатанджинский РУ (Магаданская область)

Костина Е. Д.[1], Вьюкова А. М.[2]

[1]*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, kostina@tsnigri.ru*
[2]*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, viewcova.love@gmail.com*

Шхиперовская перспективная площадь расположена на территории Накхатанджинского РУ Кони-Тайгоносской металлогенической зоны, на юго-восточном фланге Мэлдекской интрузивно-купольной структуры. На площади выделен Хрустальный массив габбро-кварцевых диоритов-гранодиоритов, в экзоконтактовой зоне которого, известно несколько проявлений Cu, Mo, Au. Ag. Основная золото-серебряная минерализация проявлена на участке Сульфидном, который находится на пересечениях трех тектонических зон различного направления и приурочен к восточной границе Хрустального массива.

Участок Сульфидный расположен в верховьях руч. Шурфовочный и Костянка (левые притоки руч. Хрустальный). В геологическом строении участка принимают участие вулканогенно-осадочные юрские отложения с широко развитыми по ним хлорит-кварц-серицитовыми, хлорит-серицит-кварцевыми, серицит-полевошпат-кварцевыми, серицит-кварцевыми, альбит-серицит-кварцевыми метасоматическими изменениями. К меловому возрасту на участке относится вулканоплутоническая ассоциация, представленная серией даек плагиогранитов, гранодиоритов, тоналит-порфиров и кварцевых диоритов.

Минеральный состав шлиховых проб из канав, вскрывших рудоносную зону, характеризуется большим разнообразием. Основными минералами являются амфибол, эпидот и пирит. Также встречаются арсенопирит, пирротин, халькопирит, циркон, магнетит, гранат, ильменит и мусковит.

По результатам литохимической съемки и минералогического анализа выделены аномалии золота и элементов спутников, шлиховые ореолы золота, окисленного пирита и гидроксидов железа, магнетита, агрегатов пород, эпидота, турмалина. Наиболее распространенными и значительными являются ореолы пирита, в которых в пределах участка Сульфидный установлены содержания до 50%. Пирит-пирротиновые агрегаты преобладают Q-SER-EP метасоматитах, развитых как по вулканогенно-осадочным породам, так и по дайкам средне-кислого состава. Минеральная ассоциация с сульфидами полиметаллов и арсенопиритом приурочена к изменённым, окварцованным, частично аргиллизированным тоналитам, риодацитам и лейко-плагиогранитам

Ореолы эпидота высококонтрастные и связаны с зонами эндоконтакта даек тоналитовых порфиров и кварцевых диоритов. Небольшие по площади ореолы турмалина связаны, предположительно, со 2 этапом становления Среднинской медно-молибден-порфировой системы (внедрение интрузии гранодиорит-тоналитового состава, ее постепенный подъем и кристаллизация), который сопровождался привносом бора, формированием турмалиновых грейзенов и заполнение ими радиальных и концентрических трещин (Колова, Савва, 2008).

В шлиховых пробах, взятых из канав, можно проследить четкую взаимосвязь содержаний одних минералов с другими (рис.1). Наблюдается обратная зависимость содержаний амфибола от магнетита. Повышенное содержание магнетита, в большинстве случаев, связано с дайками плагиогранитов, а также тоналит-порфиров и гранодиоритов. На этих участках значительно снижается содержание амфибола в пробе. На интервалах ороговикованных туфоалевролитов ситуация обратная – даже на контакте между магматическими и измененными вулканогенно-осадочными породами заметно повышается содержание амфибола и снижается содержание магнетита.

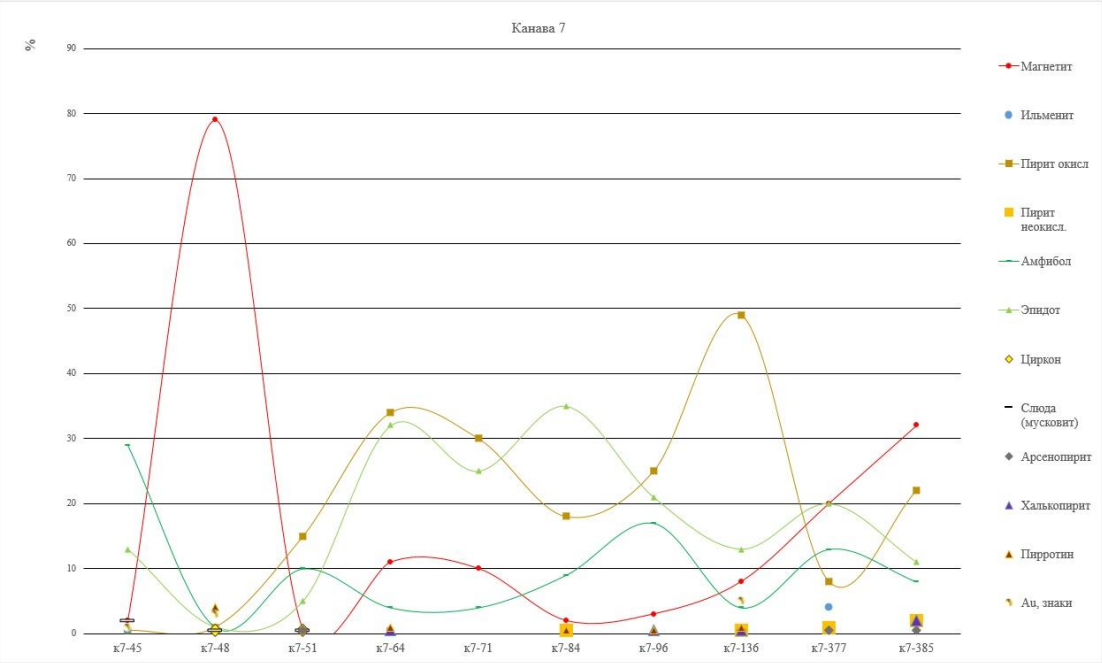


Рисунок 1. График распределения минералов в тяжелой фракции шлихов с канавы №7.

Также в шлихах хорошо прослеживается взаимосвязь эпидота с пиритом и, иногда, мусковитом (серицитом?). Содержания этих минералов закономерно увеличиваются на участках отбора из интервалов метасоматитов кварц-серицит-эпидотового и кварц пирит-эпидотового состава.

Ильменит в пробах встречается редко и, предположительно, связан с эндоконтактом даек с вулканогенно-осадочными породами.

Единичные знаки золота (рис. 2) чаще всего встречены в пробах, взятых с интервалов распространения метасоматитов кварц-серицит-эпидотового и кварц пирит-эпидотового состава, развитых вблизи даек средне-кислого или кислого состава.

Минералы и обломки пород в шлихах покрыты плотной гидрослюдистой глинистой корочкой, что придает некоторую «оглаженность» минералам и обломкам пород, но которая не является следствием окатанности.

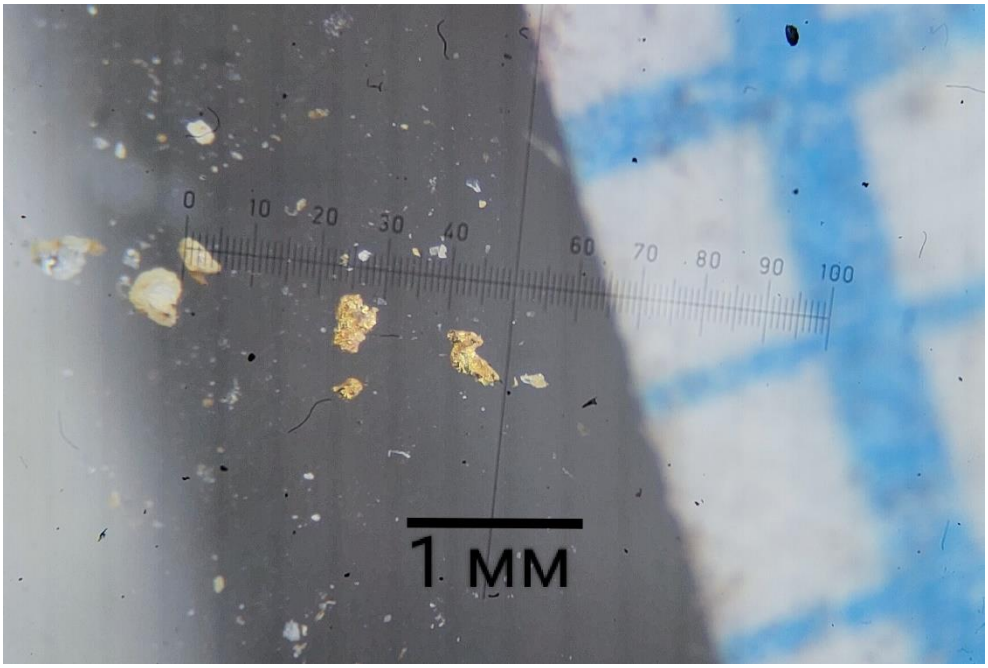


Рисунок 2. Знаки золота в шлиховой пробе.

Изученная минерализация может быть отнесена к золото-кварц-малосульфидному типу и может быть связана с не выходящим на дневную поверхность интрузивным телом потенциально рудоносного нижнемелового диорит-гранодиорит-тоналитового комплекса.

Колова Е.Е., Савва Н.Е. Соотношение медно-молибден-порфирового и золотого оруденения на п-овах Кони и Пьягина (Северное Приохотье) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2008 г. №4. С. 2-15.

Минералы тяжелой фракции базальных отложений венда Товского и Архангельского выступов Пинежского грабена как индикаторы источников сноса (Зимний Берег, Архангельская провинция)

Красовская Б.П.[1, 2], Ерофеева К.Г.[1, 2], Самсонов А.В.[2], Третяченко В.В.[3], Борисовский С.Е. [2]

[1] *МГРИ, г. Москва, b3lk@list.ru.*
[2] *ИГЕМ РАН, г. Москва*
[3] *АК «АЛРОСА», г. Мирный*

Объектом исследования настоящего доклада являются терригенные породы, относимые к низам вендской системы (базальные слои) из керна скважин, пробуренных в пределах Товского и Архангельского выступов Пинежского грабена (Зимний берег Белого моря, Архангельская провинция).

Методика исследования включала петрографическое описание пород, изучение морфологии минералов тяжелой фракции оптическими методами и с использованием сканирующего электронного микроскопа (ИГЕМ РАН), определение химического состава рутила и граната (электронно-зондовый микроанализатор, ИГЕМ РАН), изучение внутреннего строения зерен детритовых циркона (CL, ИГЕМ РАН) и их U-Pb изотопное датирование (LA-ICP-MS, ГИН РАН).

В пределах Товского выступа скважиной №775 базальные породы венда вскрыты на глубине 980 м. Здесь породы представлены серо-зелеными грубозернистыми гравелитами. Порода состоит из сростков крупных (до 2 мм) слабо пелитизированных зерен калиевого полевого шпата и остроугольных зерен кварца (до 1.5 мм), погруженных в тонкозернистый глинистый цемент. Общее количество грубозернистого материала в породе составляет ~25%.

Минералы тяжелой фракции представлены черно-зелеными слабо-окатанными эллипсовидными зернами турмалина, вытянутыми черными кристаллами ильменита и рутила, хорошо-окатанными изометричными зернами монацита от бледно-желтого до желтого цвета, обломками бледно-розовых слабо-окатанных зерен граната, короткопризматическими светло-серыми кристаллами циркона с сильно сглаженными вершинами и ребрами.

Зерна граната имеют состав $Alm_{45–82}$ $Prp_{1–49}$ Grs_{1-9} $Sps_{1–3}$, их фигуративные точки составов на треугольных петрогенетических диаграммах Alm-Prp-Grs и Alm-Prp-Sps (Aubrecht et al, 2009) попадают в области кислых и средних гранулитов, гнейсов с переходными P-T параметрами от гранулитовой к амфиболитовой фации и метаморфизованных в амфиболитовой фации гнейсов. Точки образуют четко выраженный тренд, параллельный линии Prp-Alm.

На петрогенетической диаграмме Cr-Nb (Zack et al., 2004) большинство фигуративных точек составов рутила расположены в области метапелитового источника сноса, однако единичные точки состава попадают в область метабазитов. Температуры кристаллизации рутила, рассчитанные с использованием геотермометра (Watson et al., 2006), варьируют в широких пределах от 608 до 947 ± 20 °C.

Зерна циркона однородны или имеют осцилляторную зональность с невыдержанными зонами и смазанными границами между ними. В строении многих зерен выделяются метамиктные области, реже полностью метамиктные центральные части. U-Pb датирование зерен циркона выявило два основных пика с близкими возрастами 1.92 млрд лет и 1.97 млрд лет. Слабо проявлены пики с возрастами в интервале от 2.1 до 2.8 млрд лет. Подавляющее большинство (83 %) зерен циркона имеют палеопротерозойские возрасты, оставшиеся 17 % приходятся на нео- и мезоархейские возрасты.

В пределах Архангельского выступа отложения базального венда были вскрыты скважиной №771 на глубине 860 метров. Здесь они представлены грубозернистыми песчанистыми гравелитами красновато-коричневого цвета. Отмечается меньшее количество гравийного материала (~ 15-20 %) по сравнению с гравелитами Товского выступа. Порода состоит из остроугольных обломков калиевого полевого шпата, характеризующихся

микроклиновой решеткой, размерами от 0.5 до 5 мм, остроугольных зерен кварца до 5 мм, иногда погруженных в глинистый цемент.

Минералы тяжелой фракции представлены хорошо окатанными зернами монацита от желтого до грязно-оранжевого цвета, бледно-розовыми обломками зерен граната, вытянутыми черными кристаллами рутила и светло-серыми короткопризматическими и изометричными зернами циркона со сглаженными ребрами и вершинами.

Гранат имеет составы $Alm_{55–83}Prp_{13–36}Grs_{2-4}Sps_{1–4}$, схожие с составами граната из гравелита Товского выступа. Фигуративные точки их составов на петрогенетических диаграммах Alm-Prp-Grs и Alm-Prp-Sps дополняют тренд, параллельный линии Prp-Alm.

Фигуративные точки составов рутила на петрогенетической диаграмме Cr-Nb целиком попадают в область метапелитов. Температуры кристаллизации от 486 до 947 ±20 °C, рассчитанные с помощью геотермометра, соответствуют температурам метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

Микроанатомическое строение зерен циркона преимущественно однородное и осцилляторное, иногда подчеркнутое широкими метамиктными зонами, реже встречаются зерна с полностью метамиктными ядрами. Подавляющее большинство зерен циркона (75 % возрастных определений) формируют пик с возрастом 1.92 млрд лет, менее выражены возрастные пики от 2.0 до 3.0 млрд лет. Возраст цирконов преимущественно палеопротерозойский (95 % определений), оставшиеся 5 % относятся к нео- и мезоархейскому возрасту.

Изученные терригенные породы базального венда, распространенные в пределах Товского и Архангельского выступов, в целом имеют схожий петрографический и минеральный состав. Близкие составы граната и рутила, а также возрастные наборы детритовых цирконов могут указывать на схожий состав источников при формировании вендских терригенных пород.

В то же время, в гравелитах Товского выступа фиксируется б**о**льшее разнообразие минералов тяжелой фракции (присутствие турмалина и ильменита) и более высокая абразия зерен монацита и рутила. Единичные составы рутила указывают на присутствие метабазитового источника сноса, а соотношение возрастных пиков возрастов циркона – на увеличение влияния источников сноса архейского возраста по сравнению с одновозрастными гравелитами Архангельского выступа. Это может свидетельствовать о поступлении архейского материала с северного обрамления ЛКО.

Aubrecht R., Méres S., Sýkora M., Mikuš T. (2009) Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 60 (6), 463–483.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contrib. Mineral. Petrol. 151, 413–433.

Zack T., von Eynatten H., Kronz A. (2004) Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. Sediment. Geol. 171, 37–58.

Минералого-геохимические особенности рудовмещающих пикритовых габбро-долеритов западного фланга Октябрьского месторождения Норильского рудного района

Крылов И.О.[1]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, ikrylov46@gmail.com*

Несмотря на относительную геолого-геохимическую изученность рудоносных интрузивов Талнахского рудного узла, новые данные о строении, составе и геохимии его интузивных и рудных тел появляются из года в год (Служеникин и др., 2018; Криволуцкая и др., 2011), а вместе с тем выявляются новые поисковые предпосылки оруденения. Важным типоморфным признаком рудоносных интрузивов норильского типа являются горизонты такситовых габбро-долеритов. Согласно гипотезе, С. К. Михалева, эти породы образовались при дифференциации флюидонасыщенных рудоносных магм при активном участии восходящих потоков флюидов, которые захватывали ранние зёрна основного плагиоклаза, реже – оливина, и переносили их в прикровельную часть массива (Михалев, 2012). В разных участках Хараелахского интрузива они различаются соотношениями главных породообразующих минералов, содержанием вторичных породообразующих минералов, структурными особенностями и степенью проявления вторичных замещений. Химические элементы-примеси в силикатных минералах характеризуют процессы, произошедшие с магмой во время кристаллизации. С точки зрения расшифровки процессов магматического рудообразования в базитовых комплексах важным геохимическим критерием также является состав примесей в окисно-рудных акцессорных минералах, так как они являются индикаторами фугитивности кислорода при формировании рудных минеральных фаз. С целью выявления типоморфных особенностей рудовмещающих пород на западном фланге Октябрьского месторождения и геохимических признаков оруденения, было проведено изучение породообразующих минералов в рудоносных дифференциатах Хараелахского интрузива методами инфракрасной спектроскопии, микрорентгеноспектрального анализа и ICP-MS. В результате работы выявлены закономерности изменения химического состава в основных породообразующих, а также в акцессорных минералах пикритовых габбро-долеритов. Изученные оливины, клинопироксены, плагиоклазы и хромшпинелиды в рудовмещающих габбро-долеритах западной ветви Хараелахского интрузива отличаются составом элементов-примесей, которые коррелируют с рудоносностью. Установлена также корреляция полученных данных с более ранними исследованиями других рудоносных интрузивов Талнахского рудного узла. Дальнейшая интерпретация полученных данных может указать на особенности условий образования минерализации, а соответственно выявить потенциально рудоносные породы и зоны комплексной минерализации в Норильском рудном районе.

Геология Норильской металлогенической провинции / Под редакцией И. И. Никулина; ПАО «ГМК «Норильский никель». – Москва: МАКС Пресс. 2020. – 524 с.

Житова Л.М., Каменецкий В.С., Толстых Н.Д., Шаповалова М.О. Сульфидная и ЭПГ-минерализация малосульфидного хромититового горизонта интрузии Норильск-1 // ультрамафит-мафитовые комплексы: Геология, строение, рудный потеницал. / Материалы V Международной конференции. 2017. С 131-135

Золотухин В.В.. Проблемы магматизма и генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения на примере Норильского района// Геология медно-никелевых месторождений СССР.-Л.:Наука.1990.-С 51-57.

Золотухин В.В. и др. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. – Новосибирск: Наука. 1975

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В. Магматические включения в оливинах норильских интрузивов (северо-запад Сибирской платформы) как источник информации об исходных расплавах // ДАН. 2001. Т.381. - №3. С.393-398

Криволуцкая Н. А. Формирование платино-медно-никелевых месторождений в процесссе развития траппового магматизма в Норильском районе //Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. №. 4. С. 346-378.

Михалев С.К., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Платино-медно-никелевое оруденение в ультрабазит-базитовых интрузивах и контактово-метаморфических породах среднего течения р. Кулюмбе, северо-запад Сибирской платформы// Руды и металлы. 2012. № 6. С. 43-60.

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В. Магматические включения в оливинах норильских интрузивов (северо-запад Сибирской платформы) как источник информации об исходных расплавах // ДАН. 2001. Т.381. №3. С.393-398

Служеникин С. Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района // Геология рудных месторождений, 1994,

Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1356—1378

Предотвращение рисков прихватов труб в процессе строительства скважин

Кузнецова Д. А.[1], Щербакова К. О.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, dariyakuz@bk.ru*

Способ ликвидации прихвата зависит от вида прихвата.Способы предотвращения прихвата и его ликвидации во многом обусловлены причинами возникновения данного осложнения, поэтому для того, чтобы принять необходимые предупредительные меры и правильно выбрать способ ликвидации прихвата, важно разбираться в признаках и знать возможные причины данного осложнения (Кудинов, 2004).

Многие исследователи возникновение прихвата связывают с перепадом давления, обусловленным разностью между гидростатическим давлением столба бурового раствора и пластовым давлением в интервалах залегания проницаемых пород (Нескоромных, 2015).

Степень деформации фильтрационной корки, согласно экспериментальным данным, закономерно меняется в зависимости от нагрузки и времени. Наибольшая деформация корки происходит в первые 15-20 минут контакта с трубой. В дальнейшем интенсивность деформации снижается и максимальное вдавливание достигается уже через 60 минут контакта. Повышение ΔР до 5МПа и более существенно не укрепляет структуру корки. Следовательно, в этой области перепадов давления достигается близкое к предельному уплотнению корки (Овезов, 2020).

Экспериментальная часть. Ликвидация прихватов. Для быстрой ликвидации возникшего прихвата и предупреждения осложнений при проходке прихватоопасных интервалов рекомендуется включать в КНБК специальныйясс. Яссыпредназначены для освобождения прихваченного в скважине бурового инструмента. Для получения максимальной эффективности, ясс необходимо размещать как можно ближе к месту ожидаемого прихвата, но не менее чем в двух УБТ (утяжеленные бурильные трубы) над верхним стабилизатором (Казаку, 2020).

Результаты. Автоматизация ясса. Все это говорит о перспективе внедрения автоматического принятия решения для активизации ясса. Во время бурения есть признаки, которые могут быть связаны с причинами возникновения осложнений. Эти признаки возникают до прихвата и могут быть использованы для принятия решения до возникновения аварийной ситуации.

Предлагается применять метод FMEA (англ. FailureModeandEffectsAnalysis) — это процедура, с помощью которой проводится анализ всех возможных ошибок системы и определения результатов или эффектов на систему с целью классификации всех ошибок относительно их критичности для работы системы.С помощью этого метода можно создать структурные связи причин и следствий для каждого из признаков, в результате можно определить сигналы, которые в наибольшей степени связаны с каждым типом проблемы прихвата труб.

Во время бурения есть признаки, которые могут быть связаны с причинами и следствием определенных проблем и осложнений, эти сигналы возникают до самой проблемы и могут быть исправлены до возникновения опасной ситуации. Чтобы связать эти сигналы с наиболее вероятным типом проблемы, будем использовать метод FMEA, аналогично с целью прогнозирования осложнения на основе идентифицированных сигналов, будем применять метод ARIMA (Яковлев, 2014; Kalendarova, 2020).

Модель ARIMA (AutoregRessiveIntegratedMovingAverage) – это один из наиболее распространённых методов анализа и прогнозирования временных рядов. Эта модель позволяет обработать данные временного ряда, чтобы лучше понять этот ряд или предсказать его развитие.

Можно предсказать поведение скважины задолго до начала осложнений. С применением метода FMEA осложнения прихватов бурильных труб были разделены на 7 подкатегорий в зависимости от типа причины, кроме того, установлено 33 признака, связанных с причиной и следствием определенных осложнений (таб.1).

Таблица1. Оповещения по уровню риска

УРОВЕНЬ РИСКА			
Рассчитанноеизменение	низкий	средний	высокий
ROP	менее 1	от 1 до 3	больше 3
TORQUE	менее 0.96	от 0.96 до 1.05	больше 1.05
INCL	менее 0.9	от 0.9 до 1	больше 1

По данным уровням риска можно принять решение, когда необходимо активировать ясс.

Лучшим способом предотвращения риска прихвата труб является использование двух методов, потому что благодаря результатам метода FMEA возможно идентифицировать признаки и прогнозировать тип осложнений, которые могут возникнуть с применением модели ARIMA.Грамотная оценка риска потенциальных осложнений сводит возникновение прихватов к минимуму. Благодаря революции больших данных, оптимизация затрат по-прежнему имеет большой потенциал в буровых работах.

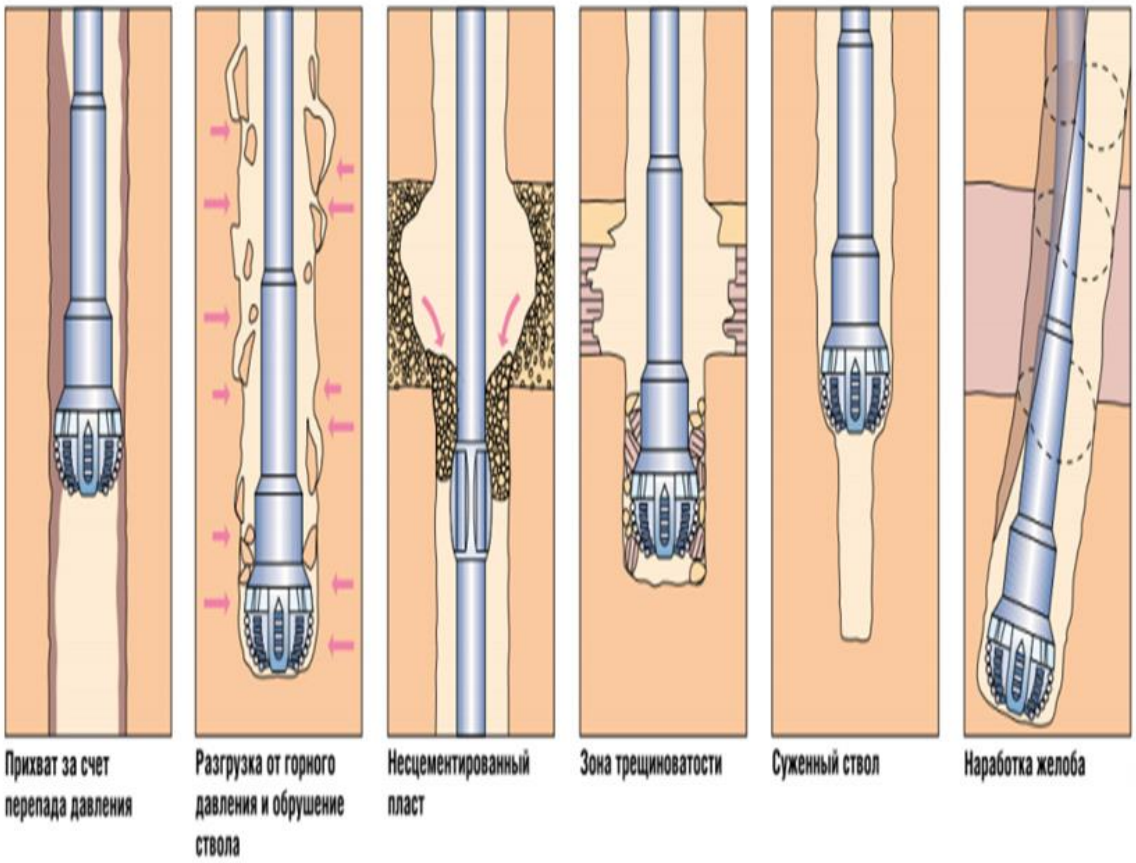


Рисунок 1. Осложнения и аварии.

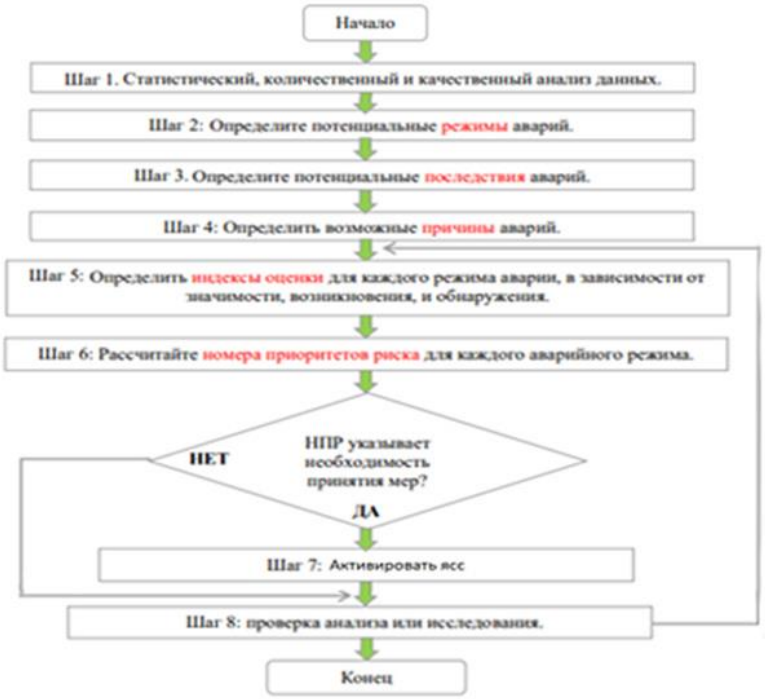


Рисунок 2. Блок-схема методологии FMEA.

Научный руководитель: старший преподаватель кафедры СТБС, Б.А. Овезов. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ).

Нескоромных В. В. Бурение скважин: учеб.пособие для вузов. М-во образования и науки РФ. Сиб. федер. ун-т, Сиб. эксперт.клуб. М.: ИНФРА–М, Красноярск: СФУ. 2015. 351с.

Кудинов В.И. Основа нефтегазопромыслового дела: Учебник для вузов обучение по направлению «Нефтегазовое дело». М.: Ижевск: ин- т компьютерных исследований: УдГУ. 2004 727с.

Овезов, Б. А. Влияние геомагнитных возмущений на наклонно-направленное бурение в высоких широтах // Молодые - Наукам о Земле : Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе 2020. –С. 167-168.

Казаку В. В., Овезов Б. А., Нестеренко С. Ю. Компьютерное моделирование эффективной промывки горизонтальных скважин // Молодые - Наукам о Земле : Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия: В.А. Косьянов, В. Ю. Керимов, В.В. Куликов. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2020. С. 154-156.

Яковлев И.Г., Овчинников В.П., Семененко А.Ф., Семененко Т.М.Предупреждение и ликвидация осложнений, аварий и брака при строительстве скважин Тюмень: ТюмГНГУ, 2014.

Kalendarova, L. R. Development of a hardware complex for increasing the amount of transmitted information while drilling using a combined communication channel and ternary encoding / L. R. Kalendarova, B. A. Ovezov, N. V. Solovev // Topical issues of rational use of natural resources : Scientific conference abstracts, St Petersburg, 17–19 июня 2020 года. – St Petersburg: Санкт-Петербургский горный университет. 2020. P. 87-88.

Включения в оливине из дунитов массива Матыскен, Корякское Нагорье

Кузьмин И. А.[1], Кутырев А. В.[2], Каменецкий В. С.[3], Тарасов А. А.[4,5]

[1]*СПГУ, г. Санкт-Петербург, kuzmin.kuvanechka@yandex.ru;*
[2]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
[3]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*
[4]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*
[5]*НГУ, г. Новосибирск*

Введение. Интерес геологов к концентрически-зональным клинопироксенит-дунитовым массивам обусловлен, в первую очередь тем, что с ними связаны как коренные месторождения платиновых металлов (к настоящему моменту уже полностью отработанные), так и промышленно значимые платиновые, или золото-платиновые россыпи. Несмотряна большое количество работ, посвящённых как хромит-платиновой минерализации, так и петрогенезису массивов, проблема происхождения самих дунитовпо-прежнему остаётся нерешённой. Модели образования дунитов охватывают весь спектр механизмов: формированиереститов, накопление кумулатов, реакции замещения, десерпентинизация и др. Перспективным способом решения этого вопроса является изучение включений в оливине с тем, чтобы в дальнейшем использовать как петрологические индикаторы, для определения генезиса оливина и дунитов в целом. На данном этапе, цель работы – комплексная характеристика включений в оливине концентрически-зональных массивов, на примере дунитов и хромититов массива Матыскен, Корякское Нагорье.

Геология объекта исследований. Массив Матыскен является типичным представителем массивов Урало-Аляскинского типа. Массив имеет имеет площадь порядка 7 км^2, выраженное зональное строение и прослеживается на глубину около 1.5 км. Как и во всех концентрически-зональных массивах, центральную часть слагает дунитовое ядро, и от центра к периферии происходит закономерная смена на клинопироксенит-верлитовую оторочку, с переходом далее к габброидам. Между дунитами и клинопироксенит-верлитовой оторочкой прослеживаются тектонические границы, и приконтактовая часть пронизана маломощными секущими телами (Batanova, 1992).

Методика исследований. Изучались включения в оливине из дунитов и хромититов. Образцы измельчались до размерности менее 5мм, для исследования отбиралась фракция крупности +0,2–0,5 мм. Оливин монтировался в эпоксидную смолу для дальнейшего изучения. Препараты полировались на алмазе, при отсутствии воды, в качестве смазочной жидкости применялась WD-40. Вскрытые включения были проанализированы методами сканирующей электронной микроскопии в университетеТасмании (Австралия) на приборе Hitachi SU-70 оборудованном системой Oxford AZtec Energy XMax 80 при ускоряющем напряжении 15 kV. Невскрытые включения анализировались методом конфокальной рамановской спектроскопии. Раман-спектры дочерних фаз “в точках” были получены с использованием системы из конфокального рамановского микроспектрометра Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800, Nd:YAG лазера с длинной волны 532 нм и оптического микроскопа Olympus BX41 с короткофокусным 100^X объективом и подключённой видеокамерой в ИГМ СО РАН. Калибровка прибора производилась по линии 520,6 см$^{-1}$ кристаллического кремния. Для поиска газов и жидкостей использовался диапазон от 10 см$^{-1}$ до 4000 см$^{-1}$.

Результаты. В большинстве из более 2000 изученныхзёрен оливина были обнаружены включения, которыеможно отнести к одному из двух типов: силикатно-оксидные и серпентин-солевые. С серпентин-солевыми включениями ассоциируют флюидные фазы.

Силикатно-оксидные включения чаще всего приурочены к зонам роста и зачастую можно увидеть их взаимное расположение под углом около 45 градусов. Они представлены или индивидуальными зёрнами где наблюдается диопсид а на границе диопсид/оливин располагаются кристаллы хромшпинели (рис. 1б, в), или же – симплектитовыми срастаниями

хромсодержащего магнетита и диопсида (рис. 1г). Стоит отметить, что оливин из хромититов прозрачнее и чище чем оливин дунитов, и почти не содержит включений темноцветных минералов, за исключением редких идиоморфных кристаллов хромшпинелида. Оливин из дунитов же, в нашем случае, наоборот – обогащён включениями «жучков» (рис. 1а) – графических срастаний магнетита и диопсида.

Чаще всего встречаются срастания диопсида и магнетита двух морфологических типов: в первом случае, идиоморфные кристаллы хромита находятся на «стенках», а интерстициальное пространство заполнено диопсидом (рис.1г), во втором, симплектитовые срастания, развивающиеся от некоего общего геометрического «центра» (рис.1в). Реже присутствуют в этих срастаниях флогопит и минералы группы амфибола. Также в оливине повсеместно встречаются тонкие окрашенные пластинки хромшпинели прямоугольного сечения. При вскрытии они выглядят на поверхности препарата как ламели.

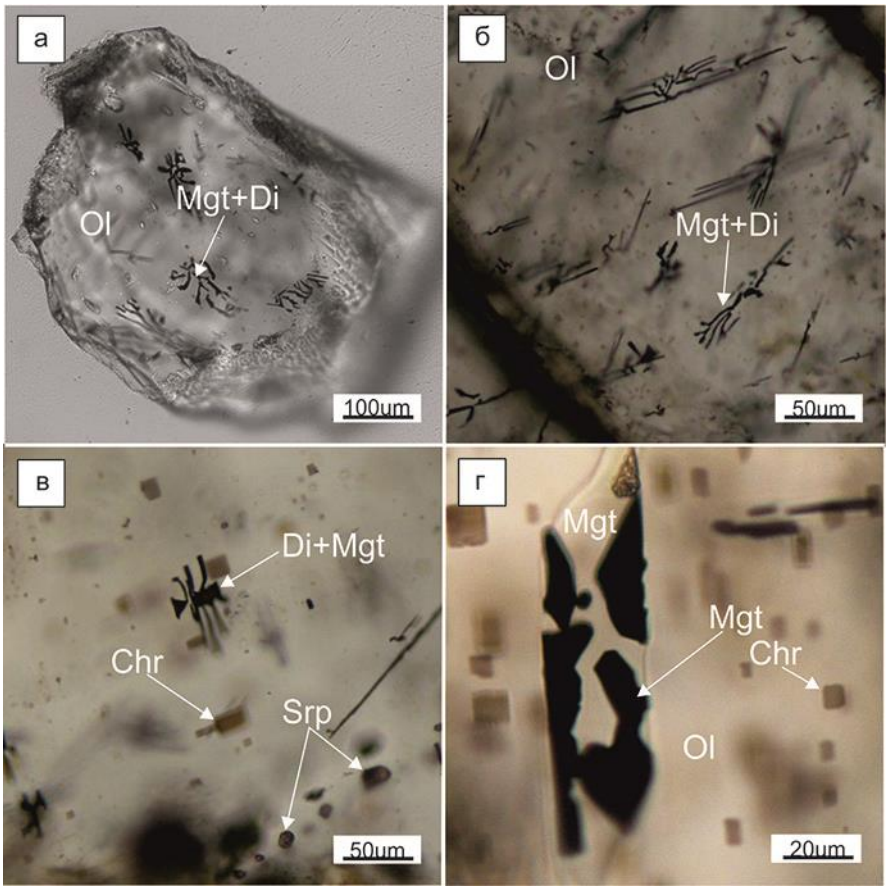


Рисунок 1. Силикатно-оксидные включения в оливине дунитов массива Матыскен.
а –крупное зерно оливина, б, в – срастания диопсида и хромшпинели, г – симплектиты диопсида и магнетита.

Серпентин-солевые включения представлены как индивидуальными зёрнами, так и ориентированными по трещинам сегрегациями. Эти трещины не имеют привязки к зонам роста оливина, и, скорее всего, имеют вторичную природу. Эти включения представлены серпентином (по данным рамановской спектроскопии преимущественно – лизардитом) в ассоциации с различными солями: галитом, сильвином, флюоритом и хлоридами железа (рис.2). Можно заметить, что почти во всех случаях мы наблюдаем кристаллы в некоем объёме, который, вероятно, до вскрытия был заполнен газово-жидкой составляющей. Все эти соли обладают выдержанным составом, кроме солей калия-натрия. Галит-сильвин как правило находятся в срастаниях с разным соотношением K/Na в разных частях кристаллов, однако отчётливых закономерностей по зональности выявить не удалось.

В поровом пространстве серпентина как правило обнаруживаются восстановленные газы – водород и метан, а также водяной пар.

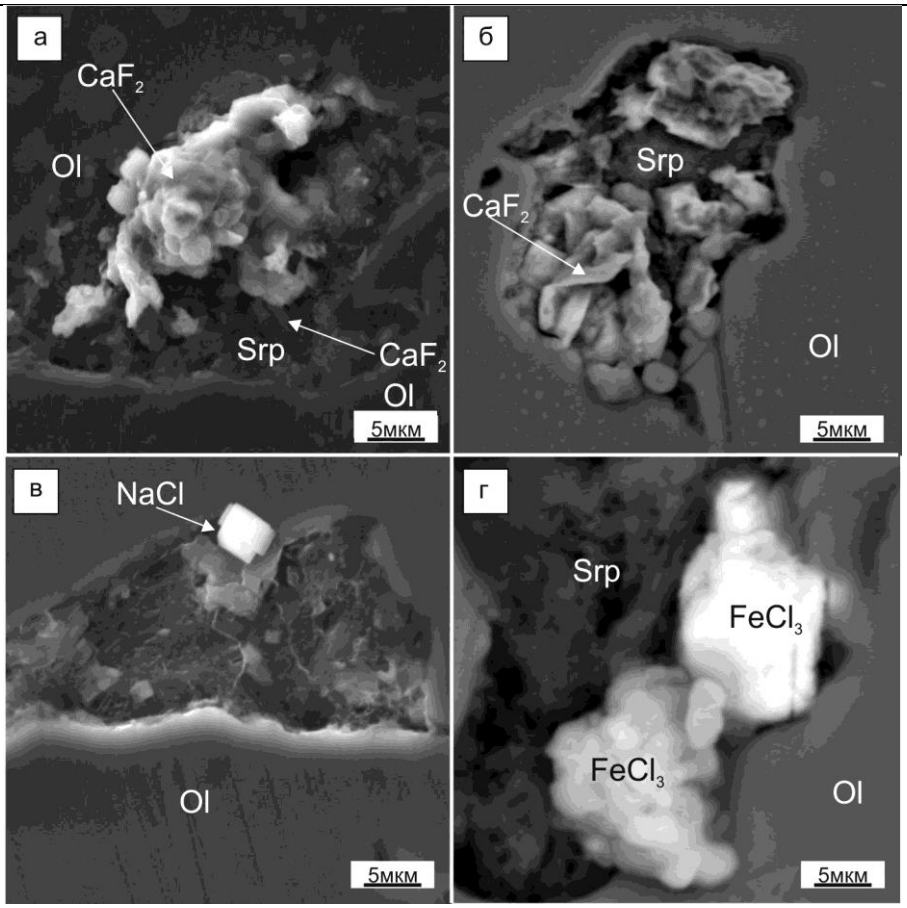


Рисунок 2. Серпентин-солевые включения в оливине дунитов массива Матыскен.
а, б – флюорит, в – галит в срастаниях с сильвином, г – молизит($FeCl_3$).

Обсуждение результатов. Изучение включений должно приблизить нас к пониманию петрогенезиса клинопироксенит-дунитовых массивов. В последствии это должно помочь в понимании происхождения хромит-платинового оруденения этих массивов. Изученные включения разделены на две разновидности: силикатно-оксидные и серпентин-солевые. Силикатно-оксидные включения ориентированы, и занимают позицию по кристаллографическим направлениям в оливине, что наводит на мысль об их формировании в результате распада твёрдого минерального раствора. Вероятно, при кристаллизации оливина в нём было растворено достаточное количество кальция и железа, чтобы при серпентинизации происходило очищение оливина с кристаллизацией диопсида и магнетита. Одновременный рост при низких температурах даёт возможность образованию симплектитовых срастаний. Возможность такого механизма подтверждается экспериментальными работами (Khisina, 2015). Серпентин и солевые включения вероятно сингенетичны, в пользу этого говорит морфология включений, соли, как правило заключены в минералы группы серпентина. Ранее такие включения в оливине детально описывались (Kamenetsky, 2016). Вероятнее всего, фториды и хлориды имеют гидротермальное происхождение. Стоит отметить, что галит и сильвин как правило выступают на поверхности препарата. Это говорит о существовании в полостях раствора содержащего Na и K, а кристаллизация произошла на поверхности при вскрытии полостей во время полировки. Природа газовых фаз в серпентине определена достаточно детально. Водород и метан являются типичными сопутствующими газами, образующимися в восстановительной обстановке при серпентинизации оливина (Suda et al, 2014).При серпентинизации происходит выделение железа в магнетит, и восстановление воды до водорода по реакции $6(Mg_{1.5}Fe_{0.5})SiO_4 + 7H_2O = 3Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + Fe_3O_4 + H_2$(Coveney, 1988). Метан же, по данным некоторых исследований (Abrajano, 1988) образуется при взаимодействии с выделяющимся водородом мантийного углерода, который был заключён внутри дунитов с момента их образования. Принято считать, что эти газы длительное время сохраняются в поровом пространстве серпентина (Suda, 2014). В целом, фазовый состав включений в оливине дунитов массива

Матыскен говорит о том, что оливин подвергался действию гидротермальных растворов различного состава, в том числе, нетипичных для дунитов зональных массивов.

Заключение. В оливине выделено два вида включений: силикатно-оксидные и серпентин-солевые. Вероятнее всего, силикатно-оксидные включения образуются при распаде твёрдого раствора.Замечено, что оливин из массивных хромититов практически не содержит таких включений. Включения второго типа представленыхлоридами калия, натрия и железа, флюоритом, серпентином и магнетитом; также, в них встречены водород, метан и водяной пар. По всей видимости, такие включения представляют собой реликт серпентинизирующего флюида.

Сканирующая электронная микроскопия выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ №21-17-00122. Авторы признательны А. В. Головину (ИГМ СО РАН) за помощь в проведении рамановской спектроскопии.

Abrajano T.A., Sturchio N.C., Bohlke J.K., Lyon G.L., Poreda R.J., Stevens C.M. // Methane-hydrogen gas seeps, Zambales ophiolite, Philippines: deer or shallow origin? Chemical Geology. 1988. V. 71. P. 211-222.

Batanova V. G., Astrakhantsev O.V.Tectonic position and origin of the zoned mafic-ultramaficplutons in the Northern Olyutor zone, Koryak Highlands. // Geotectonics. 1992. V. 26. P. 153-165.

Coveney, R. M., E. D. Goebel, E. J. Zeller, G. A. Dreschoff, and E. E. Angino, Serpentinization and the origin of hydrogen gas in Kansas, AAPG Bull. 1987. 71, 39–48

Kamenetsky V.S., Lygin A.V., Foster J.G., Meffre S., Maas R., Kamenetsky M.B., Goemann K., and Beresford S.W. A story of olivine from the McIvor Hill complex (Tasmania, Australia): Clues to the origin of the Avebury metasomatic Ni sulfide deposit // American mineralogist. 2016. V. 101. P. 1321-1331.

Khisina N.R., Lorenz C.A. Dehydrogenation as the Mechanism of Formation of the Oriented Spinel–Pyroxene Symplectites and Magnetite–Hematite Inclusions in Terrestrialand Extraterrestrial Olivines. // Petrology. 2015. V. 23, №2. P. 176-188.

Suda K., Ueno Y., Yoshizaky M., Nakamura H., Kurokawa K., Nishiyama E., Youshino K., Hongoh Y., Kawachi K., Omori S., Yamada K., Yoshida N., Maruyama S. Origin of methane in serpentinite-hosted hydrothermal systems: The CH_4-H_2-H_2O hydrogen isotope systematic of the HakubaHappo hot spring. // Earth and Planetaru Science Letters. 2014. V. 386. P. 112-125.

Развитие утилизации бурового шлама в нефтегазовом деле с включением в ресурсооборот

Лапыкина А. А.[1], Щербакова К. О.[1]

[1]*РГГРУ им. Серго Орджоникидзе, г. Москва, lapykinaalina@gmail.com*

По приблизительным отметкам специалистов, которые были представлены во время Всероссийской конференции «Эффективные решения актуальных проблем переработки нефтешламов – экологическая безопасность России» в настоящее время на территории Российской Федерации накоплено свыше 3 млн. т. нефтяных шламов, имеющих разное происхождение (Лаверов и др., 2016). Большая часть из них имеет возраст, доходящий до нескольких десятков лет.

Наглядно о масштабах проблемы можно понять по данным, представленным организацией «Экологическая вахта Сахалина» о том, что при разработке месторождений на шельфах операторской компанией «Sakhalin Energy Investment Co. Ltd» с одной платформы прогнозируется выработка бурового шлама в объеме 60 тыс. $м^3$/год и пластовой воды около 640 $м^3$/сутки (Оценка…, 2010). Подобные размеры выработки бурового шлама негативно воздействуют на экологическую обстановку местности.

При неправильном соблюдении процедуры работы с буровым шламом возникают последствия, приводящие к нарушению экологической обстановки региона, на котором расположено месторождение:

- Сокращение продолжительности жизни различных организмов, снижение репродуктивности, гибель особей;
- Исчезновение некоторых видов животных, растений, микроорганизмов;
- Загрязнение подземных вод;
- Изменение физических характеристик вод, следующие из загрязнения подземных водоносных пластов – pH, солености, температурного режима, светопропускного режима, загрязнение водоемов частицами тяжелых металлов;
- Нарушение структуры, химического состава почвы, которое ведет к снижению плодородности почв, пригодности земель для сельского хозяйства (Афанасьев, 2019);
- В целом нарушение естественных процессов в экологических системах и др.

В настоящее время один из самых распространенных способов переработки и утилизации буровых отходов состоит в захоронении отфильтрованного шлама в специальных могильниках как показано на рисунке 1. Широкая распространенность подобной системы в первую очередь определена низкой стоимостью проводимых мероприятий, но несмотря на этот фактор, назвать удовлетворительной её невозможно. Из-за недостаточной гидроизоляции котлована и разрушающего воздействия его содержимого на изоляционный материал на постоянной основе случаются утечки отходов бурения в окружающее пространство, ведущие к загрязнению почв, что влечет за собой сокращение сельскохозяйственных земель, и попадание нефтесодержащих продуктов в подземные воды. Так же этот способ нецелесообразен из-за использования большегрузной техники, работа которой ведет к загазованности атмосферы, из-за вырубки лесных массивов для создания хранилищ (Овезов и др., 2019).

Кроме того, компании нефтегазовой промышленности используют термический метод переработки отходов (сжигание в печах и топках), который в настоящее время стал менее актуальным в связи с ужесточением мер природоохранного законодательства, так как в процессе сжигания образуются вредные выбросы, попадающие в атмосферу, далее переносимые на большие расстояния и выпадающие с осадками (Овезов, 2018).

Метод микробиологического обезвреживания, проведение которого зачастую не предоставляется возможным из-за неподходящих природно-климатических условий, высокая стоимость реагентов делает его экономически невыгодным (Афанасьев, 2019). Данная проблема особенно актуальна для нефтедобычи в России, так как большая часть нефтегазовых

месторождений находится в северных арктических регионах, на территориях Сибирского и Дальневосточного регионов.

Альтернативным вариантом решения поставленной задачи может стать комплексный метод утилизации бурового шлама, он является ресурсосберегающим и наиболее экологически безопасным и позволяет рационально использовать нефтешлама (Штриплинг, 2016). Существует три наиболее продуктивных варианта поведения метода реагентной обработки (рис. 1):

1 Реакция гидрофильного оксида кальция, выделение тепла, образование гидроксида кальция (гашеной извести) (рис.1 а);

2 Реакция гидрофильного оксида кальция с загрязняющим веществом (шламом), затем обработка водой, образование гидроксида кальция (гашеной извести) с выделением тепла (рис. 1 б);

3 Смесь гидрофобного оксида кальция, воды и нефтешлама, в результате чего происходит поглощение загрязняющего вещества, затем реакция с водой, образование гидроксида кальция (гашеной извести) с выделением тепла, получение карбоната кальция (рис.1 в).

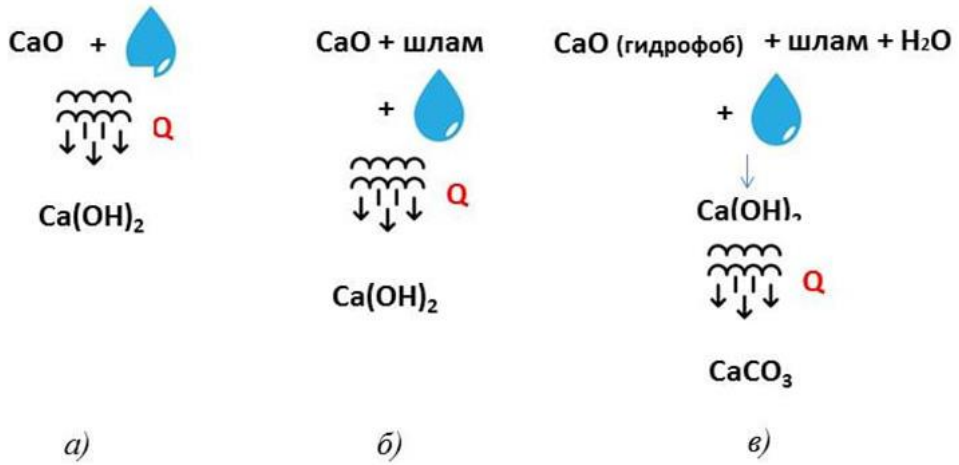


Рисунок 1. Схематическое изображение метода реагентной обработки

Основу рецептуры реагента составляет оксид кальция и нефтешлам, применяемый в качестве гидрофобизатора. Данная рецептура позволяет провести высокоэффективное обезвреживание бурового шлама с получением водонепроницаемого продукта утилизации. Схема получения материала из сухого и влажного отходов представлена на рисунке 2 (Патент РФ №2305116 С1).

Данный метод даёт возможность провести совместную утилизацию нефтяного шлама, а также цементной пыли, что обеспечивает высокую степень экологической безопасности и максимальный оборот ресурсов. В ходе проведенных исследований, было выяснено, что добавка бурового шлама регаентной обработки в количестве 5-10% масс к портландцементу дает увеличение прочности при сжатии получаемой крепи на 15-35%, это позволяет использовать вяжущий материал для цементирования обсадных колонн скважин в интервалах, где отсутствует водоносность и имеются горные породы, изолирующие выше - и нижезалегающие водные горизонты. Выявлено, что применение полученного материала в качестве примеси при цементировании не оказывает деструктивного воздействия на окружающую среду и способствует улучшению прочностных характеристик тампонажного раствора (Косенков, 2022).

Материал, полученный путем введения реагентной добавки схож с бетоном, что позволяет использовать его при строительстве для создания блоков и фундамента зданий. Однако плотность этого материала находится в пределах от 1886 кг/м^3 до 2052 кг/м^3, что делает его в значительной степени легче обыкновенного строительного бетона. Предложенный способ переработки бурового шлама можно использовать также для приготовления материала для укладки дорог из шлама на местах разработки месторождений, так как он обладает высокой прочностью, не теряет своих свойств при колебании температур.

Таким образом, предложенный метод актуален тем, что он не только безопасен для окружающей среды, но и целесообразен с экономической точки зрения, так как в итоге мы

получаем экологически чистый, прочный материал с широким спектром применения. Описанная технология является наиболее актуальной и применимой для месторождений на территории РФ. Это также обусловлено тенденциями развития нефтедобычи в Арктическом регионе, так как к нему обращено повышенное внимание за экологической обстановкой.

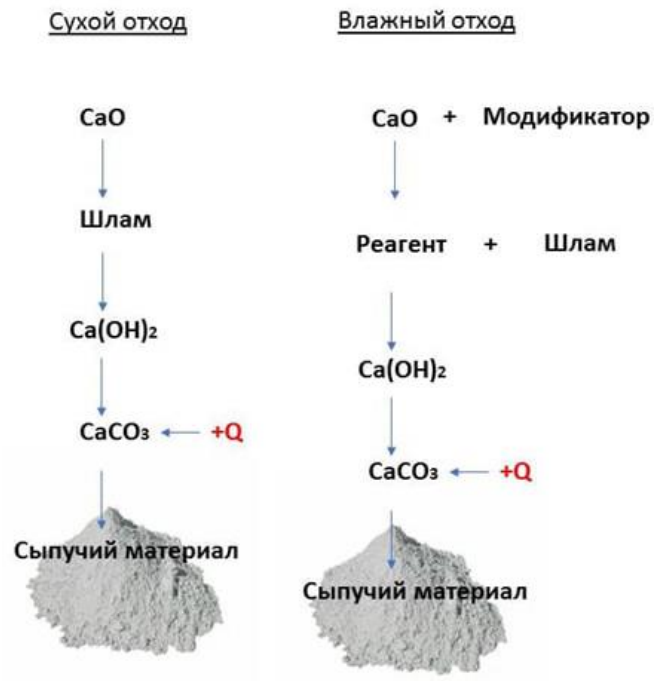


Рисунок 2. Разница процессов введения регаентной добавки для сухого и влажного отходов

Научный руководитель: Овезов Батыр Аннамухаммедович, старший преподаватель кафедры современных технологий бурения скважин, начальник отдела организации научных мероприятий и молодежной науки

Афанасьев С.В., Кравцова М.В., Паис М.А., Носарев Н.С. Анализ методов переработки нефтешламов. Проблемы и решения // Инновации и «Зелёные» технологии (Тольятти, 19 апреля 2019 г.): сборн. матер. и докл. 2-ой Всероссийской научно-практ. конф./ СНЦ РАН. Самара.: 2019. С.17 – 22.

Лаверов Н. П., Богоявленский В. И., Богоявленский И. В. Фундаментальные аспекты освоения ресурсов нефти и газа и шельфа России: стратегия, перспективы и проблемы // Арктика: экология и экономика. 2016. № 2 (22). С. 4—13.

Овезов Б. А., Щербакова К. О., Повалихин А. С. Керн повышенной информативности // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XIV Международной научно-практической конференции: в 7 томах, Москва, 02–05 апреля 2019 года. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2019. С. 282-283.

Овезов, Б. А. Технология проведения геофизических исследований в процессе отбора ориентированного керна // Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ-РГГРУ): Мат. Международной научно-практической конф. В 7-ми томах, 04–06 апреля 2018 года. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2018. С. 203-205.

Оценка воздействия на окружающую среду программы трехмерной сейсморазведки «Сахалин Энерджи Инвестмент Компани Лтд.» на Пильтун-Астохском месторождении (остров Сахалин, Россия) 2010 г. Южно-Сахалинск. 2010. – 363 с.

Патент РФ №2305116 С1 «Способ обезвреживания отходов, содержащих менее 50% жидких и/или пастообразных углеводородов». Иванов С. И., Акопова Г. С., Трынов А. М. и др.

Косенков А. Д., Соловьев Н. В., Щербакова К. О., Овезов Б. А. Применение оптических преобразователей для газоанализаторов при бурении скважин // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 4(124). С. 42-44.

Штриплинг Л.О., Холкин Е.Г., Ларионов К.С. Совершенствование технологии обеззараживания грунтов, загрязненных нефтепродуктами, методом капсулирования реагентов // Procedia Engineering. 2016. Вып. 152. С. 13—17.

Проблемы источников и эволюции высокожелезистых расплавов Ладожского грабена 1.46 млрд лет

Лебедева Н. М. [1], Возняк А. А. [1], Носова А. А. [1]

[1] *ИГЕМ РАН, г. Москва, nm_lebedeva@igem.ru*

В центральной части Ладожского грабена расположен Валаамский силл феррогаббро-монцонитов с возрастом 1.46±0.04 млрд лет (Salminen, Pesonen 2007) и покровы ферробазальтов Салми и ферродиоритов с возрастом 1.45±0.12 млрд лет (Lubnina et al., 2010). В его восточном борту расположен крупный Салминский плутон гранитов рапакиви-кварцевых диоритов-анортозитов-габброноритов возрастом 1.55-1.52 млрд лет (Amelin et al., 2004). Они являются результатом «позднего» импульса AMCG комплекса Восточно-Европейского кратона, самые ранние события которого имеют возраст 1.67–1.6 млрд лет (Johansson et al., 2022).

Несмотря на имеющие исследования пород Ладожского грабена остается неясным каким был источник феррогаббро-монцонитов и ферробазальтов и долеритов? Какая связь между толеитовым магматизмом и AMCG плутонами? Какие петрологические процессы привели к появлению обогащенных Fe-Ti-P пород?

Ферробазальты слагают две толщи мощностью до 155 м. Потоки иногда перемежаются с прослоями туфов и туфитов. Верхняя толща во многих случаях эродирована и прослеживается не повсеместно; нижняя толща прослеживается во всех изученных скважинах и редких обнажениях. Базальты в подошве и кровле потоков миндалекаменные. Имеют микродолеритовую структуру. Породы часто хлоритизированы. Внутренние части потоков сложены массивными лавами, иногда с редкими миндалинами, имеют долеритовую структуру. Основная масса базальтов сложена плагиоклазом 40 - 50%; клинопироксеном 10-20%, ортопироксеном 15-17%; рудными минералами - ильменитом, титаномагнетитом 10-20%; оливином 5-7%; апатитом до 2 %; иногда появляется калиевый полевой шпат доли %; в интерсертальных разностях присутствует неизмененное стекло 5-7%.

Мощность Валаамского силла достигает 150-200 м (Свириденко, Светов 2008), породы не сильно дифференциированы в пределах массива. Феррогаббро крупнокристаллические, сложены оливином (5-10 %), клино- и ортопироксеном (40 %) и плагиоклазом (35-40 %), содержание магнетита и ильменита достигает 10 %. В качестве акцессорных минералов встречаются апатит, титанит, КПШ, пирит. Монцониты и гранитные жилы практически отсутствуют в западной части силла и их количество постепенно увеличивается к восточной части (СВ о. Валаам, о. Лункулансаари). В монцонитах содержание КПШ достигает 35%, плагиоклаза около 40 %, магнетита до 7 %, клинопироксен, амфибол и кварц в качестве акцессорных минералов. Присутствует большое количество секущих кальцитовых жилок. Также встречаются переходные разности между этими типами пород. Наблюдается большое количество разнонаправленных гранитных жил с раздувами до 30 см. Границы жил неровные и вокруг них в габбро присутствует зона развития КПШ шириной 3-7 см. Граниты мелкозернистые, порфировидные, содержат кварц, КПШ, вкрапленники ортоклаза. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, единичными магнетитом и ильменитом.

Химический состав пород потоков Салми и пород Валаамского силла близок, они представлены породами как нормального ряда, так и субщелочными породами. Для потоков Салми характерны составы от базальтов до тефритов (K_2O+Na_2O – 2.13-5.96 вес. %), породы Валаамского силла также имеют субщелочную специфику. Средняя магнезиальность как для пород Салми, так и для пород Валаамского силла лежит в диапазоне от 20 до 40%. Также, говоря о химии пород потоков Салми и пород Валаамского силла, следует сказать о низком содержании переходных элементов, которые могут указывать как на специфическую геохимию источника, так и на активные процессы фракционной кристаллизации (Ni до 50 ppm, Cr до 78 ppm). Отдельно следует выделить специфику геохимического состава гранитных жил в породах Валаамского

силла для которых характерно значительное обогащение Zr (до 1100 ppm) и низкие концентрации Nb (менее 8 ppm), не характерные для других пород Валаамского силла.

Исходя из близких геохимических, геохронологических и петрохимических характеристик можно сделать предположение о едином источнике, из которого выплавлялись как ферробазальты Салми, так и породы Валаамского силла.

Следует отметить, что тренды на диаграммах Харкера для циркония, ниобия, стронция, бария сильно различается для пород Валаамского силла и для покровов Салми, что может указывать на различные условия эволюции этих пород. Вероятно, что непрерывные тренды пород для Валаамского силла отражают процессы контаминации и фракционной кристаллизации, тогда как на породы покровов Салми незначительно влияли процессы фракционной кристаллизации и в больше степени проявления несмесимости, которые характерны для подобных железистых расплавов (Charlier et.al., 2012)

В качестве возможного источника этих расплавов можно рассматривать литосферную мантию, метасоматизированную в результате щелочного и щелочно-карбонатитового магматизма 1.8 млрд лет (Andersson et al., 2006) на посторогенном этапе свекофенского орогенеза.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ грант № 22-27-00318

Свириденко Л. П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера // Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. 123 с.

Amelin Y., Larin A., Tucker R. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib Mineral Petrol. 1997. Vol. 127. P. 353–368.

Andersson, U.B., Eklund, O., Fröjdö, S., Konopelko, D., 2006. 1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian Shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment // Lithos. V. 86. P. 110–136.

Charlier B., Grove T. L. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 164. №. 1. P. 27-44.

Johansson, Å., Bingen, B., Huhma, H., Waight, T., Vestergaard, R., Soesoo, A., Condie, K. C. A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia // Precambrian Research. 2022. V. 371. 106463.

Salminen J., Pesonen L. Paleomagnetic and rock magnetic study of the Mesoproterozoic sill, Valaam island, Russian Karelia // Precambrian Research. 2007. Vol. 159. P. 212–230.

Геохимические аспекты формирования бокситоносного латеритного профиля (Республика Гвинея)

Макарова М. А.[1,2], Боева Н. М.[1], Шипилова Е. С.[1], Внучков Д. А.[2], Мельников Ф. П.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, frolikovam@gmail.com*
[2]*МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва*

Крупнейшую в Мире бокситоносную провинцию Фута Джалон-Мандинго (ФДМ) в Западной Африке, имеющую площадь всего 111000 км^2, но содержащую практически 50% мировых ресурсов бокситов (47 млрд. тонн), подсчитанных при высоком (40%) бортовом содержании Al_2O_3, можно считать наиболее благоприятной природной моделью (условия и направленность геохимических процессов) крупномасштабного формирования бокситоносных латеритных покровов. Анализ влияния различных факторов бокситообразования на столь обширной фактической базе обеспечивает наиболее высокую надежность выводов и конкретных положений о процессах латеритного бокситообразования.

Формирование бокситоносных латеритных кор выветривания (БЛКВ) происходит на поверхности Земли, где с алюмосиликатным материнским субстратом (с литосферой) взаимодействуют остальные три геосферы: гидросфера, биосфера и атмосфера. И каждая из этих четырех геосфер в большей или меньшей степени вносит определенный вклад в возможность формирования и особенности строения бокситоносного профиля выветривания, а также контролирует распределение и качество бокситов в латеритных покровах.

Обязательными факторами для формирования крупных и уникальных месторождений бокситов являются: климатический, литологический, геоморфологический, тектонический, гидрогеологический, временной (Богатырев и др., 2009).

В пределах провинции ФДМ сочетаются все эти факторы: благоприятный по составу алюмосиликатный материнский субстрат (алевро-аргиллитов и долеритов); длительное (как минимум с позднего мела) воздействие тропического климата; преобладание положительной пульсационной геодинамики в регионе, определившей благоприятные геоморфологические условия (фрагменты - бовали лестницы разновысотных и разновозрастных выровненных поверхностей), а также гидродинамическая, гидрохимическая и биохимическая обстановка в профиле латеритного выветривания.

Определенные условия и параметры гидросферы, биосферы и атмосферы при воздействии на алюмосиликатный субстрат наиболее четко проявляются при формировании вертикальной зональности бокситоносного латеритного профиля выветривания.

Круглогодичные режимные гидрогеологические наблюдения в ФДМ позволили установить, что на положительных формах рельефа в сезон дождей, гидрогеологическая вертикальная зональность включает (снизу вверх): зону постоянного обводнения, зону колебания зеркала грунтовых вод и зону инфильтрации и аэрации (рис. 1). В соответствии с этим находится зональность продуктов выветривания БЛКВ. При этом:

- с зоной постоянного обводнения совпадает горизонт глин, в нижней части полиминеральных и в верхней – существенно каолинитовых;

- с зоной колебания зеркала грунтовых вод совпадает горизонт железистых латеритов и нижний железистый горизонт; его средняя мощность - порядка 3,6 м; в пределах именно этой зоны снизу вверх происходит почти полный вынос кремнезема и замещение каолинита минералами железа и алюминия; с этого горизонта начинается собственно латеритный покров, в котором главными породообразующими компонентами становятся оксиды и гидроксиды железа и алюминия;

- с зоной инфильтрации и аэрации совпадает горизонт бокситов, которые в нижней части более светлые менее железистые, а вверх сменяются красными бокситами более железистыми или даже железистыми латеритами – кирасой, верхним железистым горизонтом.

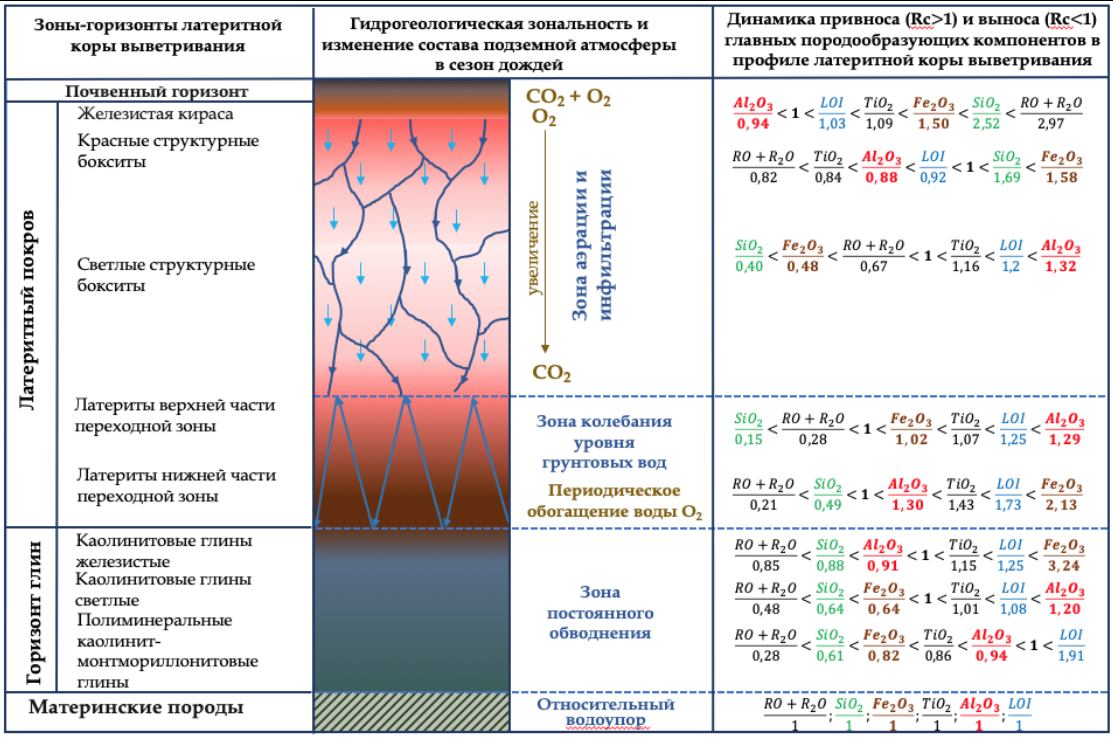


Рисунок 1. Зональное строение латеритных бокситоносных кор выветривания с расчетом привноса-выноса вещества на изоволюметрической основе (по отношению к нижележащему горизонту).

Вертикальная зональность внутри зоны инфильтрации и аэрации совпадает с изменениями газового режима в подземной атмосфере, при этом в активное действие вступает атмосфера и биосфера. В 2011 и 2012 гг в начале сезона дождей на двух месторождениях был проведен мониторинг изменений состава газов в зоне аэрации (Мамедов, Воробьев, 2011). После каждого дождя происходит накопление CO и особенно CO_2, количество которого в нижней части над зеркалом грунтовых вод увеличивается до 12-14% (чаще 6-10), а вверх по разрезу вблизи поверхности падает до 0,5-1% (выше 4-3х метров). Продуцирование CO_2 происходит исключительно за счет полной трансформации органического вещества в биологически активной среде латеритного климата. Если по каким-то причинам гидрогеологическая зона аэрации и инфильтрации не образуется и зеркало грунтовых вод находится у дневной поверхности, то в таких условиях образуются не бокситы, а железистые латериты.

Анализ поведения главных породообразующих компонентов, выраженный в коэффициентах концентрации абсолютного количества вещества (кг/м^3) в каждом горизонте относительно нижележащего, показал, что только полиминеральные и светлые каолиновые глины являются остаточным продуктом выветривания, не считая гидратирования. Выше происходит мощное перераспределение вещества со сменой существенно железистого метасоматизма на алюминиевый, а у поверхности, в кислородной атмосфере, снова на железистый (Mamedov et al., 2019).

Для понимания общей геохимической направленности процессов в пределах латеритного автономного ландшафта, был выявлен типоморфный химический элемент. Для этого в бокситорудном районе междуречья Когон-Томине, в пределах которого сосредоточено около 11 млрд. тонн бокситов – это самая высокая концентрация бокситов и соответственно алюминия в Мире - на основе более 6000 анализов были рассчитаны абсолютные содержания (в кг/м^3) породообразующих компонентов в среднем материнском субстрате (33% долеритов и 64% алевро-аргиллитов девона и силура) и в различных зонах-горизонтах латеритной коры выветривания, а также в объединенных вариантах: латеритной бокситоносной коры в целом, латеритного покрова (ЛП) в целом, в том числе для бокситоносных и безбокситовых (за пределами бокситовых залежей). Для всех средних абсолютных содержаний в различных зонах-горизонтах рассчитаны коэффициенты концентрации (Rc) по отношению к абсолютному содержанию этих компонентов в материнском субстрате. Величина Rc>1 свидетельствует об абсолютном накоплении (привносе) вещества, а Rc<1 – о выносе.

Для образования ЛП в целом, расположенного выше каолинитовых глин, характерно самое мощное абсолютное накопление железа (Rc почти 4). Rc глинозема составил около 2. Для этих условий именно Fe^{3+} следует считать типоморфным элементом латеритного ландшафта.

Таблица 2. Коэффициенты концентрации (Rc) главных породообразующих компонентов в зонах-горизонтах латеритной коры выветривания по отношению к коренному субстрату.

Зоны-горизонты		Средняя мощность, м	Содержание основных компонентов, %			Rc		
			SiO2	Al2O3	Fe2O3	SiO2	Al2O3	Fe2O3
Латеритный покров	Железистая кираса	1,5	3,12	35,96	36,80	0,05	2,09	4,28
	Бокситы	8,1	2,07	46,05	23,48	0,03	2,33	2,37
	Железистые латериты	3,3	4,73	33,90	39,07	0,06	1,63	3,75
Латеритный покров в целом, в том числе		9,1	2,94	36,52	36,71	0,04	1,84	3,71
бокситоносный		11,0	2,70	42,93	27,50	0,04	2,17	2,78
безбокситовый		8,7	2,99	35,28	38,49	0,08	1,74	3,80
Коренные породы в целом			59,12	15,77	7,88	1	1	1

При формировании горизонта глин абсолютное количество алюминия и железа практически не меняется, но происходит значительный вынос кремнезема и 80% RO и R_2O компонентов. Следовательно, горизонт глин правомерно рассматривать как остаточный продукт химического выветривания. Хотя в самом верху глинистого горизонта на фоне продолжающегося выноса кремнезема, уже фиксируется значительный привнос железа и заметный - глинозема (с появлением свободного глинозема).

Главным реагентом и транспортом для перераспределения вещества, как показали специальные исследования (Макарова и др., 2019), являются поровые растворы, которые образуют медленно просачивающийся гидравлический фронт, активно взаимодействуя с растительными остатками и биотой, мобилизуют в формах металло-органических соединений алюминий и железо, которые активно накапливаются либо в глеевой подзоне (где обогащение CO_2), либо на окислительном геохимическом барьере в зоне колебания зеркала грунтовых вод. Их верхняя часть обогащается кислородом из дождевых вод, которые быстро по трещинам и каналам проваливаются к зеркалу грунтовых вод.

При этом качество бокситов существенно зависит от материнских пород. Степень благоприятности материнского алюмосиликатного субстрата для формирования по ним бокситов более высокого качества определяется их минералого-петрографическим и химическим составом, из которых главными определяющими факторами являются железистый модуль (Al_2O_3/Fe_2O_3) (Мамедов и др., 2021). Чем выше отношение Al_2O_3 к Fe_2O_3 в материнской породе, тем более высокоглиноземистые образуются бокситы. Более 99% месторождений и проявлений бокситов провинции Фута Джалон-Мандинго приурочено к структурно-вещественным комплексам платформенного чехла, по которым сформировались бокситы низкого и среднего качества (Al_2O_3 40-45%). Для алевро-аргиллитов железистый модуль не превышает 3, в среднем составляет 2,2, а для долеритов 1,2. Только по материнским породам, в которых железистый модуль (Al_2O_3/Fe_2O_3) превышает 4 образуются залежи бокситов высокого и экстра-качества, как это характерно для нефелиновых сиенитов архипелага Лос и особенно для обелённых отложений серии Сангареди, в которых величина железистого модуля достигает в отдельных случаях 23. Наиболее объективной является оценка результатов гипергенных процессов в пределах отдельного элементарного ландшафта, каким является каждая бокситоносная боваль, и в целом средние значения для всей совокупности автономного геохимического ландшафта – всех бокситоносных бовалей провинции.

В масштабах провинции литологический фактор выступает как фактор регионального контроля, а именно приуроченность БЛКВ к существенно глинистым породам (алевро-аргиллитам и аргиллитам) платформенного чехла, залегающих субгоризонтально, и долеритам мезозойской трапповой формации, интрудирующих палеозойские и верхнепалеозойские отложения платформенного чехла.

Влияние литосферы в виде геодинамики, определяющей направленность и формирование форм рельефа и его сохранности, выражается в геоморфологических факторах, региональных и локальных. Подробнее их влияние на распределение бокситовых месторождений в провинции ФДМ рассмотрено в других публикациях (Мамедов и др., 2022).

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА".

Богатырев В.В., Жуков В.В., Цеховский Ю.Г. Условия образования и закономерности распространения крупных и уникальных месторождений бокситов // Литология и полезные ископаемые, 2009. № 2. С. 149-169.

Макарова М. А., Мамедов В. И., Алехин Ю. В., Шипилова Е. С. Уникальная роль поровых растворов при образовании бокситов в латеритных корах выветривания (Гвинейская Республика // Доклады Академии Наук, серия Геохимия. 2019. Т. 489. № 1. С. 60–64.

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., Чаусов А.А., Оконов Е.А., Макарова М.А., Боева Н.М. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть 1: общие сведения // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62, № 2. С. 178–192. DOI: 10.31857/S0016777020020021.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Внучков Д.А., Бортников Н.С. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть 2: Влияние состава материнских пород на распространенность и качество бокситов // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 5. С. 1-28. DOI: 10.31857/S001677702105004X

Мамедов В.И., Макарова М.А., Зайцев В.А. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Статья 3: влияние геоморфологического фактора и возраста рельефа на распределение, масштабы и качество залежей бокситов // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64, № 5. С. 1–30. DOI: 10.31857/S0016777022050070

Mamedov V., Chausov A., Makarova M. 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 (1st IAGC International Conference). E3S Web Conf. Vol. 98. France. 2019. P. 1–5. DOI: 10.1051/e3sconf/20199801035

Анализ распределения золота в метасоматических жилах на юго-западном участке рудопроявления Вэви (Камчатка)

Мальцева А. В.[1]

[1]*ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Angelina_Maltseva@vsegei.ru*

Исследование метасоматических образований играет немаловажную роль в изучении эпитермальных месторождений золота и серебра, которыми богат Камчатский край. На его территории в пределах Срединного хребта и в 68 км на север от Озерновского месторождения находится золотосеребряное рудопроявление Вэви. Для рудопроявления Вэви Озерновское золотосеребряное месторождение является аналогом. На основе методики, предложенной С.В. Сендеком (Сендек, 2009), с помощью изучения статических распределений содержаний золота можно получить информацию о стадийности рудообразования.

Рудопроявление Вэви расположено на территории Карагинского района в верховьях междуречья Вэвиваям и Кангалатваям.

Рудопроявление располагается в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП) в зоне Главного Камчатского разлома (ГК) в северо-западной части Туагынваямской вулкано-тектонической структуры (ВТС), в пределах системы магмоподводящих рудоконтролирующих внутрикоровых разломов глубокого заложения субширотного и северо-восточного простирания. Участок рудопроявления сложен породами покровной (андезиты и их туфы) и субвулканической (андезиты, андезибазальты) фаций умуваямского вулканического комплекса (ВК), которые интрудированы субвулканическими телами андезибазальтов и дацитов толятоваямского ВК и на северо-востоке небольшими штоками диорит-порфиритов эмиваямского плутонического комплекса (ПК). Образования умуваямского ВК подверглись интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям, при этом наиболее характерна пропилитизация, локальное распространение имеют аргиллизиты и вторичные кварциты. На территории рудопроявления среди аргиллизированных и пропилитизированных пород расположены 31 золотосодержащая жила и жильные зоны кварцевого и кварц-карбонатного состава, образующие жильное поле (Мазуркевич, 2020; Боровцов и др., 1990).

На территории рудопроявления выделяется два участка: юго-западный и северо-восточный. При анализе данных опробования Кангалатской партии (Боровцов и др., 1990) было выявлено, что наиболее богатым на золотосеребряное оруденение является юго-западный участок. Жилы в пределах этого участка и рассматриваются в данной работе. Распределение содержания было проанализировано на 6 наиболее детально опробованных жилах (19, 22, 23, 26, 27, 28) – всего 911 бороздовых проб. Средняя длина борозды составила 0,8 м, сечение – 3х10 см.

Изначально на гистограмме распределения содержания золота, построенной по всем пробам, был определен «природный» борт, который получился в районе 0,3 г/т. Далее были выделены 4 типа руд: убогие (0,3-0,9 г/т), бедные (0,9-3,3 г/т), рядовые (3,3-14,6 г/т) и богатые (более 14,6 г/т). Следующим шагом было определение трех параметров для всех жил: средние содержание, процент от общего числа проб и суммарной «массы золота». Под «массой золота» подразумевается продуктивность оруденения – количество золота, содержащееся в рудном теле, отнесенное к единице поверхности этого тела (произведение длины пробы на содержание – м*г/т) (Сендек, 2009). Данный термин употребляется для определения кондиционной принадлежности рудного интервала в случаях, если его фактическая мощность меньше установленной кондициями, но характеризуется высоким содержанием полезного компонента. Это позволило выяснить, что содержание золота в пробах 19, 23 и 27 жилы меньше «природного борта», а поэтому они были исключены из анализа.

Для детального анализа были взяты три наиболее опробованные и минерализованные жилы: 22, 26 и 28. Данные жилы обеспечивают основной вклад в общую «массу золота» и характеризуются наибольшими содержаниями (выше полученного «природного» борта). Для них

были построены графики распределения числа проб и «массы золота» по 8 классам концентраций (г/т) (табл. 1, рис. 1).

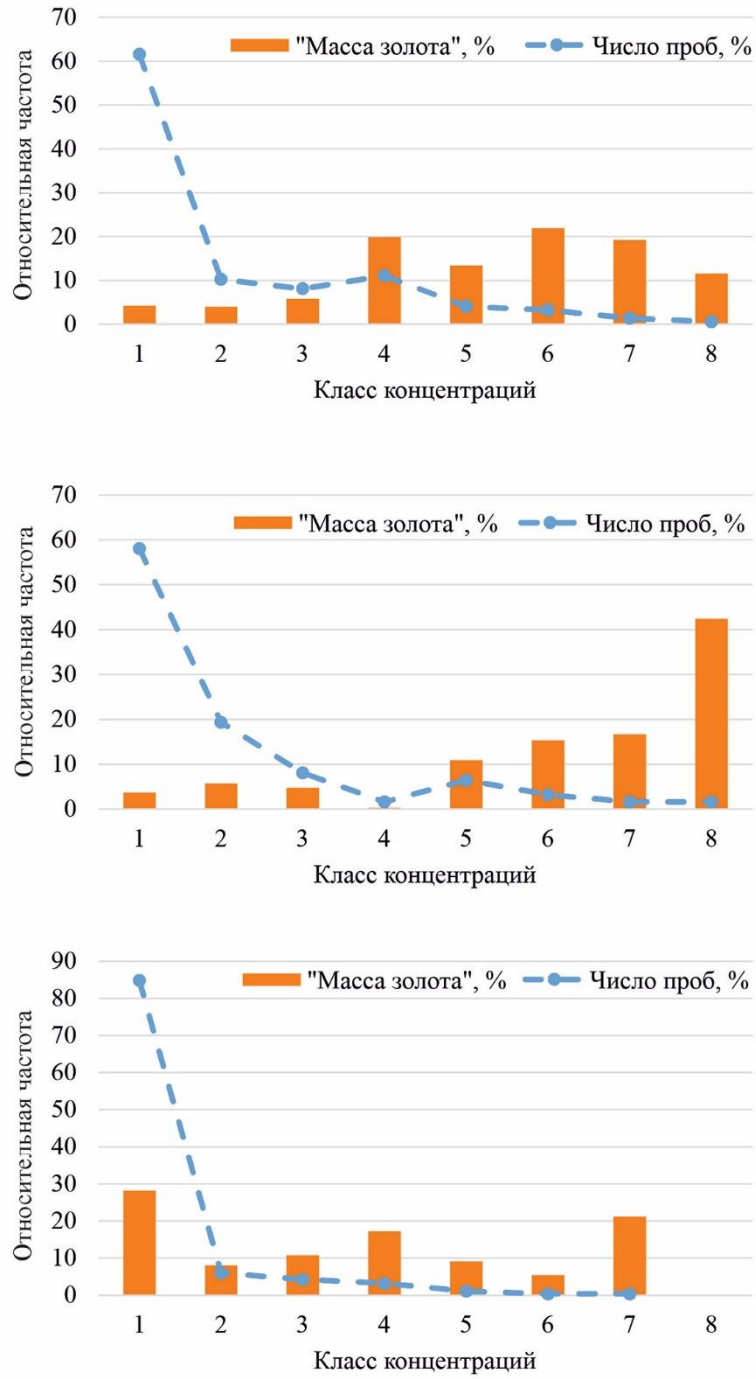


Рисунок 1. Распределение числа проб и «массы золота» по классам концентраций на 22, 26 и 28 жиле соответственно.

Появление четкого максимума числа проб свидетельствует о рудообразующей стадии, широко проявившейся в объеме или интервале рудного тела. Если положение графика ассиметрично, возрастает его дисперсия за счет выполаживания кривой распределения в сторону более высоких классов и, более того, на этом выполаживании обнаруживается незначительный максимум, то это значит, что существует не одна, а несколько дополнительных стадий рудообразования. Выделение пиков гистограммы «массы золота» говорит о наиболее продуктивной стадийной ассоциации в рудообразующем процессе (Сендек, 2009).

Опираясь на график распределения для жилы 22 видно, что выделяется два максимума числа проб в 1 и 4 классах с изменением правосторонней снижающейся части в классе 5, что

может говорить о нескольких этапах рудообразования для анализируемой жилы. С появлением каждого нового этапа отмечается рост «массы золота».

Таблица 1. Распределение числа проб и «массы золота» по классам концентраций

Параметры расчетных величин и их размерности	Классы концентраций золота, г/т							
	< 0,25	0,25-0,5	0,5-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32
Жила 22								
Число проб, %	61,56	10,22	8,06	11,02	4,03	3,23	1,34	0,54
«Масса золота», %	4,25	4,01	5,80	19,86	13,38	21,95	19,23	11,53
Среднее содержание, г/т	0,08	0,41	0,75	1,54	2,85	6,18	11,72	25,95
Жила 26								
Число проб, %	58,06	19,35	8,06	1,61	6,45	3,23	1,61	1,61
«Масса золота», %	3,74	5,72	4,77	0,30	10,90	15,36	16,74	42,48
Среднее содержание, г/т	0,10	0,37	0,63	1,80	2,41	5,56	10,00	28,20
Жила 28								
Число проб, %	84,86	5,99	4,23	3,17	1,06	0,35	0,35	0,00
«Масса золота», %	28,22	8,07	10,73	17,27	9,11	5,43	21,17	0,00
Среднее содержание, г/т	0,10	0,45	0,77	1,57	2,37	4,10	16,00	0,00

Анализируя график распределения для жилы 26 выделяются максимумы числа проб в 1 и 5 классах с изменением правосторонней снижающейся части в классе 6, где для первого характерно формирование минеральной ассоциации с максимумом «массы золота» во 2 классе, а для второго – в 5 классе. Изменение правосторонней части графика вероятно вызвано преобразованием руды, что отмечается ростом «массы золота» в 8 классе.

По графику распределения для жилы 28 выделяется четкий максимум числа проб в 1 классе, где вероятно были сформированы первичные руды составляющие 28% «массы золота». Далее наблюдается распределение «массы золота» с дисперсией со 2 по 6 классы с реперным показателем оруденения в 4 классе. Такая амплитуда дисперсии указывает на то, что данная ассоциация не могла сформироваться в одну стадию (обычно дисперсия в пределах 3-4 классов шкалы – Сендек, 2009). Помимо этого, отмечается изменение правосторонней снижающейся части графика числа проб в классе 3, которое вероятно вызвано последующим преобразованием руды, достигающее своего максимума в 7 классе.

Полученные результаты можно связать с формированием метасоматических жил. Все три жилы имеют сложное строение. В их составе попеременно присутствует кварц трех генераций (I генерация – фарфоровидный кварц, II генерация – кварцевый и кварц-карбонатный материал, III – халцедоновидный и хрусталевидный кварц) (Боровцов и др., 1990), который в процессе своей кристаллизации мог влиять на оруденение.

Боровцов А.К., Зорин А.П., Хасанов Ш.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья р. Хайлюля. Отчет о результатах геологической съемки и поисков м-ба 1:50 000, проведенных в 1984-1990 гг. Кангалатской партией (в 3 книгах). Листы О-57-71-А; О-57-71-Б; О-57-72-А, О-57-72-Б, О-58-61-А. Камчатский филиал ФБУ «ТФГИ по ДФО». 1990 г. 5492

Мазуркевич К.Н. Проведение в 2018–2020 годах региональных геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО» (Северо-Восточные районы). 2020. 540151

Сендек С.В. Прогнозно-поисковые модели месторождений полезных ископаемых различных формационных типов: Методические указания… СПб: СПГГИ (ТУ). 2009 г.

Находка циркона в благородной шпинели из доломит-кальцитовых мраморов регионального метаморфизма в районе Лук Йен (Вьетнам)

Мараховская О. Ю.[1]

[1]*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,*
o.y.marakhovskaya@gmail.com

В рамках построения геолого-геохимической модели, отражающей условий образования благородной шпинели из доломит-кальцитовых мраморов района Лук Йен (Вьетнам) возник вопрос достоверности уже имеющихся результатов датирования циркона U-Pb методом и целесообразности последующего применения данного метода для определения возраста формирования и роста ювелирной шпинели при региональном метаморфизме.

Месторождение благородной шпинели в районе Лук Йен стало всемирно известным благодаря редкой синей шпинели, получившей яркую окраску за счет примеси ионов Co^{2+} в структуре минерала (Shigley et al., 1984; Chauviré et al., 2015). Позже было выделено 5 разновидностей шпинели по цвету, химическому составу и минеральным ассоциациям (Кукса и др., 2019). Считается, что шпинели и корунды в районе Лук Йен образовались в процессе регионального метаморфизма, при этом в результате датирования циркона U-Pb методом возраст корунда определяется около 38 млн лет (Garnier et al., 2005). Возраст циркона в шпинели, по данным тех же авторов, варьирует от 256.6 ± 9.4 до 231.7 ± 5.6 млн лет, что близко к возрасту образования гранитоидных интрузий, пронизывающие шпинель-содержащие мрамора (248.5 ± 1.8 - 245 ± 2 млн лет) (Roger, 2012). Однако, стоит отметить, что размер зерен циркона почти сопоставим размеру лазерного пучка, что усредняет полученные возраста.

Геохронологические данные Гарнье и соавтором (2005) основаны на изучении 2 зерен циркона в рубине и 9 зерен в шпинели. При этом размер зерен циркона в шпинели варьирует от 40 до 70 мкм, за исключением одного зерна (около 200 мкм в длину и 85 мкм в ширину). Датирование именно данного циркона в двух точках показало, что возраст на грани зерна варьирует от 174.5 ± 4.0 до 178.0 ± 5.2 млн лет, а возраст детритового ядра - 257.3 ± 5.2 - 257.7 ± 5.8 млн лет. Учитывая это, стоит предположить, что шпинель могла образовываться в пост-коллизиальный период индосинийской фазы (Svetlitskaya et al., 2022).

В результате нашего исследования из 96 образов шпинели только в двух индивидах шпинели были найдены 2 зерна циркона с помощью сканирующей электронной микроскопии на базе РЦ «Геомодель», СПбГУ (аналитик Власенко Н.С.). Анализ был выполнен на рентгеновском микроанализаторе Hitachi S-3400N с приставкой Oxford X-Max 20; при следующих условиях: 20кВ ускоряющее напряжение, 1 нА ток зонда, 20 сек. Зерно циркона в розовой шпинели около 30 мкм (рис. 1а), его кристаллохимическая формула $(Zr_{1.00}Hf_{0.01})_{\Sigma 1.01}(Si_{0.99}O_4)$. Циркон в синей шпинели в длину около 125 мкм (рис. 1б), в ширину около 60 мкм, $(Zr_{0.99}Hf_{0.02})_{\Sigma 1.01}(Si_{0.99}O_4)$.

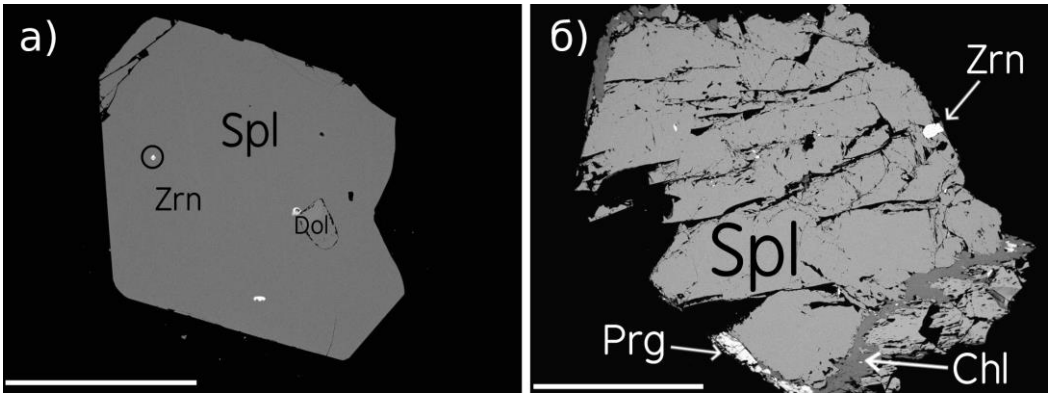


Рисунок 1. Включения циркона: а – в розовой шпинели; б – в синей шпинели.
РЭМ-фото в отраженных электронах. Шкала 1 мм.

С помощью рамановского спектрометра LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon (ИГМ, г. Новосибирск) были получены КР-спектры (спектры комбинированного рассеяния) присутствующих в шпинели невскрытых включений. Для возбуждения образца использовались линия 532 нм от полупроводникового лазера и мощность 50 мВт. В одном из образцов шпинели было установлены 3 округлых зерна циркона диаметром около 10 мкм. Рамановский спектр одного из них представлен на рисунке 2а. А также был зафиксирован нехарактерное по форме зерно циркона размером около 50 мкм (рис. 2б).

Такие цирконы, как указано на рисунке 1а, считаются образованными при гранулитовой фации метаморфизма (Каулина, 2010) и могут быть ключом к определению возраста этапов регионального метаморфизма. Однако, учитывая тот факт, что оборудование для датирования цирконов U-Pb методом имеет ограниченный диаметр лазерного пучка (от 20 до 50 мкм), возникает сложность в достоверности результатов. Поскольку область детритового ядра и область граней циркона будут попадать в зону лазерного пучка, тем самым полученный возраст будет усредненным и не вполне достоверным. В настоящее время вопрос о возрасте образования шпинели остается открытым, однако нами продолжается поиск более крупных включений циркона в шпинели, что позволит объективно оценить в какой период была образована ювелирная шпинель в районе Лук Йен.

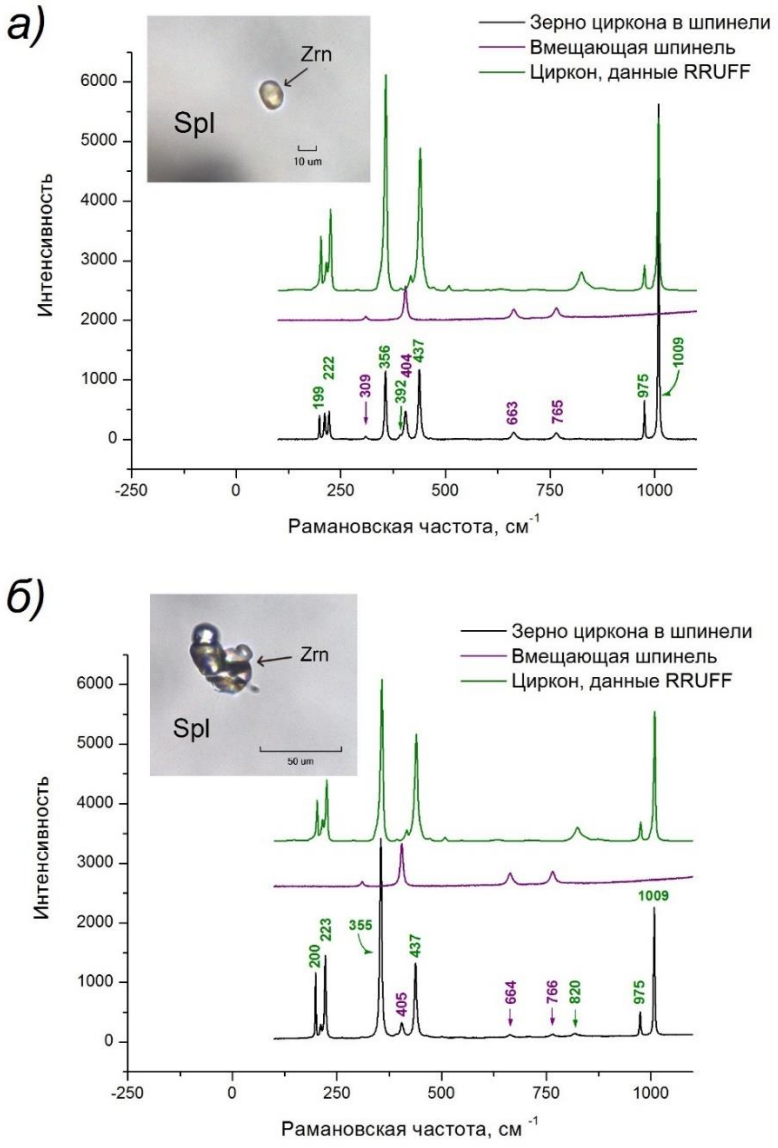


Рисунок 2. Рамановские спектры циркона в шпинели из доломит-кальцитовых мраморов района Лук Йен (Вьетнам): а - изометричное зерно циркона; б – сложное по форме зерно циркона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 22-27-00172.

Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах// Апатиты. 2010. 144 с.

Кукса К.А., Соколов П.Б., Мараховская О.Ю., Гуссиас Г.А., Браункомб У. Минералогия, геохимия и вопросы генезиса благородной шпинели месторождения Лук Йен, Вьетнам // Минералогия, 2019. Т. 5. №3. С. 56–69.

Chauviré B, Rondeau B., Fritsch E., Ressigeac Ph., Devidal J.-L. Blue spinel from the Luc Yen district of Vietnam// Gems and Gemology. 2015. Vol. 51. P. 2-17.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Maluski H., Deloule E., Phan Trong, T., Pham Van L., Hoàng Quang V. Age and significance of ruby-bearing marble from the Red River Shear Zone, northern Vietnam// The Canadian Mineralogist. 2005. Vol. 43. P. 1315–1329.

Roger F., Maluski H., Lepvier. C., Van T. V., Paquette J.-L. LA-ICPMS zircons U/Pb dating of Permo-Triassic and Cretaceous magmatisms in Northern Vietnam – Geodynamical implications// Journal of Asian Earth Sciences. 2012. Vol. 48. P. 72-82.

Shigley J.E., Stockton C.M. «Cobalt-blue» gem spinels // Gem and Gemmology. 1984. Vol. 20. №1. P. 34–41.

Svetlitskaya T.V., Ngo T. H., Nevolko P.A., Tran T.A., Izokh A.E., Tran T.H., Ngo T.Ph., Fominykh P.A., Pham N.C. Zircon U–Pb ages of Permian–Triassic igneous rocks in the Song Hien structure, NE Vietnam: The Emeishan mantle plume or the Indosinian orogeny?// Journal of Asian Earth Sciences. 2022. Vol. 224. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.105033.

Минералогические и кристаллохимические особенности минералов платиновой группы

Межуева А. А.[1], Каримова О. В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, ann_mezhueva@mail.ru*

Элементы платиновой группы (ЭПГ) относятся к категории стратегических металлов. ЭПГ применяются в таких важных отраслях промышленности, как энергетика, электроника, медицина. Рудные минералы ЭПГ являются необходимым сырьем для многих перспективных технологических процессов. Исследование минерального разнообразия руд ЭПГ - является одной из фундаментальных задач рудной геологии, минералогии и кристаллохимии минералов. Роль кристаллохимических исследований при этом чрезвычайно важна, так как именно химическая природа соединений и их кристаллическое состояние обуславливает физические свойства веществ, которые используются в создании новых технологий и новых материалов.

Выявление особенностей и закономерностей структур минералов платиновой группы (МПГ) и изучение их термического поведения (способность к полиморфизму) необходимо для изучения процессов минералообразования. Эти данные необходимы для решения фундаментальных задач минералогии, рудной геологии и геологии, в первую очередь связанных с исследованиями генезиса минералов и их преобразованиями в геологических процессах.

Однако, в структурном плане минералы платиновой группы (МПГ) до сих пор остаются мало изученной группой соединений. Так, в обзоре L. Cabri (Cabri, 2002 г.) опубликовано 109 минералов ЭПГ, из них для 103 минералов требуется проведение прямой структурной расшифровки, 40 требуют проведения повторных дифракционных исследований для определения симметрии, а 26 нуждаются в уточнении формул и /или диапазона составов. В последние два десятилетия интерес к исследованиям минералов ПГ очень высок. В работе Малича (Малич, Баданина, 2012) приводится уже 115 минералов, содержащих элементы платиновой группы, а в обзоре А. Вымазаловой (Vymazalová & Chareev, 2017 г.) описано 136 минералов. Постоянно открываются новые минералы.

На сегодняшний день Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации [Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMMN) of the International Mineralogical Association (IMA)] утверждены 162 минерала платиновой группы. Они составляют около 3% от всех зарегистрированных минералов (5849).

Металлы платиновой группы относятся к редким элементам, их распространенность в земной коре не превышает порядка 10^{-6}-10^{-5} весовых процентов, наиболее распространенными элементами являются платина и палладий.

Статистический анализ литературных данных по утвержденным МПГ показал, что более 50% минералов МПГ приходится на минералы Pd. На втором месте находятся минералы платины (около 22%) (рис. 1). Эти данные соотносятся с распространенностью данных химических элементов.

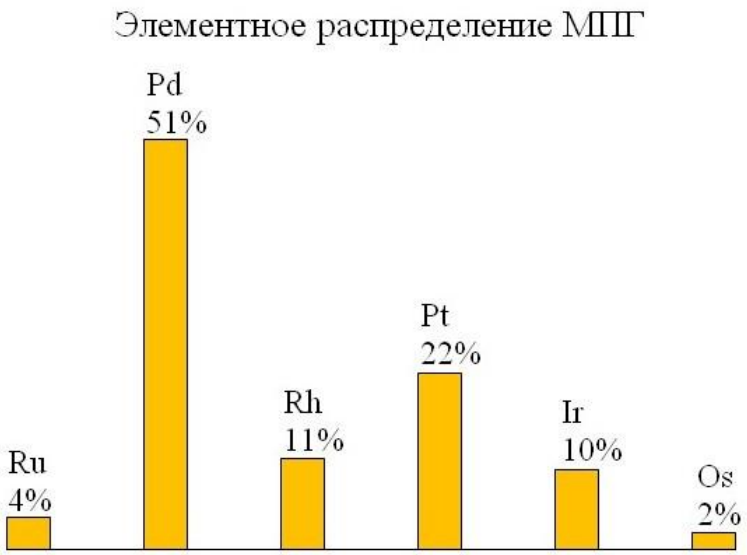


Рисунок 1. Статистические данные по распределению ЭПГ в минералах.

По своим геохимическим свойствам по классификации В.М. Гольдшмидта они относятся к сидерофильным элементам, по геохимической классификации В.И. Вернадского – к благородным металлам, а по классификации А.Е. Ферсмана – к элементам сульфидных месторождений. А.Н. Заварицкий в своей классификации элементов выделяет их в отдельную группу элементов платины, а А.И. Перельман в своей геохимической классификации – в группу платины и платиноидов. (Добровольская, 2007). Действительно, если мы посмотрим на самые распространенные минералы, то это, в основном, пниктиды (соединения с элементами V группы периодической таблицы), халькогениды (соединения с элементами VI группы периодической таблицы) или интерметаллические соединения. Среди минералов платиновой группы из 162 утвержденных минералов нет ни одного кислородного соединения. Самые распространенные – сульфиды (25 минералов), интерметаллиды (21 минерал), арсениды (18 минералов), селениды и теллуриды (по 12 минералов), стибниды (10 минералов).

С точки зрения кристаллохимии по известным на данный момент данным, МПГ большей частью предпочитают в своих структурах кубическую сингонию. Вторая сингония по числу минералов – ромбическая. (рис. 2). Интересно, что самый распространенным структурным типом является структурный тип пирита. Однако, часто встречаются также структурные типы никелина и марказита.



Рисунок 2. Кристаллохимическое распределение МПГ по сингонии (К – кубическая, Р – ромбическая.

Г – гексагональная, Тетр – тетраэдрическая, Триг – тригональная, М – моноклинная, Трик – триклинная).

В ионных соединениях ЭПГ, как типичные металлы, являются катионами и чаще всего проявляют степени окисления +2 или +4. Ионные радиусы ЭПГ таковы, что предпочтительными для них являются координационные числа 6, с координационным многогранником в виде октаэдра. Соединение октаэдров может происходить как через общие вершины, так и через общие ребра. При соединении через общие вершины чаще всего мы наблюдаем трехмерный каркас, а при соединении через общие ребра в структуре можно выделить слои. Встречается так же и соединения, где мы наблюдаем более сложные постройки с чередованием различных вариантов сочленения октаэдров.

Однако, есть и исключение. Например, для родия в кристаллической структуре минерала полкановита $Rh_{12}As_7$ мы наблюдаем пятерную координацию пятивершинников, объединенных через общие ребра и вершины в трехмерный каркас.

Таким образом, еще раз отметим, что минералы ЭПГ являются весьма интересными объектами исследования для современной кристаллохимии, так как большой ряд вопросов на данный момент является не изученным, тогда как выявление особенностей и закономерностей в их строении важно для современной науки и промышленности.

Работа выполняется в рамках госзадания ИГЕМ РАН.

Добровольская М. Г. Геохимия земной коры // М.: Изд-во РУДН, 2007.

Малич К. Н., Баданина И. Ю. Особенности классификации и распространенности минералов платиновой группы //Уральская минералогическая школа. 2012. №. 18. С. 95-99.

Cabri L.J. The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements – Published for the Geological Society of CIM as CIM SPECIAL VOLUME 54 by Canadian Institute of mining, metallurgy and petroleum. 2002.

Vymazalová A., Chareev D. A. Experimental aspects of platinum-group minerals // Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas through Space and Time. Elsevier. 2018. P. 303-354.

Кристаллические матрицы для иммобилизации редкоземельно-актинидной фракции высокоактивных отходов

Мельникова И. М.[1,2], Каленова М. Ю.[1]

[1]*ВНИИХТ, г. Москва,*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, irina.sokolova95@yandex.ru*

С каждым годом возрастает объем радиоактивных отходов (РАО), что является важнейшей проблемой для будущих поколений. Иммобилизация таких видов отходов крайне важная задача, которая состоит в надежной защите биосферы от радиозагрязнения. Геологические хранилища являются оптимальным вариантом безопасной изоляции долгоживущих радионуклидов. На сегодняшний день известны три концепции глубокого захоронения отвержденных ВАО: шахтные хранилища (ШХ), глубокие скважинные захоронения (ГСЗ) и скважины с латеральным окончанием (Krall L., 2020; Kochkin B., 2021).

Эффективным решением проблемы размещения ВАО в геологических формациях является отверждение в различные виды матриц. В настоящий момент единственными конечными формами отвержденных высокоактивных отходов (ВАО) в промышленных масштабах являются B-Si и Na-Al стекла (Donald I.W., 2010). Однако такие материалы крайне нестабильны в условиях длительного хранения, и имеют свойства раскристаллизовываться, что ухудшает их химическую устойчивость, что может приводить к загрязнению окружающей среды радионуклидами. В качестве альтернативы им предложены минералоподобные матрицы. В связи с тем, что в природе встречается большое количество минералов с радиоактивными элементами, отлично удерживающих радионуклиды в своей кристаллической структуре.

Опыты проводили с модельными подземными водами при температурах, которые могут достигаться при размещении отходов фракции РЗЭ-МА в ШХ и ГСЗ. В условиях, имитирующих захоронение, изучено поведение матриц редкоземельно-актинидной (РЗЭ-МА) фракции, состоящих из Nd_2ZrTiO_7 (кубическая структура пирохлора) и $Nd_4Ti_9O_{24}$ (ромбическая симметрия решетки).

Матрицы синтезировали плавлением гранулированного прекурсора в индукционной печи с холодным тиглем, для имитации РЗЭ-МА фракции выбран Nd^{3+}.

В первой серии опытов использован слабоминерализованный раствор, моделирующий воды гранитно-гнейсовых массивов ШХ. Длительность экспериментов 28 суток с периодической сменой раствора, температура 200 и 240 °С, давление отвечало давлению насыщенного пара воды (12 и 32 МПа). Скорость выщелачивания Nd^{3+} на 28 сутки для обоих типов матриц находится в интервале от 10^{-8} до 5×10^{-8} г/см^2×сут, что на порядок ниже значений скорости выщелачивания Pu из матриц, указанных в действующих нормативных требованиях.

Во второй серии опытов использован высокоминерализованный хлоридный рассол, имитирующий воды глубоких горизонтов ГСЗ. Эксперимент осуществляли при 250 °С в течение 25 суток с периодической сменой раствора. Скорость выщелачивания Nd^{3+} из матриц меняется в диапазоне от 10^{-6} до 10^{-8} г/см^2×сут и снижается с течением времени.

Полученные результаты позволяют рассматривать Ln_2ZrTiO_7 и $Ln_4Ti_9O_{24}$ в качестве потенциальных матриц для включения РЗЭ-МА фракции с целью глубокого захоронения.

Krall L., McCartin T., Macfarlane A. Siting Deep Boreholes for Disposal of Radioactive Waste: Consequences for Tight Coupling between Natural and Engineered Systems // Environ. Sci. Technol. 2020. Vol. 54. P. 629−646.

Kochkin B., Malkovsky V., Yudintsev S., Petrov V., Ojovan M. Problems and perspectives of borehole disposal of radioactive waste // Prog. Nucl. Energy. 2021. Vol. 139. ID 103867. P. 1–9.

Donald I.W. Waste Immobilisation in Glass and Ceramic Based Hosts. Chichester: Wiley. 2010.

Концептуальные факторы, влияющие на интерпретацию эмпирических данных в процессе геологического познания

Миронов В. А.[1]

[1]*НГУ, г. Новосибирск, mironovv@mail2000.ru*

В предыдущих работах были детально рассмотрены взгляды американского философа и геолога Р. Фродемана на геологическое познание, которое, как он считает, лучше всего рассматривать с герменевтических и нарративных позиций (Миронов, 2016; Миронов, 2018). Отдавая должное Фродеману и его перспективным идеям для развития философско-методологических исследований геологического познания, в данной работе будет предпринята попытка развития его идей. Для большего удобства, последовательности и системности философско-методологических выводов, касающихся сути геологического познания, были синтезированы идеи герменевтики и нарратологии. Герменевтику Фродеман определяет так: «Термин *герменевтика* означает теорию интерпретации; герменевтика - искусство или наука об интерпретации текстов. Текст (которым представляется, как правило, литературная работа) является системой знаков, значение которых не очевидно, но должно быть расшифровано» (Frodeman, 1995, с. 962). Касаемо нарратива в геологическом познании, то можно сказать, что термин «нарратив» в философской, исторической и филологической традициях используется для обозначения повествовательной структуры подачи информации, которая не может быть объяснена с точки зрения подведения под общий закон.

Результатом рассмотрения геологического познания сквозь призму нарративного и герменевтического подходов стал концептуальный эпистемологический каркас процесса геологического познания.



Рисунок1. Схема эпистемологического (познавательного) каркаса геологического исследования.

По большому счету данная структура познания может быть пригодной для описания и других видов знания, однако здесь необходимо обратить внимание на ту познавательную ситуацию, в которой находится геолог. Перед геологом всегда стоит задача отбора необходимых данных и вычленение их из массы ненужных материалов, которые будут выходить за рамки его интересов исследования. Но тут возникает вопрос: а насколько корректно сформулировал геолог критерии отбора проб для своего исследования? На такой вопрос нельзя ответить, не

проанализировав концептуальные уровни познания, влияющие подбор и интерпретацию эмпирических данных геологического исследования.

Самый верхний уровень познания в данной структуре – это метанарратив или метатеория описывающая и объясняющая планетарные геологические процессы, например, вулканизм (история вулканизма), горообразование (история горообразования), формирование осадочных толщ континентальной коры и так далее. Именно в эту метатеорию вплетается та гипотеза (нарратив), которая пытается объяснить тот или иной геологический процесс, генезис того или иного геологического тела или геологической структуры

То, какую гипотезу (нарратив) геолог будет использовать, будет зависеть, как в свое время писал Р. В. Ван Беммелен «от «школы», к которой принадлежит геолог»(Bemmelen, с. 457). В рамках разных исследовательских школ могут быть разные взгляды на одни и те же факты и события, а, следовательно, и придание «смысла» геологическим объектам будет различным. Кроме теоретической загруженности геологических фактов существует также и концептуальная нагруженность профессиональным опытом геолога, целью его исследования, а также набором инструментальных средств познания – аппаратуры, приборов, программного обеспечения и др.

Данный эпистемологический (познавательный) каркас геологического познания с выделенными факторами, влияющими на отбор и интерпретацию эмпирических данных может быть использован для сравнения и анализа конкурирующих геологических гипотез, по-разному объясняющих те или иные геологические процессы. Иными словами, данная схема может послужить основой для диалога двух конкурирующих гипотез, который невозможен только лишь на основании апелляций к концептуально перегруженным фактам.

Миронов В. А. Герменевтический и исторический аспекты геологического познания в концепции Р. Фродемана / В. А. Миронов // Философия науки. 2016. № 1 (68). С. 86–100.

Миронов В. А. Проблема объективности результатов геологических исследований в контексте герменевтического понимания геологического познания // Философия науки. 2018. № 4 (79). С. 181–186.

Bemmelen Van R.W. The scientific character of Geology //The Journal of Geology. 1961. Vol. 69, is. 4. P. 453–463.

Frodeman R. Geological reasoning: Geology as an interpretive and historical science // Geological Society of America Bulletin. 1995. № 107. P. 959–968.

Структурные преобразования и изменение физических свойств диарсенида никеля при высоких температурах: полуэмпирическая модель и экспериментальные данные

Михайлова П. С.[1,2], Каримова О. В.[2], Упорова Н. С.[3], Чареев Д. А.[4], Еремин Н. Н.[1]

[1]*МГУ имени М.В.Ломоносова (МГУ), г. Москва, Россия, mihaylowa.pol@yandex.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, oxana.karimova@gmail.com*
[3]*ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, nuporova84@gmail.com*
[4]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка, charlic@mail.ru*

В соответствии с экспериментальными данными (Heyding et al., 1957) при температуре около 590°C наблюдается обратимый полиморфный переход низкотемпературной фазы диарсенида никеля $NiAs_2$ со структурой парараммельсбергита (пр.гр. *P*bca (Fleet, 1972)) в высокотемпературную фазу со структурой раммельсбергита (пр. гр. Pnnm (Holseth et al., 1968)).

Исследуемый образец был синтезирован методом твердофазного ампульного синтеза. Фазовый состав полученных образцов был исследован с помощью рентгенофазового анализа. Порошки никеля и мышьяка были взяты в стехиометрическом соотношении и отжигались в кварцевых ампулах при температуре 450°C в течение 30 дней с последующей закалкой. Содержание парараммельсбергита в образцах C288 (в равновесии с мышьяком) и C289 (в равновесии с моноарсенидом никеля) составило 95% и 90% соответственно.

В связи с трудностями в исследовании данной группы соединений, связанными с летучестью мышьяка, с целью уточнения температуры перехода и оценки изменения физических свойств парараммельсбергита и раммельсбергита при повышении температуры был использован метод атомистического структурного моделирования. Так как литературные данные по теоретическим моделям бинарных соединений мышьяка и никеля отсутствуют, был разработан собственный набор потенциалов межатомного взаимодействия. Полученные полуэмпирические модели позволили с хорошей точностью воспроизвести некоторые структурные, термодинамические и упругие характеристики кристаллических структур парараммельсбергита и раммельсбергита (табл. 1).

Таблица 1. Результаты моделирования структур парараммельсбергита (пр.гр. *P*bca) и раммельсбергита (пр. гр. Pnnm) в сравнении с экспериментальными данными.

Параметр	Парараммельсбергит (пр.гр. Pbca)	(Fleet, 1972)	Раммельсбергит (пр. гр. Pnnm)	(Holseth et al., 1968)
Объём, Å^3	381,3	380,6	97,9	97,8
a, Å	5,7423	5,7530	4,7734	4,7583
b, Å	5,8047	5,7990	5,7677	5,7954
c, Å	11,4381	11,4070	3,5564	3,5449
α=β=γ,°	90	90	90	90
K, ГПа	13,34	-	43,18	-
G, ГПа	4,54	-	20,63	-
S_{298},Дж/(моль·к)	257,58	-	250,70	-

По данным, полученным в (Михайлова и др., 2022) были подобраны специальные условия проведения ДТА, ТГ, ДТГ анализов $NiAs_2$. Производился непрерывный нагрев двух образцов от 40 до 780°C с последующим охлаждением. По полученным графикам дифференциального термического анализа (рис. 1) можно сделать вывод что, при температуре 646,8°C и 649,4°C для образцов C288 и C289 соответственно происходит преобразование кристаллической структуры вещества. Термогравиметрический анализ показал, что значительной потери массы при нагреве не происходит.

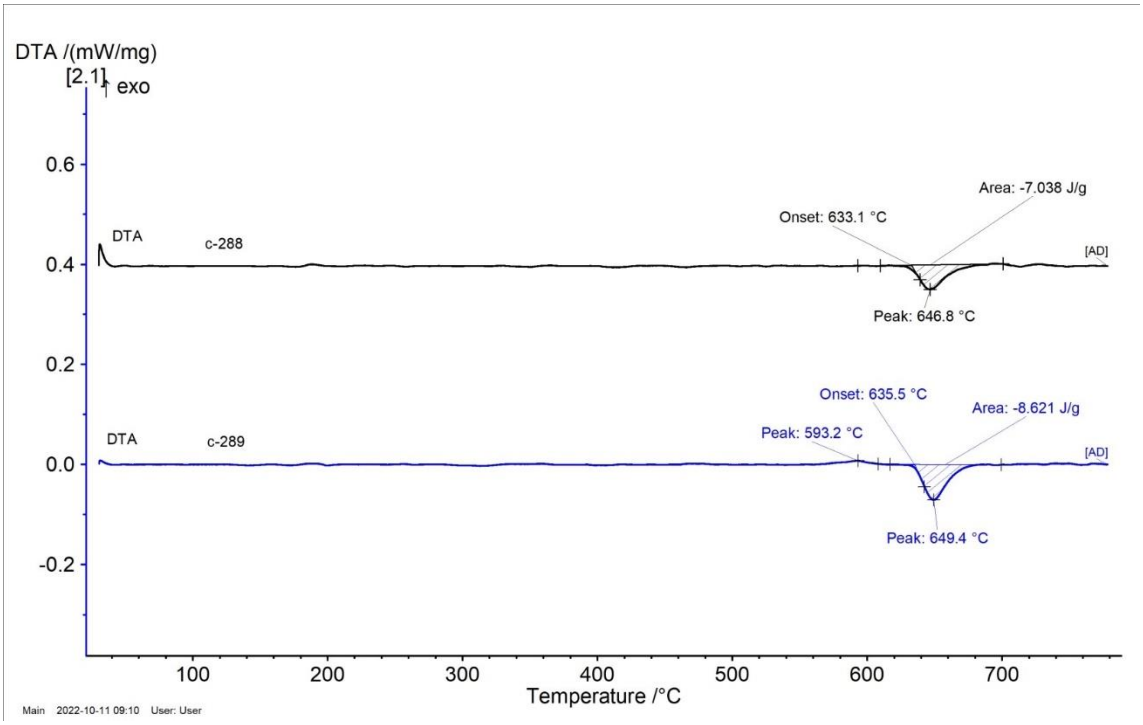


Рисунок 1. Результаты ДТА образцов С288 и С299 $NiAs_2$ в диапазоне температур от 40 до 780°С.

Таким образом, были получены теоретические модели кристаллических структур парараммельсбергита и раммельсбергита, произведен расчёт изменения физических свойств $NiAs_2$ при изменении термодинамических условий. Был сделан вывод, что для более точной теоретической оценки температуры перехода парараммельсбергит – раммельсбергит в связи с малой разницей свободных энергий в двух данных фазах, необходимы дополнительные расчёты ab initio методами квантовой химии.

С помощью термического анализа была определена температура полиморфного перехода $NiAs_2$ с различным содержанием фазы парараммельсбергита.

Работа выполнена в рамках темы «Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза» Государственного Задания ИГЕМ РАН, а также при поддержке Гранта Президента РФ для государственной поддержки ведущих научных школ РФ № НШ-2394.2022.1.5.

Термический анализ выполнен в рамках темы № АААА-А19-119071090011-6 государственного задания ИГГ УрО РАН на оборудовании ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», дооснащение которого поддержано грантом Минобрнауки РФ (Соглашение №075-15-2021-680).

Михайлова П.С., Каримова О.В., Упорова Н.С., Чареев Д.А., Еремин Н.Н. Отработка методики проведения исследований арсенидов никеля при высоких температурах // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Двадцать третья международная конференция. Материалы конференции. 2022. С. 176 – 177.

Fleet M.E. The crystal structure of pararammelsbergite NiAs2 // American Mineralogist. 1972. V. 7. P. 1 – 9.

Heyding R.D., Calvert L.D. Arsenides of the Transition Metals: The Arsenides of Iron and Cobalt. Can. J. Chem. 1957. V. 35. P. 449–457.

Holseth H., Kjekshus A. Compounds with the marcasite type crystal structure. II. On the crystal structure of the Binary Pnictides. 1968. V. 22. P. 3284 – 3292.

Геолого-генетическая модель формирования кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян)

Москвитина М. Л.[1], Дамдинов Б. Б.[1], Извекова А. Д.[1], Дамдинова Л. Б.[1]

[1]*ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, homashca@mail.ru*

Зун-Холбинское золоторудное месторождение - самое крупное в юго-восточной части Восточного Саяна. Месторождение располагается в Самарта-Холбинской сдвиговой зоне (Жмодик, 2006) и приурочено к Урик-Китойской золоторудной зоне Окинского рудного района (Дамдинов, 2018). В геологическом строении месторождения принимают участие архейские породы Тувино-Монгольского микроконтинента (Гарганской «глыбы»), сланцево-карбонатные породы чехла, породы офиолитового комплекса, а также интрузии гранитоидов сумсунурского комплекса. В пределах Самарта-Холбинской сдвиговой зоны широко проявлены тектонические деформации, в результате чего все рудное поле Зун-Холбинского месторождения представляет собой крупноблоковый меланж.

Нами изучены наиболее распространенные кварц-сульфидные руды, в которых, согласно преобладающим рудным минералам, были выделены следующие минеральные типы: 1. Кварц-карбонат-сульфидные (пиритовые) руды; 2. Кварц-полиметаллические (пирит-сфалерит-галенитовые) руды. В целом среди рудных минералов Зун-Холбинского месторождения установлены 14 минеральных видов, главными из которых являются пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит. Среди второстепенных и редких минералов диагностированы арсенопирит, марказит, самородный висмут, гессит, тетраэдрит, тетрадимит, шеелит, викингит, а также самородное золото.

Исследования Зун-Холбинского золоторудного месторождения проводились в течение длительного времени. Все исследователи отмечали сложность его геологического строения, в связи с чем, генезис этого месторождения до сих пор дискуссионен.

В начале геологического изучения, в 1960-1970-х годах XX века, происхождение Зун-Холбинского месторождения связывалось с плутоногенно-гидротермальной деятельностью гранитоидов сумсунурского комплекса (Амбартагольский массив) (Феофилактов, 1968). Цитируемый автор пишет о том, что гранитная интрузия сопровождается широким набором комагматичных дайковых образований, относимых к холбинскому дайковому комплексу. По его мнению, гранитоиды и дайковые поорды родственны между собой по петрохимическим и геохимическим характеристикам, а также имеют близкий абсолютный возраст формирования, который попадает в интервал 412 – 482.4 млн. лет согласно имеющимся на то время K-Ar датировкам. Анализ условий распределения золотого оруденения в рассматриваемом районе позволил автору сделать вывод о наличии эндогенной зональности оруденения в зависимости от степени удаленности его от интрузива (Амбартагольского гранитоидного массива). При этом считалось, что золотое оруденение Зун-Холбинского месторождения залегает в дайковых образованиях или формируется вдоль их контакта с вмещающими породами.

Позднее другие исследователи выдвинули предположение о полигенном и полихронном процессе рудообразования (Миронов, 1995; Zhmodik, 1993). Согласно данной модели, руды представляют собой продукт регенерации слабозолотоносных колчеданных руд вулканогенно-осадочного происхождения, сформированных за счет субмаринной гидротермальной деятельности в условиях задугового спрединга. Обстановки современных окраинных морей и задуговых спрединговых зон, в отличие от зон СОХ, содержат повышенные содержания галенита, золота и серебра. Сопоставление вещественного состава и изотопных данных руд Зун-Холбинского месторождения с современными образованиями в рассматриваемых геодинамических обстановках показало наличие аналогий и сходство процесса сульфидоотложения. В дальнейшем, по мнению авторов модели, происходили процессы тектонического скручивания и гранитизации, что привело к преобразованию первичных руд, которые в свою очередь, сохранились только в виде единичных реликтах в некоторых рудных

телах. Преобразование первичных руд связывали с процессами метаморфизма, метасоматоза и гидротермальной деятельности. Подводя итог, авторы пришли к мнению, что основные изменения связаны с попаданием руд в зоны магмообразования и непосредственно с формированием гранодиорит-плагиогранитной интрузии сумсунурского комплекса.

В ходе данного исследования, на основании минералого-геохимических, изотопных и термобарогеохимических исследований нами предложена новая геолого-генетическая модель образования Зун-Холбинского золоторудного месторождения.

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям (Гордиенко, 2016), в эволюции юго-восточной части Восточного Саяна выделяются несколько этапов: океанический, субдукционный или островодужный и коллизионно-субдукционный. Окончание третьего этапа ознаменовано широким проявлением сдвиговых деформаций и формированием Холбинской сдвиговой зоны. Тектонические события, которые привели к орогенезу в Восточном Саяне, были вызваны закрытием Палеоазиатского океана в период около 500-420 млн. лет (Дамдинов и др., 2018). Линзовидная структура, вмещающая Зун-Холбинское месторождение, вероятно, сформировалась как зона транспрессивного дуплекса. Такие зоны транспрессионных сдвигов часто контролируют расположение орогенных месторождений золота (Zoheir, 2019). Породы фундамента и чехла Тувино-Монгольского микроконтинента, а также блоки офиолитов и обломки гранитоидов были вовлечены в меланж, слагающий рудовмещающую дуплексную структуру.

Магматические породы, присутствующие в рудном поле Зун-Холбинского месторождения, как уже выше было сказано, представлены гранитоидами сумсунурского интрузивного комплекса и редкими дайками лампрофиров. Возраст гранитоидов оценивается в 790 млн. лет (Кузьмичев, 2004), тогда как Ar/Ar датировки руд Зун-Холбинского месторождения свидетельствуют о палеозойском возрасте руд (Дамдинов и др., 2018) и оцениваются в 353.9 – 386.4 млн. лет. Геолого-структурное положение лампрофировой дайки свидетельствует об её дорудной природе. Из всего вышесказанного следует, что магматические породы, синхронные с рудами в пределах месторождения отсутствуют. Отсутствие синхронного магматизма и изотопные характеристики жильных минералов свидетельствуют о метаморфогенной природе рудообразующего флюида.

Данные полученные в процессе геологоразведочных работ свидетельствуют о том, что руды Зун-Холбинского месторождения имеют метасоматическую природу. Об этом свидетельствуют текстурно-структурные особенности рудных тел. Кварц-сульфидные руды на месторождении, при наблюдении в горных выработках, часто имеют флюидальность, а сульфидные прослои обладают текстурами течения, которые особенно отчётливо наблюдаются в сульфидных прожилках в известняках. Кварц-сульфидные зоны отмечаются не только в известняках, но и в метасоматитах и тектонитах, развитых по карбонатным породам, а также по гнейсам, гранитоидам и сланцам.

Зун-Холбинское золоторудное месторождение пространственно ассоциирует с офиолитами и расположено в краевой части Гарганской «глыбы», обрамленной офиолитовыми поясами. На месторождении, при геологоразведочных работах, были обнаружены блоки лиственитов и тальк-карбонатных сланцев, которые представляют собой видоизменённые породы офиолитовой ассоциации. Все проанализированные сульфиды на Зун-Холбинском месторождении ложатся в интервал значений от 0 до 4.6‰, что соответствует изотопному составу серы из сульфидных руд из верхней вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации (Дамдинов и др., 2019). Из вышесказанного можно сделать вывод, что офиолиты, содержащие фрагменты сульфидных руд (отложения древних «чёрных курильщиков»), явились источниками серы, золота и других рудообразующих элементов – Cu, Zn, Pb и др. На нижних горизонтах месторождения были обнаружены единичные линзы сливных пирит-пирротиновых руд, которые представляют собой метаморфизованные реликты отложений черных курильщиков. Изучение изотопов O и C из карбонатов, которые присутствуют в виде частично окварцованных и сульфидизированных известняков, показало, что значения $\delta^{13}C$ изменяются от -1,72 до +1,18‰, а $\delta^{18}O$ - от 8,0 до 16,1‰, что свидетельствует о смещении тренда изотопного состава в сторону мантийных значений. Исследования изотопного состава кислорода в кварце показало, что значения $\delta^{18}O$ равновесного рудообразующего флюида на нижних горизонтах

месторождения относительно «утяжеленные» и составляют 13.1 ‰, что характерно для флюида метаморфогенного происхождения. Согласно модели метаморфической деволатилизации (Phillips, 2010) генерация метаморфогенных флюидов происходит в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В приповерхностных условиях значения $\delta^{18}O$ равновесного флюида снижаются до 6 ‰, что предполагает смешение метаморфогенных флюидов с метеорными водами. Важно отметить, что подобные значения $\delta^{18}O$ равновесного флюида соответствуют значениям, характерным для орогенных месторождений золота (Goldfarb, 2015).

P-T параметры рудообразования были оценены по результатам изучения газово-жидких включений, а также с помощью метода минеральной геотермометрии. Установлено, что образование кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского месторождения происходило при температурах от 420-433°C на самых глубоких горизонтах месторождения, тогда как на малых глубинах температура составляет 316°C. Давления были рассчитаны на основании данных опубликованных в статье (Steele-MacInnis, 2012) и составляют 0.57 – 0.95 кбар, что соответствует глубинам рудообразования 3-5 км.

Считается, что одним из источников флюидов и золота для орогенных месторождений является субдуцированная океаническая кора с перекрывающими осадками (вулканогенно-осадочными отложениями) и вышележащий мантийный клин (Groves., 2020). Метаморфизм амфиболитовой фации приводит к выделению газо-водного флюида, транспортирующего рудообразующие компоненты. В структурном плане Зун-Холбинское месторождение представляет собой дуплексную структуру, которая содержит локальные зоны разуплотнения, формирующиеся в условиях общего сжатия и сдвига (Знаменский, 2011). Известно, что P-T параметры динамометаморфизма в сдвиговых зонах могут достигать условий амфиболитовой фации – T - более 500°C и P - более 8.5 кбар (Goncalves, 2016), в которых происходит формивоание метаморфогенныго флюида (Phillips, Powell, 2010). Такие условия, вероятно, были реализованы в нижних частях месторождения, миграция же флюида происходила вверх в сторону снижения P-T параметров. Мигрирующий метаморфогенный флюид реагировал с вмещающими породами, что привносило дополнительные компоненты, такие как Bi, Ni, Co и др., в результате чего участками формировались руды, относительно обогащенные этими элементам, например, участки развития Bi минерализации вокруг дайки лампрофиров или Ni-Co минерализация в рудах, содержащих блоки лиственитов. Главным факторам рудоотложения вероятно было изменение химического состава рудообразующего флюида в результате взаимодействия вода-порода, а также снижение P-T параметров поднимающейся гидротермы. В близповерхностных условиях, наряду с падением температуры и давления, в метаморфогенные флюиды были добавлены метеорные воды, что привело к массовому отложению малосульфидных кварцевых жил, содержащих полиметаллическую ассоциацию (галенит, сфалерит, халькопирит и др.) и сульфосолей. Предложенная геолого-генетическая модель наиболее соответствует наблюдаемым особенностям состава руд и геологического строения Зун-Холбинского месторождения (рис. 1).

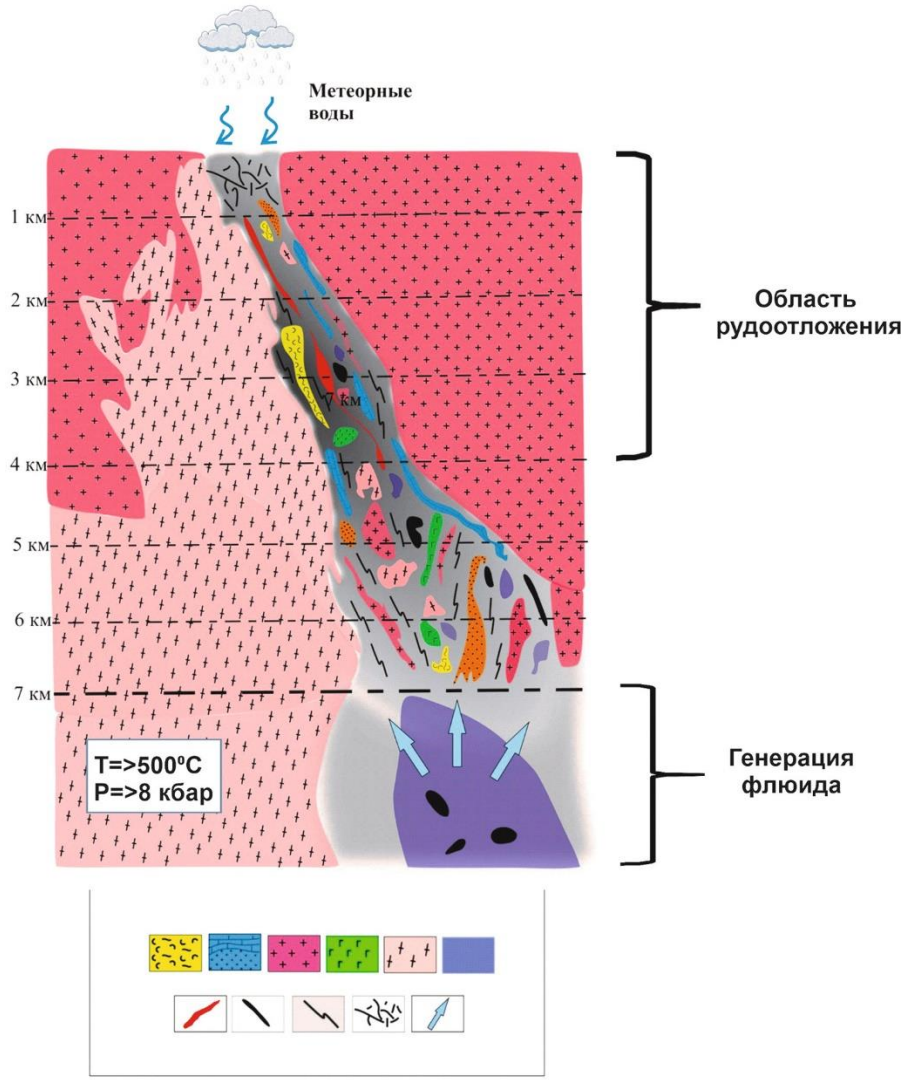


Рисунок 1. Геолого-генетическая модель формирования кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского золоторудного месторождения.

1 – углеродистые сланцы, вулканиты, туфотурбидиты ильчирской толщи, 2 – терригенно-кремнисто-карбонатные отложения иркутной свиты, 3 – плагиограниты и гранодиориты сумсунурского комплекса, 4 – дайки габбро и габбродиабазов, гнейсы и гранитогнейсы Гарганской «глыбы», субдуцированная океаническая кора (офиолит), 7 – рудные тела, 8 – фрагменты сульфидных руд, 9 – зоны катаклаза и милонитизации, 10 – открытые трещины, 11 – рудообразующий флюид

Гордиенко И. В., Рощектаев П. А., Гороховский Д. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2016. № 5. С. 405–429.

Дамдинов Б. Б. Типы благороднометалльного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна: состав, условия формирования и генезис: специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. На соискание учён. Степ. Д-ра геол.-минерал. Наук / Дамдинов Булат Батуевич. Улан-Удэ. 2018. 52 с.

Дамдинов Б. Б., Дамдинова Л. Б., Жмодик С. М., Миронов А. Г. Состав и условия формирования золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопроявления Ольгинское) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 666–687.

Жмодик С. М., Постников А. А., Буслов М. М. и др. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. №1. С. 183–197.

Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала. // Литосфера. 2011. №1. С. 94–105.

Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, прзднебайкальский и раннекаледонские этапы. Пробел-2000. 2004. 192 с.

Миронов А. Г., Рощектаев П. А., Жмодик С. М., Куликов А. А., Карманов Н. С. Зун-Холбинское золоторудное месторождение // Месторождения Забайкалья. 1995. С. 56–66.

Феофилактов Г.А. Некоторые черты геологии, структурные условия локализации и генезис золоторудных месторождений одного из районов Восточного Саяна // Известия ТПИ. 1968. Т. 134. С. 80–89.

Goldfarb R.J, Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. № 233. P. 2–26.

Groves D.I., M. Santosh, Zhang L. A scale-integrated exploration model for orogenic gold deposits based on a mineral system approach // Geoscience Frontiers. 2020.

Phillips G.N., Powell R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model // Metamorphic geology, 2010. № 28. C. 689–718.

Steele-MacInnis, Matthew, Lecumberri-Sanchez, Pilar, Bodnar, Robert J. Nokie Flincs H2O – NaCl: A Microsoft excel spredsheet for interpreting microthermometric dsts from fluid inclusions based on the PVTX properties of H2O – NaCl // Computers & Geosciences. 2012. Special issue, № 49. P. 334–337.

Wilson C. J., Osborne D. J., Robinson J. A. Miller J. M. Structural Constraints and Localization of Gold Mineralization in Leather Jacket Lodes, Ballarat, Victoria, Australia. Economic Geology, 2016. Special issue. № 111. P. 1073–1098.

Zhmodik S. M., Dobretsov N. L., Mironov A. G., Roshchektaev P. A., Karmanov N. S., Kulikov A. A., Nemirovskaya N. A., Ochirov Y. C. Mineralogical and geochemical signatures of hydrothermal-sedimentary origin of gold ore formations of the Kholba deposits, Eastern Sayan, Russia // Resource geology. 1993. Special issue, № 17. P. 287–313.

Минеральная форма золота в рудах месторождения Вернинское (Иркутская область)

Николаева А. Н.[1]

[1]*ТПУ, г. Томск, ann18@tpu.ru*

Вернинское золоторудное месторождение, открытое в 1974 году, расположено в центральной части Бодайбинского района Иркутской области, в 146 км от города Бодайбо, является западным флангом крупнейшего месторождения золота Сухой Лог.

В геологическом строении месторождения принимают участие породы нижней и средней подсвит Аунакитской свиты позднего рифея, которые образуют опрокинутую на юг Вернинскую антиклиналь субширотного простирания. Все рудные тела пространственно приурочены к березитовой формации (Кучеренко И.В., 2007, Кряжев С.Г., 2017). Основной рудовмещающей толщей является нижняя подсвита Аунакитской свиты, представленная в доминирующем объеме песчаниками, в меньшем масштабе отмечаются аргиллиты и алевролиты, имеющие разную степень рассланцованности (Кучеренко И.В. и др. 2012).

В данной работе изучается вещественный состав руд с целью определения минеральной формы нахождения золота в рудах месторождения Вернинского и его связь с основными сульфидными минералами.

Вещественный состав руд был изучен по пробам, отобранным из керна разведочных скважин колонкового бурения, пробуренных по основным рудным телам. Образцы детально изучены и описаны с помощью стандартных петрографических и минераграфических исследований. С целью изучения минеральной формы золота применялась сканирующая электронная микроскопия.

В ходе работ было выявлено, что на месторождении по текстурно-структурным особенностям выделено два типа руд: вкрапленные и в преобладающем количестве прожилково-вкрапленные. Сульфидная минерализация представлена арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. При этом, в первом типе руд отмечается преобладание пирита, а во втором – арсенопирита.

Установлено, что золото представлено в виде самородного высокопробного и около 75-80% диагностируемого самородного металла приурочено к прожилково-вкрапленному типу.

Во вкрапленном типе руд золото характеризуется неправильными формами в виде каплевидных (рис.1 а) и амебообразных (рис.1. б) агрегатов размером от 1 до 50 мкм. Данные формы выделения самородного металла подчиняются трещинам или же интерстенциям в сульфидах, при этом наблюдается сохраненность независимости границ зерен. Что касается сульфидных минералов, чаще всего для данных форм выделения золота характерна ассоциация со сфалеритом и пиритом. Спародически отмечаются во вкрапленных рудах агрегаты золота округлых форм, вероятно, имеющие первоначально октаэдрический габитус. Размер выделений 1-10 мкм. Округлые золотинки отмечаются вдоль трещин в пирите и арсенопирите или врастают в эти сульфиды.

Золото для прожилково-вкрапленных руд диагностируется в виде проволочковидных включений (рис.1 в), достаточно уплощенных и анизометричных за счет ограничения стенками самих трещин. Соотношение длины и мощности в среднем составляет 1:10, где средняя мощность варьирует в пределах 2 мкм. Контуры краев данных агрегатов извилистые или же округлые, все зависит от неровностей стенок трещин, при этом обычно отмечается лишь частичное заполнение золотом этих самых трещин (рис.1 г). Диагностированные удлиненные агрегаты самородного металла проволочковидных форм имеют метасоматическое происхождение и приурочены к арсенопириту. Отличительной их характеристикой является ребристо-ямчатый рельеф поверхности (Петровская Н.В., 1973).

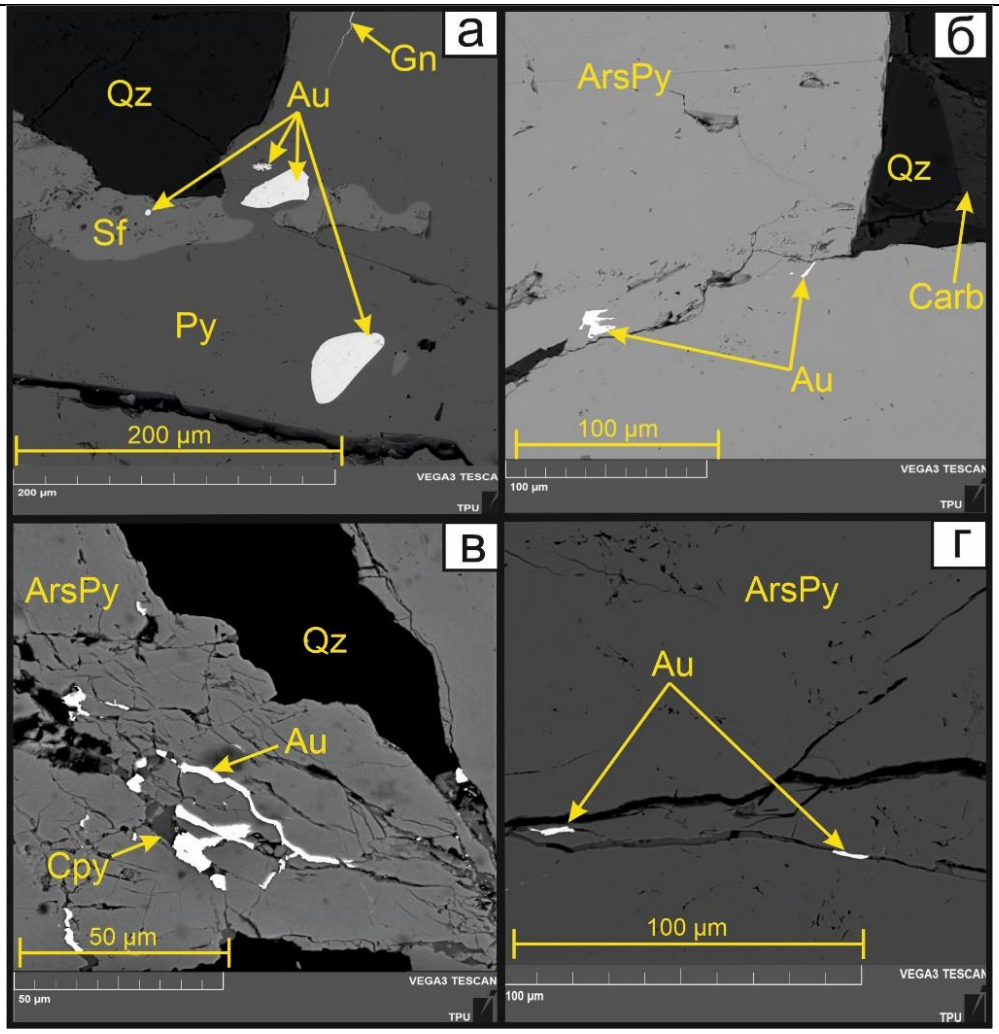


Рисунок 1. Электронные снимки золота в рудах. Золото каплевидной формы в ассоциации с пиритом и сфалеритом (а) , амебобразной формы в арсенопирите (б) , а также проволочковидной формы в трещинах арсенопирита (в , г).

Au – золото, Py – кварц, Qz – кварц, ArsPy – арсенопирит, Sf – сфалерит, Gn – галенит, Carb – карбонат, Cpy – халькопирит.

По данным сканирующей электронной микроскопии в самородном металле отмечается примесь серебра в количестве 2-6%, при этом золото на месторождении является высокопробным $Au_{935...963}$. Для каплевидных и амебообразных форм выделения золота характерна проба $Au_{936...963}$. Проволочковидные агрегаты имеют пробу $Au_{935...952}$.

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 28-38.

Кучеренко И.В. Петрологогеохимические свидетельства геологогенетической однородности гидротермальных месторождений золота, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. 2007. Т. 311. № 1. С. 25–35.

Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Ленский район) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2012. Т. 321. № 1: Науки о Земле. С. 22-33.

Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: НЩКЛ. 1973. 347 с.

Эволюция надсубдукционной мантии Курило-Камчатской дуги на примере ксенолита мантийного лерцолита (вулкан Чиринкотан)

Новикова А.С[1]., Каменецкий В.С.[1], Зеленский М.Е.[1]

[1]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка, novikova-a-s@yandex.ru ,Dima.Kamenetsky@hotmail.com, volcangas@gmail.com*

В вулканитах от базальтового до андезитодацитового состава Курило-Камчатской вулканической дуги (вулканы Безымянный, Толбачик, Ключевской, Шивелуч, Авачинский, Чиринкотан) присутствуют ксенолиты ультраосновного состава, предположительно мантийного происхождения. Ксенолиты представлены дунитами, гарцбургитами, пироксенитами и шпинелевыми лерцолитами.

Находки мантийных ксенолитов в зонах активных континентальных окраин редки, но значимы, так как они являются прямым источником информации о строении, составе и процессах, происходящих в надсубдукционной литосферной мантии Земли, таких как метасоматоз, частичное плавление мантии в водонасыщенных условиях и подъём магм к поверхности (например, Arai et al., 2003; Bryant et al., 2007; Ionov, 2010, и ссылки в этих работах).

Чаще всего ксенолиты Курило-Камчатской дуги представлены дунитами, верлитами и гарцбургитами, образуются в поле стабильности шпинели до глубин выше границы Мохо и могут быть метасоматизированы при более низких температурах при взаимодействии с флюидами и расплавами от погружающегося слэба.

На примере шпинелевого лерцолита из вулкана Чиринкотан (о. Чиринкотан, средние Курилы) в данной работе показаны основные признаки преобразований мантийного клина в зонах субдукции Курило-Камчатской дуги.

Минеральный состав ксенолитов был исследован в проходящем и отражённом свете с использованием оптического микроскопа, электронные микрофотографии были выполнены с помощью сканирующего микроскопа Tescan Vega TS5130MM, химический состав определен энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450.

Шпинелевый лерцолит вулкана Чиринкотан (Волынец и др., 1990) сложен высокомагнезиальным (Fo ≈90-92) оливином – 72%, клинопироксеном (диопсидом) (Mg#≈ 80-94) и ортопироксеном ([1]Mg# ≈90-92), в равном соотношении (около 10%). В подчиненном количестве развита Fe-Cr шпинель (Mg# - 40-91, [2]Cr# - 12-66), магнетит, плагиоклаз и амфибол (<5%). Образец имеет среднезернистую аллотриоморфную структуру. (рис.1а).

Минералы лерцолита, а также контактовая зона с андезитом, несут признаки реакционных преобразований, что указывает на их сложную историю в процессе мантийного метасоматоза, декомпрессии и взаимодействия с вмещающим расплавом при подъеме к поверхности. Часть клинопироксена и ортопироксена имеет ламеллярное строение (рис.1б): внутри кристаллов клинопироксена (рис.2а) расположены как ортопироксен-шпинелевые ламели с редким амфиболом и реликтами оливина, так и чисто шпинелевые ламели, а внутри ортопироксена – ламели клинопироксена с мелкими кристаллами шпинели и редкими выделениями амфибола (рис.2в).

На контакте ламеллярного клинопироксена и ортопироксена с оливином наблюдается растущая перпендикулярно граням пироксенов шпинель. Её размер в 2 раза превышает выделения в ламелях (рис.1б).

Шпинель (Sp1) Cr#37 и Mg# 55 находится в интерстициях крупных оливиновых зерен и обрастает губчатым агрегатом шпинелевых кристаллов (Sp2) Cr#50 и Mg#58 (рис.2б).

---

[1] Mg# = (MgO/(MgO + FeO)), mol%

[2] Cr# = (Cr2O3/(Cr2O3+Al2O3)), mol%

В зоне контакта ксенолита с андезитом в оливине из лерцолита и кайме ортопироксена вокруг него наблюдается диффузионная зональность: магнезиальность Mg# оливина в лерцолите плавно снижается от 90-92 до 74, а в новообразованной ортопироксеновой кайме Mg# уменьшается от 85 (Opx_1) до 61 (Opx_2) (рис.2д).

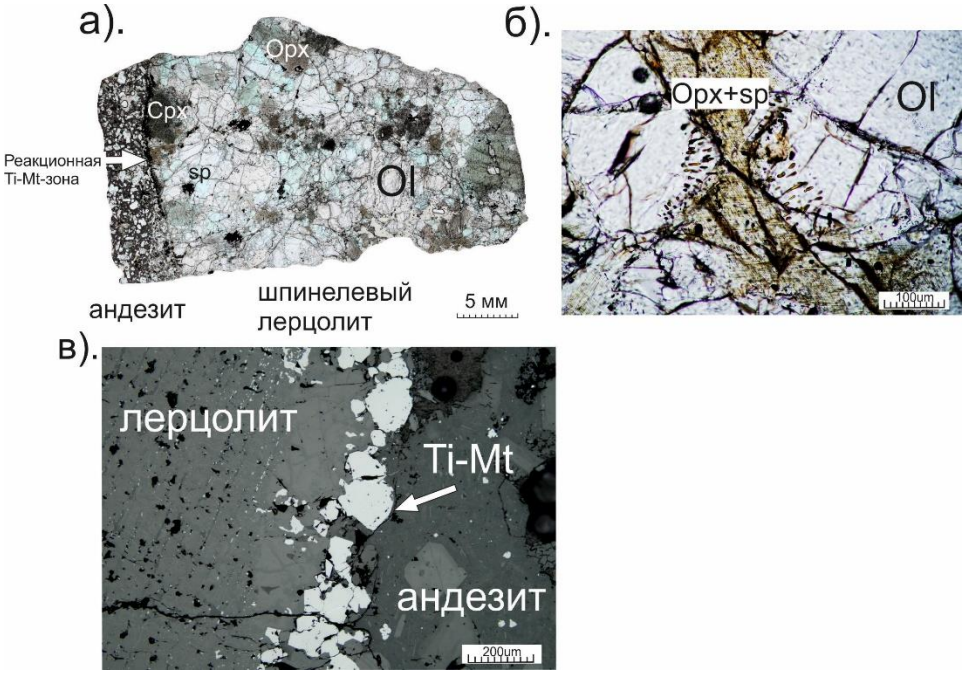


Рисунок 1 а). Общий вид мантийного ксенолита; б). Укрупнение зёрен шпинели в оливине на контакте с ламеллярным ортопироксеном (фото в проходящем свете); в). Реакционная титаномагнетитовая зона на контакте (фото в отражённом свете).

В ортопироксеновой кайме местами встречаются реликты оливина Mg# 74-82 и симплектиты магнетита (рис.2в), переходящие ближе границе с андезитом в крупные огранённые кристаллы Ti-магнетита с включениями шестигранников апатита, ксеноморфных клино- и ортопироксена и червеобразных выделений плагиоклаза (рис.2е).

Предположительно, до захвата андезитовым расплавом лерцолит испытывал вязко-пластичные деформации, о чём свидетельствует присутствие в ортопироксене и клинопироксене взаимопротивоположных по составу ламелей с мелкими кристаллами шпинели (Savelieva et al., 2016).

Реакционные взаимодействия метасоматизированной надсубдукционной мантии с образовавимся при частичном плавлении in-situ расплавом приводят к автометасоматозу мантийных минералов – оливина, шпинели, пироксенов, в результате чего оливин замещается ортопироксеном, шпинель перекристаллизовывается с образованием высокохромистого губчатого агрегата вокруг более крупных кристаллов и укрупняется на контакте оливина и ламелярного пироксена.

Вынос мантийного лерцолита поднимающимся расплавом сопровождается образованием реакционных структур, таких как формирование на границе магнетитовых симплектитов, возникновение диффузионной зональности в оливине и ортопироксене и образованием Ti – магнетита (рис.1в).

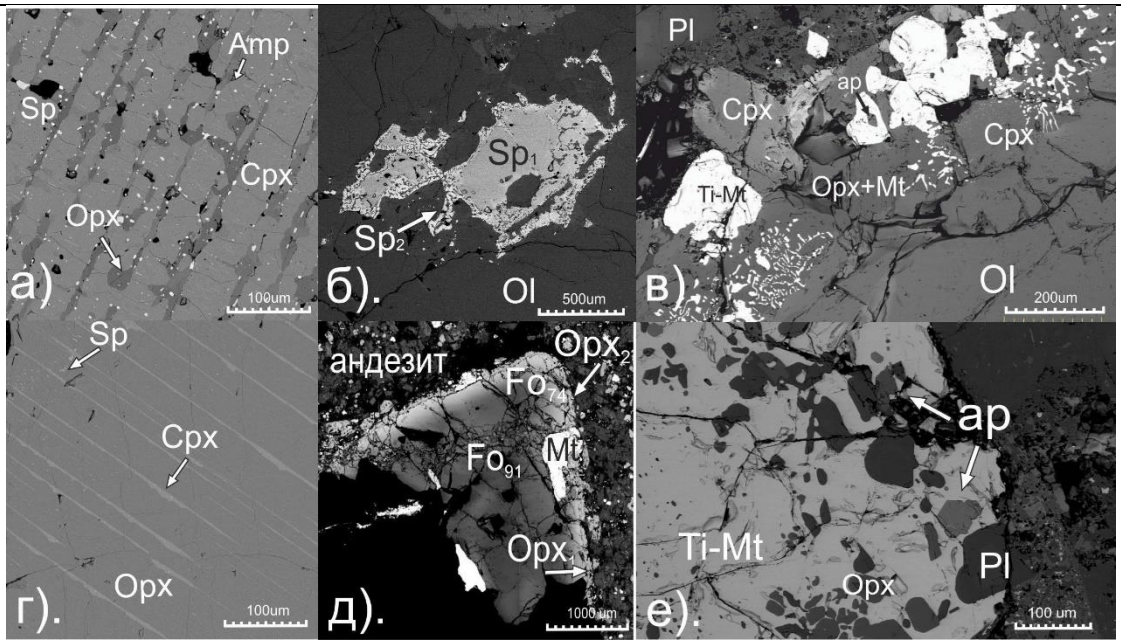


Рисунок2 а) Ламели в ортопироксене (Opx); б) Обрастание шпинелью 2 крупных ксеноморфных кристаллов шпинели 1; в) Ортопироксеновая кайма на контакте шпинелевого лерцолита с андезитом; г). Ламели в клинопироксене (Cpx); д) Диффузионная зональность в оливине и ортопироксене; е). Включения апатита, плагиоклаза и ортопироксена в титаномагнетите (Ti-Mt).

Amp – амфибол, Sp – шпинель, Ol – оливин, Fo – форстерит, подстрочным индексом показан номер форстеритового минала в оливине (Fo = MgO/(MgO+FeO) mol.%, Pl – плагиоклаз, ap - апатит (электронные микрофотографии).

Таким образом, наблюдаемые взаимоотношения минералов ксенолита позволяют судить не только о процессах метасоматоза и частичного плавления в мантии, но и о P-T истории самого ксенолита в процессе его выноса на поверхность.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 211700122

Arai, S., Ishimaru, S., and Ocrugin, V.M., Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of Kamchatka arc: Implication for the metasomatic agent // The Island Arc. 2003. V. 12. P. 233–246.

Bryant, J.A., Yogodzinski, J.M., and Churikova, T.G., Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // Geochem. Geoph. Geosys. 2007. v. 8. № 4. P. 1–24.

Ionov, D.A., Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // J. of Petrology. 2010. V. 51(1–2). P. 327–361.

Волынец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А., Ананьев В.В., Антонов А.Ю., Гладков Н.Г., Марков И.А. (1990) Гипербазитовые включения в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Известия АН СССР. Серия геологическая. № 3. С. 43-57.

Savelieva, G. N., Batanova, V. G., & Sobolev, A. V. Pyroxene–Cr-spinel exsolution in mantle lherzolites of the Syum-Keu ophiolite massif (Arctic Urals) // Russian Geology and Geophysics. 2016 57(10). P. 1419–1436.

Состояние мышьяка в минералах и синтетических фазах по данным рентгеновской спектроскопии поглощения

Обысова С. Е.[1,2], Чареев Д. А.[3], Тригуб А. Л.[4], Филимонова О. Н.[2]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, s.obysova00@mail.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*
[3]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*
[4]*НИЦ «Курчатовский институт», г. Москва*

Рентгеновская спектроскопия поглощения (X-ray absorption spectroscopy, XAS) широко используется при изучении атомной структуры ближнего порядка различных соединений и зарядового состояния атомов. Информация, содержащаяся в ближней области спектра XAS – XANES (X-ray absorption near edge structure, околокраевая тонкая структура рентгеновского спектра поглощения), отражает плотность незанятых электронных состояний поглощающего атома, то есть несёт информацию о его заряде. В настоящее время многие работы посвящены определению зарядового состояния атомов комбинацией XAS и квантово-химических вычислений. Заряды, полученные расчетным путем, отличаются от «формальных» степеней окисления, которые приписываются атомам в предположении ионного характера связей. Проводимые исследования различаются как природой изучаемых объектов (твердые тела, жидкости), так и методами расчета парциальных (локальных) атомных зарядов. Данная работа посвящена исследованию степени окисления и локального атомного окружения As методом рентгеновской спектроскопии поглощения.

Мышьяк является металлоидом, что означает, что он может вести себя как металл или как неметалл. Электронная конфигурация мышьяка ($1s^2\ 2s^2\ 2p^6\ 3s^2\ 3p^6\ 3d^{10}\ 4s^2\ 4p^3$) предполагает, что первая оболочка имеет два электрона, вторая - восемь электронов, третья - 18 электронов, в то время как четвертая с пятью электронами считается неполной. В четвертой оболочке s-орбиталь полностью заполнена, а p-орбиталь заполнена наполовину, и поэтому мышьяк имеет четыре окислительно-восстановительных состояния: -3, 0, +3 и +5. Степень окисления -3 возникает в результате добавления еще трех электронов к p-орбитали, чтобы завершить общее количество шести электронов на этой орбитали. Элементарный мышьяк поровну делит свои три электрона, присутствующие на 4p-орбитали, с тремя другими окружающими атомами мышьяка в тригональной пирамидальной структуре и выглядит как хрупкий серый металл. Степень окисления +3 образуется, когда три электрона 4p-орбитали становятся более притянутыми к неметаллу, обычно кислороду или сере, а степень окисления +5 мышьяк образует, когда все пять электронов 4s- и 4p-орбиталей становятся более связанными с неметаллом.

В природе мышьяк входит в состав огромного числа минералов в основном на месторождениях гидротермального происхождения (Foster, Kim, 2014). В этой работе изучено состояние As в природных минералах (адамин, алакранит, аурипигмент, эритрин, гетчеллит, лёллингит, миметит, реальгар, арсенопирит) и синтетических фазах (арсенолит, аурипигмент, реальгар, FeAs, Fe_2As, никелин, арсенопирит) с помощью рентгеновской спектроскопии поглощения.

Спектры записаны в режиме пропускания на As K-крае поглощения на станции «структурное материаловедение» СТМ на источнике синхротронного излучения «КИСИ-Курчатов» (г. Москва). Первичная обработка спектров, включающая в себя калибровку по энергии, проводимая по золоту, удаление глитчей, определение края поглощения, вычитание фона, нормализацию на скачок поглощения, выделение осциллирующей части, усреднение спектров и Фурье-преобразование, проведена в программе Athena пакета IFEFFIT (Ravel, Newville, 2005).

Записанные XANES спектры ближней околокраевой области показаны на Рис. 1. Положение края поглощения и белой линии (БЛ, первый интенсивный пик спектра) чувствительно к степени окисления и к локальному атомному окружению (ближайшие сферы)

поглощающего атома. При наличии широкого набора условных стандартов, в которых поглощающие атомы находятся в известных «формальных» степенях окисления, можно определить, к какой степени окисления близка таковая в нашем образце или, иными словами, определить «формальную» степень окисления атома в наших образцах («формальную» степень окисления определяют в предположении, что в исследуемом соединении химическая связь является чистой ионной). С этой целью для спектров всех образцов определено положение края поглощения и белой линии. Полученные данные сведены в Табл. 1. Анализ ближней области спектров XANES показал, что степень окисления As может отличаться от общепринятых значений (-3, 0, +3, +5). Для спектров никелина, элементарного мышьяка, арсенолита, миметита, адамина и эритрина формальные степени окисления близки к -3, 0, +3 и +5 (для трех последних минералов). Разница положения белой линии, определенная для каждого образца за вычетом положения БЛ элементарного As, нанесена на график на рисуноке 2 (красные точки). По этим шести соединениям получена градуировочная прямая, позволяющая рассчитать степень окисления в остальных соединениях (штриховая линия). Следует отметить, что смещение положения белой линии (эВ) близко к абсолютной величине «формальной» степени окисления, то есть наклон градуировочной прямой на рисуноке 2 близок к 1. Поскольку положение белой линии является характеристическим для конкретного соединения, полученная градуировочная прямая может быть использована для определения степени окисления As в других соединениях (например, незалитые ромбы на рисуноке 2). Полученные таким образом степени окисления As представлены в последней колонке Табл. 1. Положение края поглощения также взаимосвязано со степенью окисления As в соединениях, однако коэффициент корреляции ниже.

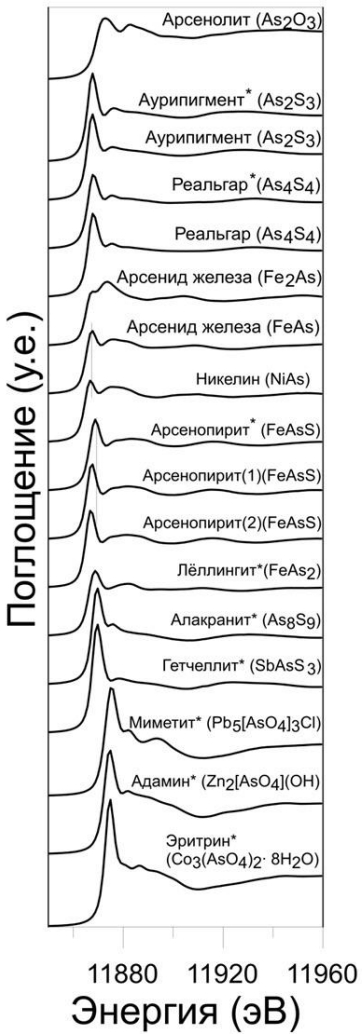


Рисунок 1. Спектры XANES As-содержащих минералов и синтетических фаз, расположенные по одинаковой форме первого пика. Знаком * обозначены минералы.

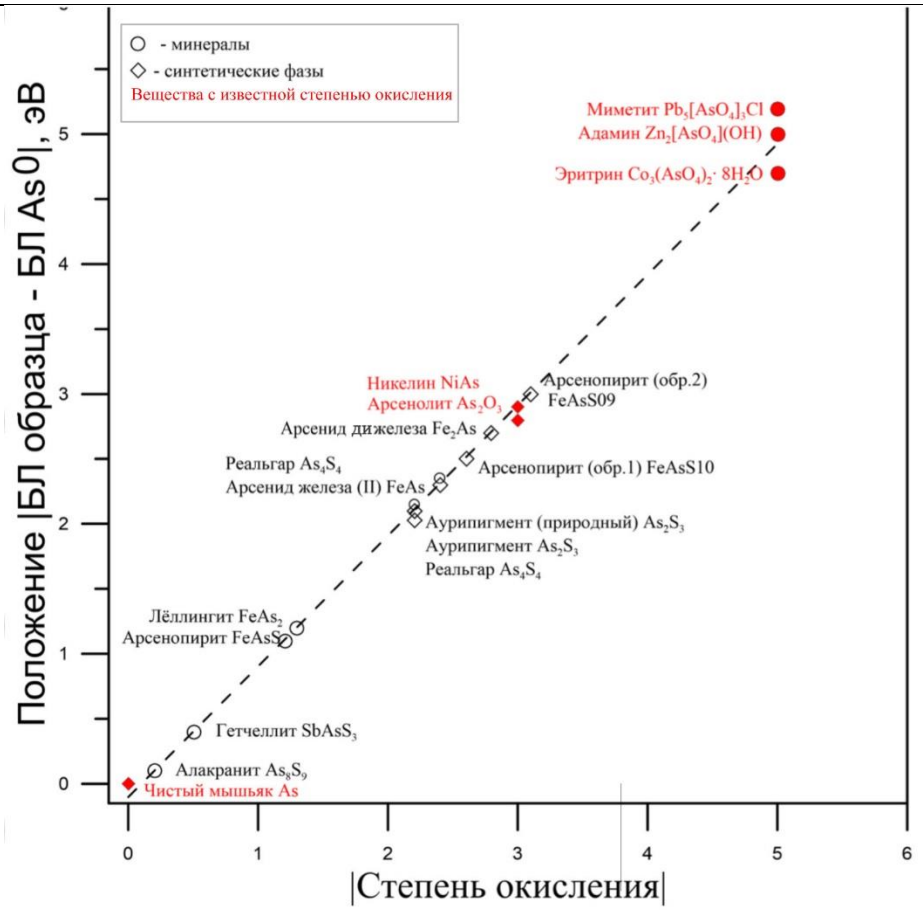


Рисунок 2. Степень окисления As в зависимости от положения белой линии спектров образцов за вычетом положения белой линии элементарного As.

Спектры записаны на As K-крае поглощения для As-содержащих синтетических фаз и минералов, их названия приведены на рисунке.

На следующем этапе проведена аппроксимация дальних областей спектров (EXAFS) As, которая позволила выявить связь параметров локального атомного окружения поглощающих атомов As в разных соединениях (тип соседних атомов, их количество, расстояния до координационных сфер и параметры Дебая-Валлера) со степенью окисления As. Эти данные будут представлены в следующей публикации.

Для более детального изучения состояния As методом «сухого» синтеза, представляющего собой спекание двух и более компонентов, нами дополнительно получено 55 мышьяковистых фаз, включая арсенопирит разного состава. Температуры спекания выбирали в соответсвии с фазовыми диаграммами соединений. Исследование этих образцов методом XAS выполняется в настоящее время.

Таблица 1. Положение максимума первой производной спектра (положение края поглощения, КП), положение первого интенсивного пика (белой линии, БЛ) и рассчитанные формальные степени окисления для рентгеновских спектров минералов и синтетических фаз, содержащих As.

Название (минерал/синтетическая фаза)	Формула	Положение КП, эВ[а]	Положение БЛ, эВ	Формальная степень окисления
Природные минералы				
Адамин	$Zn_2[AsO_4](OH)$	11871.9	11875.0	5
Алакранит	As_8S_9	11867.2	11869.9	0.2
Аурипигмент	As_2S_3	11865.9	11867.9	2.2
Эритрин	$Co_3(AsO_4)_2 \times 8H_2O$	11872.0	11874.7	5
Гетчеллит	$SbAsS_3$	11867.1	11869.6	0.5
Лёллингит	$FeAs_2$	11865.7	11868.8	1.3
Миметит	$Pb_5[AsO_4]_3Cl$	11872.7	11875.2	5
Синтетические фазы[б]				
Реальгар	As_4S_4	11865.7	11867.7	2.4
Арсенопирит	FeAsS	11866.2	11868.9	1.2
Реальгар	As_4S_4	11865.8	11867.9	2.2
Аурипигмент	As_2S_3	11865.7	11867.9	2.2
Арсенолит	As_2O_3[в]	11868.8	11872.8	3
Арсенид железа	Fe_2As[г]	11865.2	11867.3	2.8
Арсенид железа (II)	FeAs	11865.0	11867.7	2.4
Арсенопирит (обр. 1)	FeAsS(№10)	11865.1	11867.5	2.6
Арсенопирит (обр 2)	FeAsS(№09)	11865.0	11867.0	3.1
Никелин	NiAs	11864.6	11867.1	3
Чистый мышьяк	As	11867	11870.0	0

[а]Если не указано иначе диапазон энергий (-20;6) эВ, где 0 – край поглощения; [б] Синтез проведен при температуре 500°С в течение 2 недель в расплаве галогенидов щелочных металлов; [в] диапазон энергии (11848.8;11876.8) эВ; [г] диапазон энергии (11845.2;11868.7) эВ.

Работа выполнена за счет средств проекта РНФ № 20-17-00184.

A.L. Foster, C.S. Kim. Arsenic speciation in solids using X-ray absorption spectroscopy. //Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 79(1). 2014. P. 257-369

Ravel B., Newville M. ATHENA, ARTEMIS, HEPHAESTUS: data analysis for X-ray absorption spectroscopy using IFEFFIT //Journal of synchrotron radiation. 2005. T. 12. No. 4. P. 537-541.

Проектирование цементных растворов для глубоких, высокотемпературных наклонно-направленных скважин

Орлёнкова Е. В.[1], Щербакова К. О.[1]

[1]*МГР, г. Москва, evaorlenkova@yandex.ru*

Процедуры цементирования глубоких скважин в основном такие же, как и для более мелких скважин. Однако, из-за ряда скважинных условий и более сложной архитектуры скважины обычно считаются критическими. Следовательно, дизайн цементной системы также может быть сложным, с использованием сложного набора замедлителей, понизителей водоотдачи, пластификаторов, кремнезема. Нужно быть уверенным, что цементная система может быть надлежащим образом размещена и будет поддерживать изолирование по зонам на протяжении всего срока службы скважины. В настоящее время, цементный раствор используется практически во всех глубоких нефтяных и газовых скважин (Бакиров, 2016). При проектировании цементных смесей для основательных, высокотемпературных скважин довольно принципиально применить верную статическую и циркуляционную температуру. Эти данные имеют все шансы быть получены от тестирований, логов, особой записи температуры скважинными устройствами или же пробы раствора при циркуляции. Компьютерные симуляторы еще были разработаны для наилучшего прогнозирования температуры скважины. В случае если раствор циркулируют в скважине в направление течение нескольких часов до цементирования, жар в скважине имеет возможность понижаться. В этих случаях нужно быть осмотрительным, дабы не до расценить температуру циркуляции и прирастить время застывания цементного раствора.

Содержание разработки. Есть большие проблемы регрессии прочности, которые могут быть предотвращены путем уменьшения массового соотношения оксида кальция (CaO) к диоксиду кремния (SiO2) (отношение C/S) в цементе. Для этого в портландцемент добавляем кварц, обычно в виде мелкозернистого песка кремнезема или обыкновенного кремнезема. Фаза C-S-H имеет переменное отношение CaO/SiO2, составляющее в среднем соотношение около 1,5. Конверсию в α-C2SH при 110 °C можно предотвратить добавлением от 35% диоксида кремния (по массе цемента), уменьшая CaO/ SiO2 соотношение до 1,0. На этом уровне образуется минерал, известный как тоберморит ($C_5S_6H_5$), этот минерал сохраняет высокую прочность на сжатие и низкую проницаемость (Румянцев и др., 2022). Когда температура увеличивается до примерно 150°C, тоберморит обычно превращается в ксонотлит (C_6S_6H) и не большое количество гиролита ($C_6S_3H_2$) с минимальным ухудшением характеристик цемента. При 250°C начинает образовываться траскоттит ($C_7S_{12}H_3$). При увеличении температуры до 400 °C, как и ксонотлит, так и траскоттит находятся вблизи максимального предела их стабильности. При более высоких температурах ксонотлит и траскоттит обезвоживаются, что приводит к распаду цементного камня (Лапыкина и др., 2022). Выше сказанное показывает сложность гидротермального поведения гидратов силиката кальция. Производительность цемента зависит не только от температуры в скважине, но также и наличие подземных флюидов и других минералов. В результате преобразований полученные при стандартных условиях, не всегда наблюдаются в скважине. Следовательно, установленный цемент должен рассматриваться как метастабильный, потому что его состав может развиваться по мере изменения условий скважины (рис. 1).

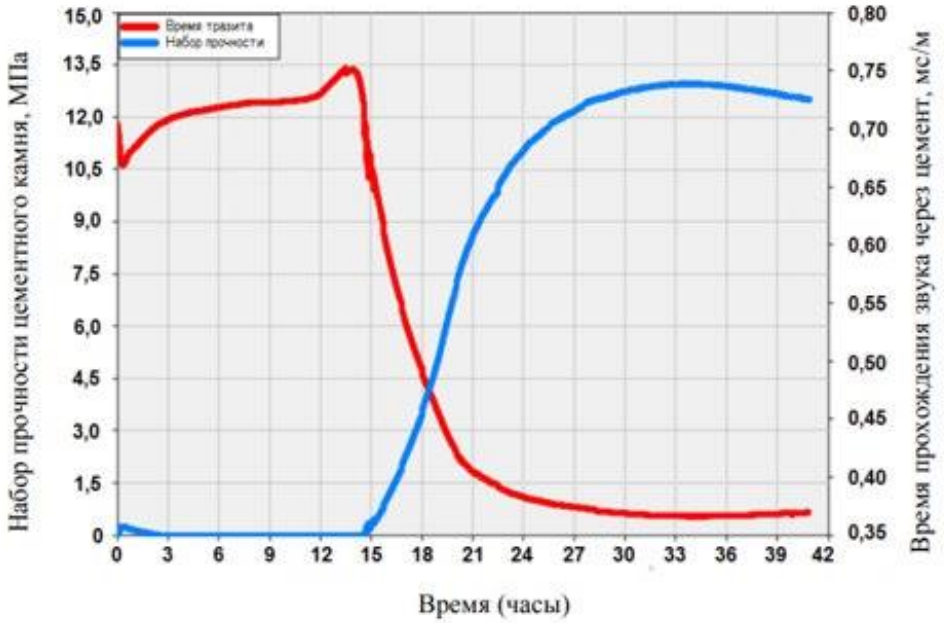


Рисунок 1. Набор прочности цемента без добавления диоксида кремния

После этого с добавление 35% диоксида кремния в сухой цемент в виде обыкновенного кремнезема результат станет лучше (рисунок 2). Как видно на графике цементный камень набрал прочность на сжатие на двадцать шестой час и продолжал сохранять его на том же уровне в течении последующих часов. В результате по графикам можно сделать вывод, что в краткосрочной перспективе цементная система с добавлением диоксида кремния лучше набирает и сохраняет прочность на сжатия. В ходе исследования двух графиков получаем следующие данные. Цементная система без добавления диоксида кремния после 33 часов имела прочность цементного камня 13 МПа, после чего она начала постепенно падать. Однако при добавлении диоксида кремния с концентрацией в 35% наблюдаем лишь совсем не значительное потерю прочности, при тех же самых условиях (Щербакова и др., 2020). В результате проведённого анализа обнаружили, что добавлении диоксида кремния в цементную систему в виде кремнезема может предотвратить снижение прочности цементного в долгосрочной перспективе.

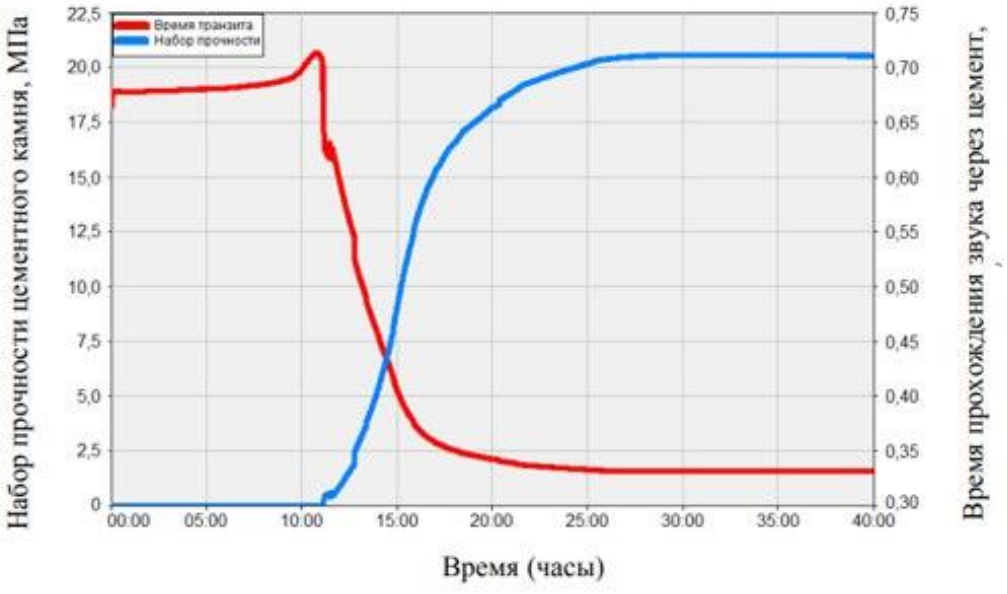


Рисунок 2. Набор прочности цемента с добавления диоксида кремния

По данным результатам установлено, что добавление диоксида кремния в концентрации 35% от веса сухого цемента, стабилизирует прочность и непроницаемость цементного камня при температурах более 110°C. Без добавления диоксида кремния цементный камень в затрубном пространстве при высокой температуре будет иметь тенденцию к постоянному снижению

прочности. Включение в раствор специальных добавок увеличит прочность со стабильным сохранением.

Научный руководитель: старший преподаватель кафедры СТБС, Б.А. Овезов. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ)

Лапыкина А. А., Машкова А. М., Соловьев Н. В. Утилизация бурового шлама с последующим вовлечением в ресурсооборот // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 3(123). С. 28-30.

Бакиров Д.Л. Тампонажный материал для температурного диапазона 160-300°С. М.: Socienty of Petroleum Enginners, 2016. 16 с

Румянцев А. Д., Машкова А. М., Соловьев Н. В. Технология кислотной обработки призабойной зоны пласта // Молодые - Наукам о Земле: Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2022. С. 279-282.

Щербакова К. О., Овезов Б. А., Машкова А. М., Соловьев Н. В. Экологически безопасные морские нефтяные платформы // Новые материалы и перспективные технологии : Шестой междисциплинарный научный форум с международным участием, Москва, 23–27 ноября 2020 года. Москва: ЦЕНТР НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИХ РЕШЕНИЙ (АНО ЦНТР), 2020. С. 689-695.

Дешифрирование космоснимка с применением полуавтоматической классификации для выделения структурных особенностей и перспективных участков на Нежданинском рудном поле

Панасенко Ю.М.[1]

[1]*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, panasenko@tsnigri.ru*

Нежданинское золоторудное месторождение – одно из крупнейших месторождений России. Оно находится в Северо-Восточной части Республики Саха (Якутия), на территории Томпонского и Усть-Майского улусов и было открыто в 1951 году Дыбинской геолого-поисковой партией, возглавляемой Г. Ф. Гуриным.

Нежданинское рудное поле расположено в Верхоянской металлогенической провинции. Его площадь составляет более 60 кв. км. Оно протягивается в северо-восточном направлении полосой шириной до 4,5 км. Месторождение приурочено к субмеридианальным и северо-восточным разрывам, расположено в зоне дробления. Вмещающие породы представлены нижне-— верхнепермскими глинистыми сланцами и алевролитами, метаморфизованными до зеленосланцевой фации, переслаивающиеся с песчаниками, со значительным содержанием углеродистого вещества. Оруденение представлено двумя типами: первый — это окварцованные породы с золотоносными пирит-арсенопиритовыми прожилками и вкрапленностью, второй — золото-сульфидно-кварцевые жилы.

Несмотря на длительную историю изучения месторождения, начавшуюся с 60-ых годов прошлого века, Нежданинское рудное поле до сих пор вызывает у геологов вопросы.

В 2020 году ФГБУ «ЦНИГРИ» проводило поисковые работы на флангах месторождения, которые включали в себя литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния и геологическую съемку. Приняв за основу данные этих работ и материалы предшественников, мною было предложено провести дешифрирование спектральных космоснимков с применением их полуавтоматической классификации.

Суть предложенного метода заключается в использование комплекса эталонных данных – аналитических, картографических и прочих материалов по известному объекту (в данном случае, по Нежданинского месторождению) и экстраполяции их на большую площадь с целью выделения перспективных участков для обнаружения рудных зон. Поиск новых перспективных участков осуществляется при обработке спектрального космоснимка с помощью QGis модуля SCP (Semi-Automatic Classification Plugin). В ГИС-проект загружаются привязанные тектонические, геологические, ландшафтные карты, разноски элементов в точках отбора литохимических проб. На этих картах наносятся уже известные рудные зоны, они будут использоваться для создания файла классификации. Далее визуально оценивается отражение геологической ситуации в комбинациях каналов спектрального снимка и делаются выводы о природе наблюдаемого рисунка. После того, как структуры, изображенные на космоснимке, проинтерпретированы, производится их классификация. Выделяются контрастные области и присваиваются им определения. Например, кварцевая жила, дайка, зона дробления и т. д. После этого полученный файл классификации применяется для всего снимка, где в автоматическом режиме идет категоризация пикселей в соответствии созданной таблицей определений. Чем более детально проработан эталонный файл классификации, тем более подробной будет результирующая классификационная карта.

На момент написания тезисов дешифрирование по предложенному методу на Нежданинском месторождении еще не выполнено, но к моменту представления доклада на конференции оно будет проведено. Итогом работы автор видит выделение структурных особенностей и участков, со сходными с известными рудными зонами характеристиками. Ранее, опыт полуавтоматической классификации космоснимков у автора был при подготовке к полевым работам в Магаданской области. Результатом дешифрирования стала ландшафтная карта и сеть вездеходных дорог, которая применялась при планировании поисковых работ. Однако,

достоверность информации классифицированного снимка оказалась ниже ожиданий. Основной причиной была большая степень закрытости территории и невысокое качество космоснимка.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000.

User manual SCP Qgis: https://readthedocs.org/projects/semiautomaticclassificationmanual-es/downloads/pdf/latest/

Метод ЗСБ для предотвращения карстовых провалов

Петина В. А.[1], Овезов Б. А.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, vicka.petina@gmail.com*

Щелочные (растворимые) горные породы, к примеру, известняк, доломит, мел, соль; а также наличие в них трещиноватости и пористости (Певзнер, 2017), могут растворяться, выщелачиваться подземными водами, а в последствии и вымывать накопленный материал, тем самым образуя под землей полости. Поверхностный слой, не способствующий продолжительное время сдерживать нагрузку, обрушивается, следовательно, появляются воронки или провалы разных видов (рис.1), оказывающие значительное воздействие на все элементы природного ландшафта и хозяйственную работу человека.

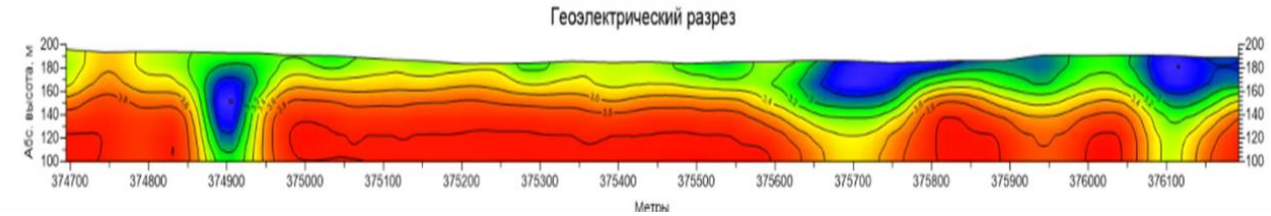


Рисунок 1. Карстовая полость

Но на развитие карстовых процессов играют роль ведь не только карстующиеся горные породы, трещины и поры, но также климатические условия среды: осадки по сезонам года, температурный режим; гидрологические условия, то есть наличие движущихся вод; наличие растительности; ровная поверхность (Татьков и др., 2014). Деятельность человека тоже имеется в образовании карстового провала. Происходит это под действием различных выбросов в атмосферу, из-за чего идет формирование кислотных дождей, обработки дорожных покрытий едкими веществами, ведением подземных горных работ, например, шахт по добыче каменной соли, ведь выработки горных пород обедняют почву, тем самым тоже обрушиваются.

Для предотвращения карстовых провалов нужны различные методы для их обнаружения (Мажренова и др., 2022). Поэтому можно воспользоваться электроразведочными методами (Лунегова, 2016), заключающиеся в наблюдении и изучении распределения характеристик электромагнитных полей, электрических свойств среды, на которую это поле действует. Методы электроразведки применяются для решения ряда специальных задач таких, как гидрогеологических, инженерно-геологических изысканиях и различного рода специальных съемках, для построения геологического разреза, поисков полезных ископаемых.

Рассмотрим метод зондирования становлением поля в ближней зоне.

Метод ЗСБ используется на изучении поля переходных процессов, которое возбуждается в земле при изменении тока в источнике. Измеряемое поле несет информацию об изменении электрических свойств пород с глубиной, то есть о строении геоэлектрического разреза, также содержание сведений об исследуемой среде, что и поможем определить карстовую зону (Щербакова и др., 2019а).

Данный метод помогает подробно исследовать разрез от первых десятков метров до более 300-400 метров, благодаря чему можно выявить зоны пустот. В число главных блоков аппаратуры метода ЗСБ входят: генераторное и измерительное устройства, блок управления, обеспечивающий синхронизацию работы генератора и измерителя, установка, заключающаяся из незаземленных генераторной и приемной петлей, которые расположены на поверхности земли в виде квадрата, размеры которых рассчитываются требуемой глубиной исследования (Щербакова и др., 2019б).

Главными преимуществами метода ЗСБ – глубинные исследования, экономность, достоверность, применяемость в различных климатических условиях, получение геоэлектрического разреза (рис.2), выделение разрывных нарушений и оценивание

тектонической обстановки участка. При таких данных параметров метода ЗСБ можно обнаруживать карстовые провалы, а самое главное их предотвращение.

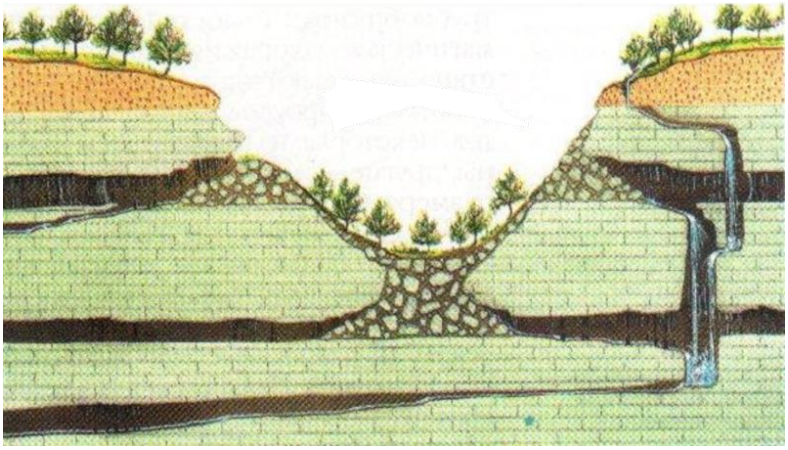


Рисунок 2. Пример геоэлектрического разреза.

Карст образовывается несколько сотен миллионов лет, и под землей образованная полость считается безопасной около 5 лет, поэтому за этот промежуток времени, если сразу обнаружить пустоту, то можно предотвратить её, например, засыпать обнаруженную полость на 90% объема, это приводит к уменьшению скорости ее роста и увеличение безопасного времени. Чаще всего полости возникают на месте старых провалов или вблизи их. Следовательно, эти территории предлагаю исследовать методом ЗСБ для обнаружения возможной новой полости. С карстом можно и нужно бороться!

Научный руководитель: преподаватель кафедры СТБС К. О. Щербакова. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» МГРИ, г. Москва.

Лунегова М. С. Понятие и механизмы образования карстовых провалов // Сборник научных трудов по материалам IX Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых в 2 томах. 2016. С. 433—436.

Певзнер М.Е. Горная экология. Изд. Московского государственного горного университета. Москва. 2017 г. С.333.

Татьков И.Г., Татьков Г.И., Бадерин А.М., Ковбасов К.В. Результаты электротомографии при поисках рудного золота в условиях криолитогенеза и альпинотипного рельефа Северного Прибайкалья // Разведка и охрана недр. 2014 г. С. 32–38.

Мажренова Т. Т., Машкова А. М., Соловьев Н. В. Генераторы сейсмических колебаний невзрывного типа использующие в качестве энергоносителя бензин-кислородные смеси, обогащенные водородом // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 3(123). С. 20-23.

Щербакова К. О., Овезов Б. А., Соловьев Н. В. Инженерные решения глобальных проблем устойчивого развития // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XIV Международной научно-практической конференции: в 7 томах. 02–05 апреля 2019 года. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2019а. С. 317-320.

Щербакова К. О., Овезов Б. А. Прикладные задачи современной наземной и низковысотной магниторазведки // Новые идеи в науках о Земле : Материалы XIV Международной научно-практической конференции: в 7 томах. 02–05 апреля 2019 года. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2019б. С. 502-503.

Источники и уровни радиоактивного загрязнения тундровых территорий Ненецкого автономного округа

Пучков А. В.[1], Яковлев Е. Ю.[1]

[1]*ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, andrey.puchkov@fciarctic.ru*

Арктическая зона Российской Федерации, на территории которой находится Ненецкий автономный округ, с момента начала ядерных испытаний мирного и военного назначений оказалась в области воздействия радиоактивности искусственного происхождения (UNSCEAR, 2000). Главными источниками техногенной радиоактивности были радиоактивные выпадения после ядерных испытаний, в том числе на архипелаге Новая Земля, загрязнения от западноевропейских радиохимических заводов Великобритании и Франции; последствия Чернобыльской катастрофы 1986 года (Strand, 2002, Dowdall, 2005, Киселев, 2013, Lokas, 2013, Matishov, 2014). Потенциальный вклад в радиоактивное загрязнение Ненецкого автономного округа могут вносить предприятия атомного судостроения и судоремонта, базы атомных кораблей и подводных лодок Северного флота ВМФ России, заводы по переработке и хранению радиоактивных отходов.

Помимо техногенной радиоактивности на территории Ненецкого автономного округа происходит трансформация естественного радиохимического фона. В первую очередь это связано с наличием как на континентальной части, так и на шельфе многочисленных месторождений углеводородов (Конторович, 2011), зачастую обогащенными естественными радионуклидами уранового и ториевого рядов, а также калием-40 (Третьякова, 2017). Во-вторых, тундровые территории последнее время испытывают последствия, связанные с глобальным потеплением климата, что особенно отразилось на изменении структуры вечной мерзлоты с увеличением глубины оттаивания сезонно-талого слоя. При этом деградация мерзлоты привела к высвобождению различного рода веществ, в том числе радиоактивных газов (Pokrovskiy, 2021, Puchkov, 2021).

Целью данного исследования является оценить источники и уровни радиоактивного загрязнения тундровых территорий Ненецкого автономного округа техногенными и естественными радионуклидами в условиях различного уровня антропогенного вмешательства.

Ключевыми участками, характеризующими Ненецкий автономный округ в целом, в нашем исследовании стали бассейн реки Несь (Канинская тундра НАО), бассейн реки Ома (Малоземельская тундра НАО), бассейны рек Печора и Колва (Малоземельская и Большеземельская тундры НАО), Архангельская промышленная агломерация (Архангельская область) и Интинский район Республики Коми.

В ходе проведения исследований гидробионтов в период с 2019 по 2022 года мы выявили наличие искусственных радионуклидов Sr-90 и Cs-137 в рыбе (щука и окунь) из реки Несь, активность которых не превышала основные гигиенические нормы РФ для продуктов питания. Данное обстоятельство обусловило проведение комплексных радиоэкологических исследований бассейна реки Несь с целью выявления источника загрязнения рыбных ресурсов. В рамках экспедиционных работ в 2021 и 2022 годах нами были отобраны пробы торфа, почвы, донных отложений и растительности в бассейне указанной реки. Результаты измерений показали наличие повышенных активностей техногенных радионуклидов в изученных объектах окружающей среды по направлению к юго-западу от с. Несь (до 300 Бк/кг для почв, до 36 Бк/кг для донных осадков). Повторное исследований данной территории, но уже по профилю, заложенному перпендикулярно руслу реки с юго-запада от с. Несь к северо-востоку до участка локального водораздела показало, что искусственная радиоактивность аккумулируется в зоне тундровой низменности на юго-западе, что и обусловило наличие малой радиационной аномалии. В тоже время в зоне локального водораздела и по направлению к руслу реки по склону (зона транзита) наблюдается латеральная миграция радионуклидов. На рисунке 1 показан пример распределения плотности загрязнения радионуклидом Cs-137 по указанному профилю.

Подобная картина наблюдается и в части техногенного радионуклида Sr-90.

Исходя из расчетов изотопных отношений, а также отсутствия других техногенных радионуклидов, можно предполагать, что источником техногенной радиоактивностью являются глобальные радиоактивные выпадения, в том числе и испытания на архипелаге Новая Земля. Таким образом, плотность загрязнения тундровых территорий техногенными радионуклидами имеет мозаичный характер, что обусловлено геоморфологическими особенностями рельефа.

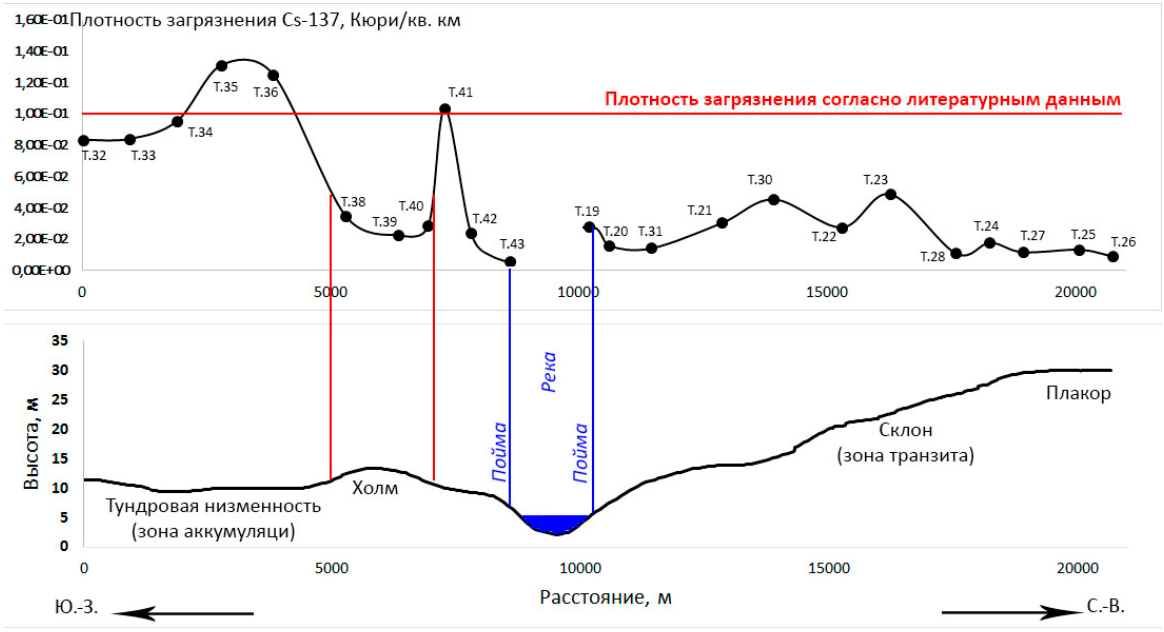


Рисунок 1. Пространственное распределение плотности загрязнения Cs-137.

Исследования влияния деградации многолетнемерзлых пород показали, что при увеличении глубины сезонно-талого слоя происходит высвобождение радиоактивного газа радона и перераспределение его продуктов распада в почве, торфе и растительности. Мерзлота в данном случае скорее всего играет 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. В условиях проведенного эксперимента на территории Архангельской области оттаивание внесенного источника радона на глубине 1,6 м. привело к резкому возрастанию плотности потока радона на поверхности земли – более чем в 8 раз. Помимо этого, освобождение почвы ото льда и влаги приводит к увеличению потока гамма-излучения за счет гамма-квантов низких энергий, поскольку вода является отличным поглотителем для низкоэнергетического излучения. В связи с указанным можно предполагать изменение естественного радиохимического фона тундровых территорий при деградации мерзлоты за счет вертикальной миграции радионуклидов естественных радиоактивных рядов.

Помимо изменений мерзлотных условий на трансформацию естественного радиохимического фона оказывает интенсивная нефтегазовая деятельность. Для оценки влияния нефтегазовых месторождений и их освоения на перераспределение естественных радионуклидов в 2020 году были проведены экспедиционные работы в устьевой части реки Печора, а в 2022 году в бассейне реки Колва.

Результаты исследований устьевой части реки Печора показывают, что средние удельные активности радионуклидов Ra-226, Th-232 и K-40 в донных отложениях составили 18,72, 13,36 и 373,59 Бк/кг, соответственно. Уровни удельных активностей естественных радионуклидов соответствуют глобальным среднестатистическим значениям. Однако было отмечено, что средняя удельная активность радионуклида Ra-226 в донных отложениях реки Печора в два раза выше, чем в донных отложениях других рек Арктической территории европейской части России. Удельная активность радионуклида Ra-226 в донных осадках реки Колва и ее приктово составила в диапазоне от 10,2 до 52,2 Бк/кг (при среднем значении 23,2 Бк/кг). Среднее значение удельной

активности Ra-226 как и в Печоре ниже кларкового значения земной коры, но при этом в 2,5 раза превышает содержание радия в других Северных реках. Отдельные значения содержания Ra-226 в донных осадках реки Колва превышают 40 Бк/кг с максмальным значением 52,2 Бк/кг. Данное обстоятельство указывает на повышенное содержание радия, вероятно обусловленное загрязнением реки нефтепродуктами и нефтешламом. Необходимо отметить, что данные пробы были измерены экспрессным методом без герметизации и учета накопления продуктов распада радия. В дальнейшем удельная активность радия будет уточнена по результатам измерения радионуклида в равновесии с его продуктами распада. Предполагается, что активность радия может стать выше.

На одном из участков бассейна реки Колва обнаружено наличие нефтешлама на поверхности земли вокруг законсервированной скважины с уровнем мощности дозы гамма-излучения от 0,12 до 5,30 мкЗв/ч вплотную от места загрязнения. На рисунке 2 приведена картограмма на участке законсервированной скважины.

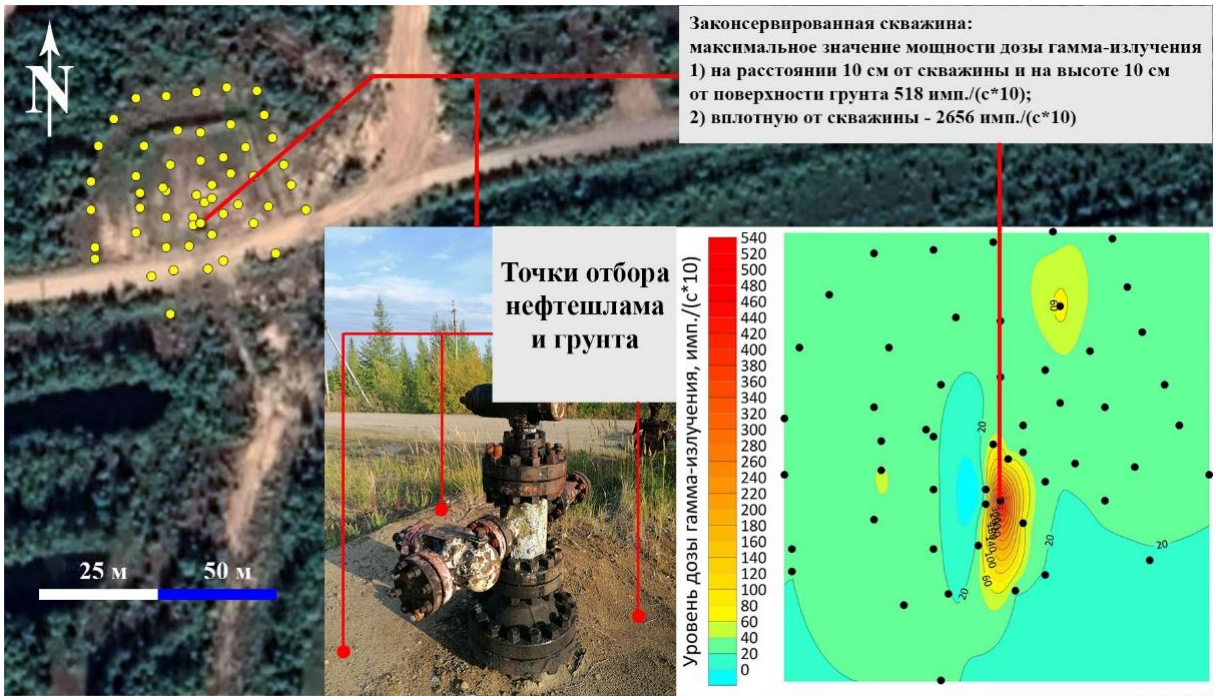


Рисунок 2. Картограмма на участке законсервированной скважины.

Результаты измерений радионуклидного состава отобранного нефтешлама показали наличие Ra-226 с активностью 6900±890 Бк/кг, Ra-228 с активностью 1030±110 Бк/кг, Th-232 с активностью 1340±150 Бк/кг, K-40 с активностью 410±120 Бк/кг, Pb-210 с активностью 1090±150 Бк/кг. Если не учитывать коэффициент накопления радона и продуктов его распада в отобранных пробах, то в соответствии с требованиями (Постановление Правительства РФ №1069, 2015) такой нефтешлам не будет являться радиоактивными отходами. При этом не исключено, что категория нефтешлама может измениться после оценки содержания радионуклидов в герметизированных образцах.

Таким образом тундровые территории Ненецкого автономного округа подвергались и до сих подвержены влиянию широкого спектра радиоактивных источников, связанных с интенсивной антропогенной деятельностью человека. Отмечается существенное влияние нефтегазовой деятельности на трансформацию естественного радиохимического фона. Отдельные технологические среды (нефтешламы) содержат значительное количество радиоактивных элементов, которые потенциально могут создавать дозовую нагрузку на живые объекты окружающей среды и человека.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-20079 «Радионуклиды в экосистемах тундры: источники, уровни загрязнения, антропогенные механизмы трансформации (на примере Ненецкого автономного округа)». Экспериментальные работы по оценке плотности потока радона в условиях оттаивания источника радона

проводились при финансовой поддержке гранта РНФ 20-77-10057 "Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров (234U/238U, δ18O+δ2H, δ13C+14C)"

Киселев Г. П. и др. Радиоактивность донных осадков дельты реки Северная Двина // White Sea System, Институт океанологии, Москва. 2018.

Постановление Правительства Российской Федерации "О критериях отнесения твердых, жидких и газообразных отходов к радиоактивным отходам, критериях отнесения радиоактивных отходов к особым радиоактивным отходам и к удаляемым радиоактивным отходам и критериях классификации удаляемых радиоактивных отходов (с изменениями и дополнениями) " от 19.10.2012 № 1069 // Российская газета. 2015.

Третьякова А.Н., Корнус А.А. К вопросу радиоактивного загрязнения нефтегазовых месторождений. Украинское географическое отделение города Сумы. Сумы. 2017.

Charles M. UNSCEAR Report 2000: sources and effects of ionizing radiation // Journal of Radiological Protection. 2001. №. 21. № 1. P. 83.

Dowdall M., Gwynn J. P., Davids C. Uptake of radionuclides by vegetation at a High Arctic location// Environmental Pollution. 2005. Vol. 133. № 2. P. 327-332. DOI 10.1016/j.envpol.2004.05.032.

Kontorovich A. E., Epov M. I., Burshtein L. M. Geology and hydrocarbon resources of the continental shelf in Russian Arctic seas and the prospects of their development // Russian Geology and Geophysics. 2010. Vol. 51. No 1. P. 3-11. DOI 10.1016/j.rgg.2009.12.003.

Łokas E., Mietelski J.W., Ketterer M.E., Kleszcz K., Wachniew P., Michalska S., Miecznik M. Sources and vertical distribution of 137Cs, 238Pu, 239+ 240Pu and 241Am in peat profiles from southwest Spitsbergen //Applied geochemistry. 2013. № 28. P. 100-108.

Matishov G. G. et al. Long-term dynamics of radioactive contamination in the Barents-Kara region (1960-2013).//Doklady Earth Sciences. 2014. № 458. №. 4. P. 473-479.

Pokrovsky O. S., Manasypov R. M., Pavlova O. A. Carbon, nutrient and metal controls on phytoplankton concentration and biodiversity in thermokarst lakes of latitudinal gradient from isolated to continuous permafrost // The Science of the Total Environment. 2021. Vol. 806. No Part 3. P. 151250. DOI 10.1016/j.scitotenv.2021.151250.

Puchkov A. V., Yakovlev E. Yu., Hasson N. Radon hazard in permafrost conditions: current state of research // Geography, Environment, Sustainability. 2021. Vol. 14. No 4. P. 93-104. DOI 10.24057/2071-9388-2021-037.

Strand P., Sickel M., Howard B. J. Radioactive contamination in the Arctic - Sources, dose assessment and potential risks // Journal of Environmental Radioactivity. 2002. Vol. 60. No 1-2. P. 5-21. DOI 10.1016/S0265-931X(01)00093-5.

Обработка призабойной зоны пласта вязкоупругими кислотными составами для увеличения нефтеотдачи

Румянцев А. Д.[1], Овезов Б. А.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, alexeirumyantsew@gmail.com*

В наше время существует огромная проблема, связанная с состоянием призабойной зоны пласта, так как от неё существенно зависит текущая и суммарная добыча нефти, дебит добывающих скважин и приемистость нагнетательных скважин. Многие нефтегазовые компании прекращают нефтедобычу, оставляя до 65% нераздобытой нефти, из-за отсутствия технологий. При бурении скважин и взаимодействия бурового раствора с пластовыми флюидами нарушается проницаемость призабойной зоны пласта. В данной статье будет рассмотрены некоторые способы обработки призабойной зоны пласта, которые должны улучшить проницаемость.

Ключевые слова: Призабойная зона пласт, вязкоупругая отводящая кислота, проницаемость, кислотная обработка, самоотводящая кислотная система.

При бурении в продуктивном коллекторе в связи с нарушением напряженного состояния пород в приствольной зоне, проникновением фильтрата бурового и цементного раствора в пласт, взаимодействием с пластовой газожидкостной смесью и горной породой происходят сложные физико-химические процессы. Фильтрат, проникая в продуктивный пласт, резко уменьшает проницаемость последнего для нефти и газа. При наличии в породах трещин может проникать в пласт и твердая фаза буровых растворов. При гидроразрывах пластов значительное количество бурового раствора поступает в пласт, блокируя продвижение флюида к скважине.

Зная основные причины снижения проницаемости ПЗП в естественных условиях, можно, если и не предотвратить их влияние, то хотя бы максимально снизить их негативный эффект. Все известные буровые растворы в той или иной степени отрицательно влияют на ПЗП за счет прохождения фильтрата в пласт; частичного проникновения в поры пласта твердой фазы; блокирования порового пространства эмульсионными растворами; адсорбционных сил, удерживающих воду в порах и др. (Воропаев и др., 2015).

Кислотные обработки скважин предназначены для улучшения проницаемости призабойной зоны, что напрямую влияет на продуктивность скважин. В процессе разработки и эксплуатации скважины проницаемость пласта неизбежно ухудшается. На коллекторские свойства призабойной зоны пласта оказывают влияние естественные процессы кольматации, выпадение асфальто-смоло-парафинов (АСПО), образование солей, глинистых и цементных корок, коррозионных отложений. Кислотные обработки скважин, в том числе, соляно-кислотные и глино-кислотные увеличивают проницаемость призабойной зоны, восстанавливая ее коллекторские свойства за счет растворения солей и АСПО, карбонатных и силикатных компонент породы-коллектора и расширения каналов фильтрации. Кислотные обработки скважин применяются как в карбонатных, так и в терригенных коллекторах (Ковалев, 2016).

Промывка скважин растворителями и ПАВ может применяться как в качестве самостоятельной операции, так и в качестве вспомогательной в сочетании с кислотной обработкой скважин. Основной целью промывки скважин является удаление АСПО и механических примесей из призабойной зоны скважины.

Принцип действия растворителей основан на двух механизмах: снижении сил сцепления частиц АСПО с поверхностью породы и непосредственном растворении массы АСПО. В результате происходит очистка призабойной зоны и улучшается гидравлическая связь скважины с удаленной частью пласта. Наибольшей эффективности можно добиться горячей промывкой скважин, нагревая растворители перед закачкой или подавая растворители вместе с паром (Петина и др., 2022).

Действие ПАВ, подаваемых в пласт в виде водных растворов, основано на адсорбции ПАВ на поверхности раздела фаз, что приводит к существенному изменению молекулярно-поверхностных свойств породы, пластовой воды и нефти. Функциями ПАВ являются

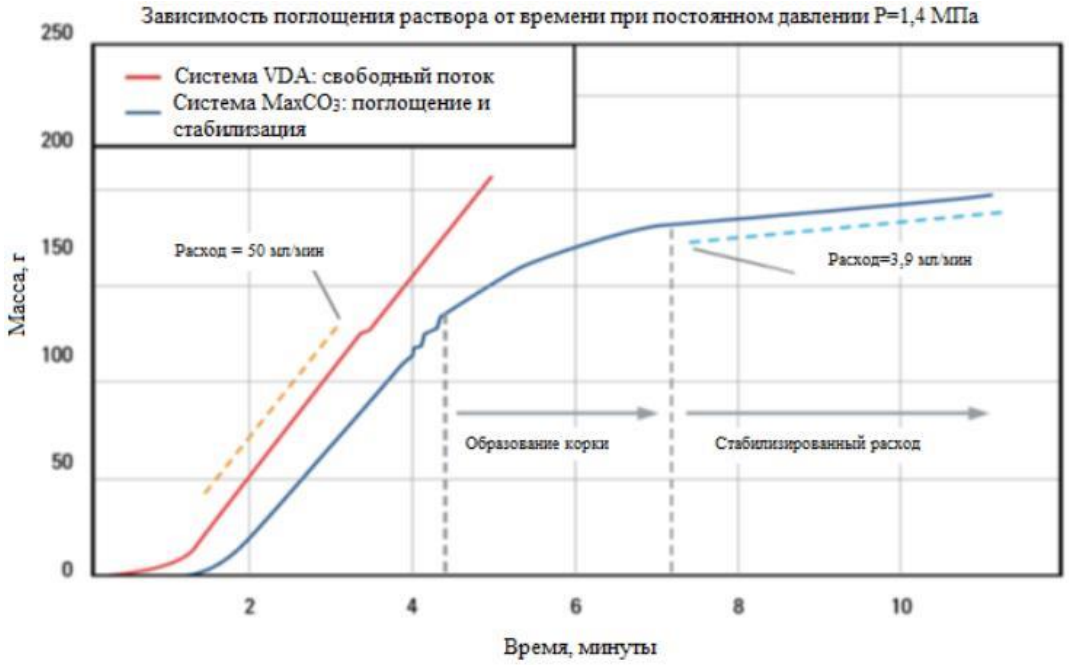
стимулирование смачивающей способности вытесняющей воды; снижение межфазного натяжения на границе нефть-вода; вытеснение нефти с поверхности породы. Механизм действия ПАВ при вытеснении нефти водой заключается в уменьшении капиллярного сопротивления движению водонефтяной смеси и трансформации связанной (с породой) нефти в свободную. При использовании в призабойной зоне пласта растворов ПАВ проявляются их отмывающие и гидрофобизирующие свойства (Савинских и др., 2022).

Результаты. Исходя из всего вышеперечисленного, решение об использовании метода кислотной обработки призабойной зоны пласта, является самым рентабельным и действенным.

В кислоте сульфиды железа, оксид железа почти не растворяется, поэтому возможно уксусную кислоту где-то 10% водного раствора.

Возможно использовать смесь уксусной кислоты (сухую или ледяную) с маслом т. е. 100%-ную, можно применять в смеси с нефтью.

При проектировании дизайна кислотных обработок необходимо обоснованно рассчитывать скорость закачки реагентов, объем кислотного состава, объем самотоклоняющиеся кислотной системы (СКС), количество циклов закачки рабочих жидкостей для прогноза продуктивности скважины после обработки и оценки ожидаемой прибыли за счет проведения кислотной обработки. Такой прогноз возможен на основе математического моделирования процесса кислотного растворения неоднородных карбонатных коллекторов с применением СКС (Орленкова и др., 2022).



Исходя из написанного в данной статье следует, что проблема ухудшения проницаемости призабойной зоны пласта существенно ухудшает разработку нефтяных месторождений. Описанный метод кислотной обработки вязкоупругой самоотводящей кислотой позволяет восстановить первоначальную проницаемость пласта.

Научный руководитель: Преподаватель кафедры СТБС К.О. Щербакова. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» МГРИ.

Воропаев Ю.А. Мацко А. В. Заканчивание скважин: практикум. Ставрополь: Изд-во СКФУ, 2015. 155 с.

Петина В. А., Машкова А. М., Соловьев Н. В. Гидроразрыв пласта для повышения нефтеотдачи // Молодые - Наукам о Земле: Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2022. С. 271-274.

Ковалев Е.Н. Оценка эффективности применения соляно-кислотных обработок на Х нефтяном месторождении (ХМАО). НИ ТПУ. 2016.

Савинских Д. А., Машкова А. М., Овезов Б. А. Разработка технологии сепарации газа от грунтовых вод в стволе скважины - SepGas // Молодые - Наукам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2022. С. 283-286.

Орленкова Е. В., Машкова А. М., Соловьев Н. В Цементирование эксплуатационной наклонно-направленной скважины при высокой температуре /. // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 3(123). С. 31-33.

Особенности геологического строения и формирования Депутатского месторождения (Республика Саха-Якутия)

Рыбин И. В.[1]

[1]*ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, rybin@ssc-ras.ru*

Депутатское оловянно-касситерит-силикатно-сульфидное месторождение расположено на территории республики Саха (Якутия) в междуречье Яны и Индигирки (рис. 1).

Месторождение Депутатское открыто 3 августа 1947 года Колмаковым Г. И. (Иргиччанская партия «Дальстроя»). Эксплуатация началась в 1951 году.

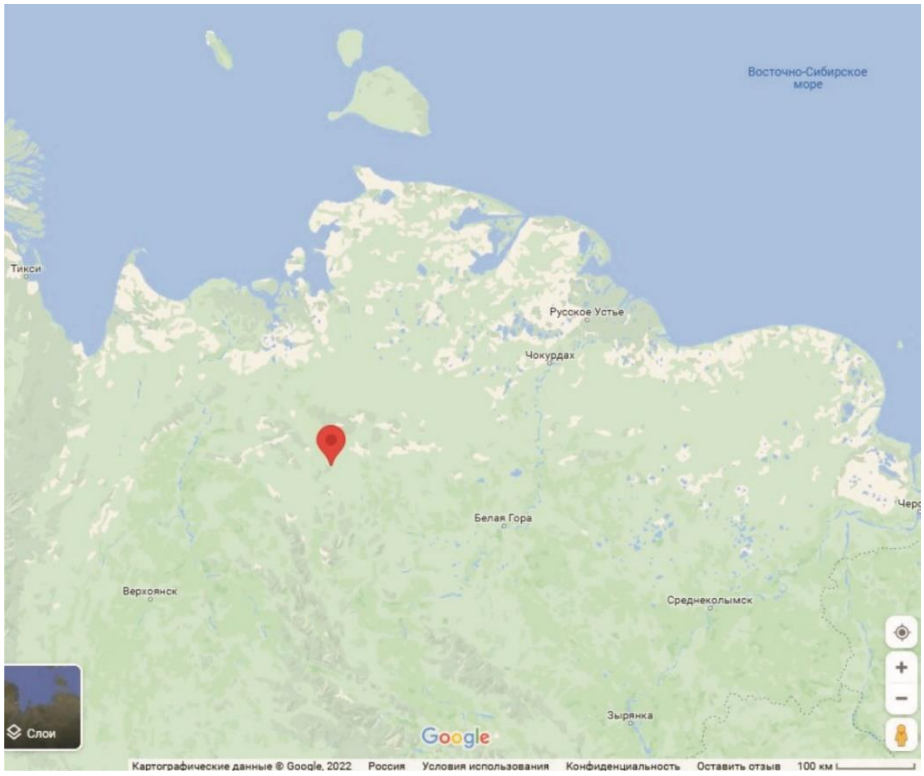


Рисунок 1. Обзорная карта местонахождения Депутатского месторождения (Республика Саха-Якутия).

Район Депутатского месторождения расположен в западной части Полоусного мегасинклинория, характеризующегося распространением блоков пологих дислокаций, которые ограничиваются разрывными тектоническими нарушениями сбросо- и взбросо-сдвигового характера, а также зонами линейной складчатости. Его территория сложена юрскими терригенными толщами суммарной мощностью около 5 км, которые на юге согласно залегают на отложениях верхнего триаса.

Депутатское месторождение, расположенное на пологом крыле крупной складки, тяготеет к скрытому выступу гранитного массива. Верхнеюрская толща песчаников с подчиненными алевролитами, слагающая рудное поле, под углами 4–20° (реже до 30° и более) погружается на юг, где складчатую структуру срезает сбросо-сдвиг широтного простирания.

В геологическом строении месторождения принимают участие верхнеюрские терригенные породы, слагающие центральную часть Полоусненского синклинория (рис. 2). Прорваны они раннемеловыми интрузиями гранитоидов, с которыми пространственно и генетически связаны все проявления и месторождения олова Депутатского рудного узла. Рыхлые кайнозойские образования представлены различными фациальными типами осадков, формирование которых происходило со среднего палеогена до настоящего времени.

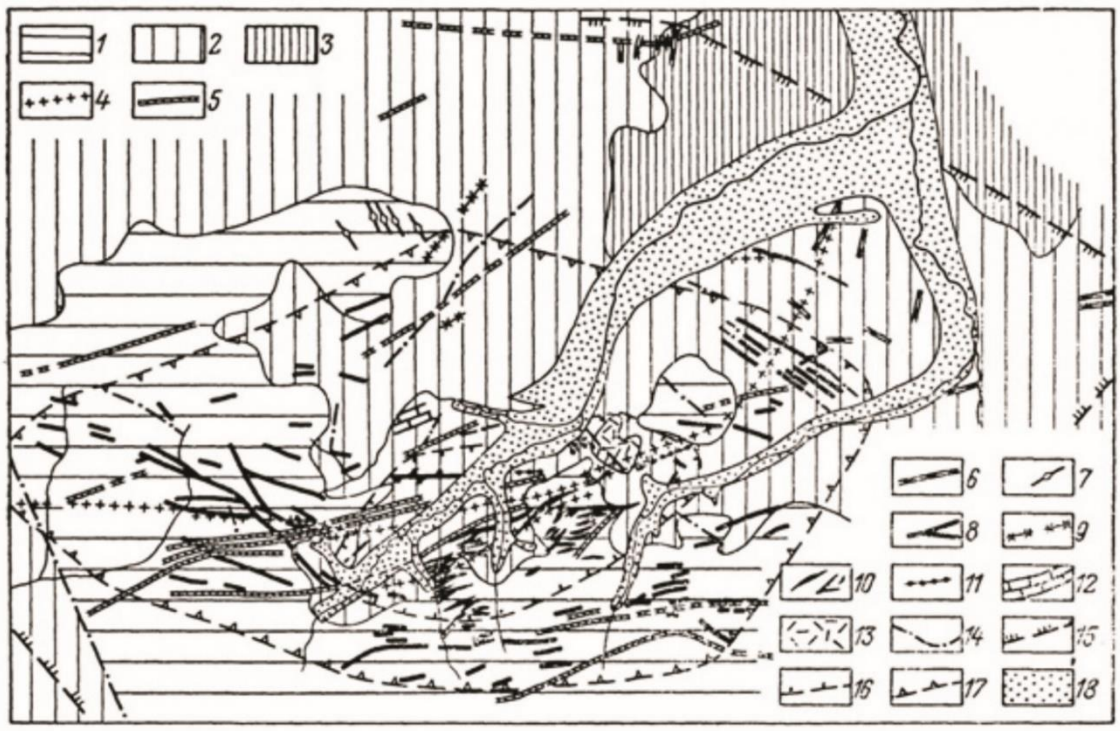


Рисунок 2. Схема структуры Депутатского месторождения (Малахов и др., 2007).
1–3 — отложения верхней юры: 1 – верхняя свита — переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, 2 — средняя свита — преобладание полимиктовых и известковистых песчаников, 3 — нижняя свита — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; 4–12 — жильные породы и рудные образования: 4 — кварцевые порфиры, 5 — диоритовые порфириты, андезиты, диабазы и лампрофиры, 6 — кварц-карбонатные жилы со сфалеритом и галенитом, 7 — кальцитовые жилы с бедной вкрапленностью сульфидов, 8 — касситерит-хлорит-сульфидные жилы, 9 — касситерит-хлорит-кварцевые жилы, 10 — касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевые жилы с флюоритом и штокверковые зоны, 11 — кварц-турмалиновые жилы с касситеритом, 12 — аксинитовые скарноиды; 13 — площадь распространения грейзенов; 14 — разрывные нарушения; 15 — граница зоны распространения кварц-карбонатных жил со сфалеритом и галенитом; 16 — то же для касситерит-хлорит-сульфидных и касситерит-хлорит-кварцевых жил; 17 — то же для касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых и кварц-турмалиновых жил с касситеритом; 18 — оловоносные россыпи

Большинство рудных тел представлено мощными и протяженными оруденелыми зонами скалывания, в пределах которых обычно выделяется центральная трещинная жила, наиболее выдержанная по простиранию и падению, которая сопровождается серией параллельных прожилков, зонами дробленых и минерализованных вмещающих пород, оперяющими трещинами отрыва и скалывания, также выполненными рудным веществом.

Минерализованные зоны дробления характеризуются сложной морфологией, разнообразием минерального состава, довольно равномерным и высоким содержанием олова. Простирание их от северо-западного до северо-восточного, падение на юг под углами 75–85°. Рудные тела жильного типа при таком же южном крутом падении, субширотном и северо-восточном простирании отличаются значительно меньшей мощностью (от нескольких десятков сантиметров до 1 м и более) и относительно небольшой протяженностью, измеряемой десятками и первыми сотнями метров, при этом наблюдаются разветвления жил и переход их из одной системы трещин в другую. Штокверкоподобные зоны, характерные для восточной части месторождения, также невелики по длине, но ширина их измеряется десятками метров. На месторождении послерудные смещения развиты незначительно, а амплитуды их обычно измеряются сантиметрами и несколькими метрами, редко превышая 10 м. Они относятся к типу сбросов и сбросо-сдвигов (Ермолов и др., 2004).

Известные в районе месторождения и рудопроявления олова в основном располагаются в блоках пологих дислокаций, где они приурочены к экзоконтактовым зонам небольших штоков

гранит-порфиров и гранитов или к полям ороговикования над скрытыми интрузивами. Площадь подземного гранитного выступа в пределах Депутатского рудного узла определяется по геофизическим данным примерно в 50 км^2. Глубина его залегания – от 300 до 800–1200 м. Многочисленные косвенные данные свидетельствуют о наличии на глубине крупного массива гранитов площадью в сотни квадратных километров. Кроме гранитов осадочную толщу прорывают многочисленные дайки основного, среднего и кислого состава. Они представлены диабазами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами, андезито-дацитами, липаритами, фельзопаритами и лампрофирами.

В центральной части месторождения осадочные породы подверглись интенсивному контактовому метаморфизму с образованием главным образом двуслюдяных и андалузитсодержащих биотит-кварцевых роговиков. По дайкам-апофизам гранитов и роговикам в зонах трещиноватости развиты кварц-мусковит, а также кварц-топазовые и кварц-турмалиновые грейзены с касситеритом, арсенопиритом, вольфрамитом и флюоритом (Авдонин и др., 2005). Площадь интенсивного метаморфизма окружена зоной менее измененных пород, которые, однако, заметно окварцованы, хлоритизированы и серицитизированы, местами обладают узловатой текстурой с новообразованиями андалузита, кордиерита и аксинита. Такие породы занимают до 65 % всей площади рудного поля и наиболее распространены на западном фланге месторождения. Периферические части рудного поля характеризуются слабым окварцеванием, серицитизацией и локальной пиритизацией. Границы рудного поля примерно совпадают с границами слабо метаморфизованных пород. Они вытягиваются в субширотном направлении согласно с простиранием осадочных пород, главных дайковых свит и основных рудных трещин.

Всего на месторождении насчитывается около 150 рудных тел. По морфологическим особенностям они делятся на три типа: жилы, линейно-вытянутые штокверкоподобные зоны, минерализованные зоны дробления, прослеживаемые на многие сотни метров при мощности до 10 м и более. Типичны комбинации двух или всех трех типов. По особенностям минерального состава выделяются четыре главных типа рудных тел: кварц-турмалиновые жилы с касситеритом, касситерит-сульфидно-кварцевые жилы с турмалином и флюоритом, касситерит-хлорит-сульфидные минерализованные зоны дробления и жилы, кварц-карбонатные жилы со сфалеритом и галенитом (Ермолов и др., 2004).

Практическое значение имеют рудные тела второго и третьего типов. В составе руд преобладают кварц, пирротин и локально распространенные турмалин, хлорит и пирит, характерные в основном для околорудных измененных пород. Повсеместно развиты такие минералы как касситерит, халькопирит, сфалерит, манганосидерит, сидерит, анкерит. Местами в значительных количествах присутствуют марказит, флюорит, кальцит. К числу редких относятся арсенопирит, галенит, серицит, аксинит, топаз, вольфрамит, альбит, буланжерит, джемсонит, франкеит, прустит, пираргирит, блеклые руды, висмутин. Наиболее распространенные гипергенные минералы: лимонит, ярозит, фиброферрит, мелантерит, скородит, пизанит, мельниковит, каолинит, гипс.

Запасы олова на месторождении в последнее время состоят из: разведанных (категории $A+B+C_1$) – 198, 3 тыс. т, предварительно оценённых (C_2) – 57,5 тыс. т, при среднем содержании олова в рудах 1,15 %. Месторождение по запасам олова является крупнейшим в России и в бывшем СССР. Добыча руды на месторождении последние годы не ведётся.

Работа выполнена в рамках реализации Государственного задания ЮНЦ РАН № госрегистрации 122020100352-6.

Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М., Семинский Ж.В., Солодов Н.А., Старостин В.И. Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: Академический проект, Трикста, 2005. 720 с.

Ермолов В.А., Попова Г.Б., Мосейкин В.В., Ларичев Л.Н., Харитоненко Г.Н. Месторождения полезных ископаемых. М.: Изд-во МГГУ. 2004. 570 с.

Малахов И.А., Бурмако П.Л., Алексеев А.В. Промышленные типы металлических полезных ископаемых. Екатеринбург: Уральский гос. горный ун-т. 2007. 208 с.

Особенности геологического строения и формирования месторождения Коунрад (Казахстан)

Рыбин И. В.[1]

[1]*ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, rybin@ssc-ras.ru*

Месторождение Коунрад расположено в Приозерном районе Джезказганской области в 15 км севернее г. Балхаш (рис. 1).

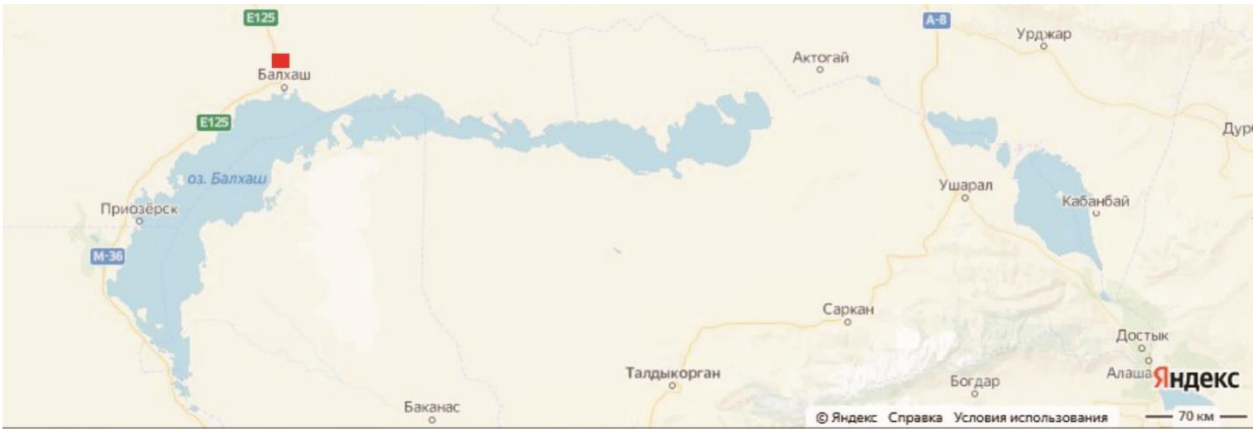


Рисунок 1. Обзорная карта местонахождения месторождения Коунрад (Казахстан).

Месторождение расположено в северо-западной части массива вторичных кварцитов, возвышающегося на 150–200 м над окружающей его плоской равниной. Площадь месторождения имеет концентрическое строение. Внутренняя, пониженная часть сложена измененными гранодиорит-порфирами, представляющими собой рудное тело, а окружающие гряды и отдельные высоты – вторичными кварцитами по эффузивам.

Месторождение Коунрад расположено в области герцинской складчатости Центрального Казахстана. Оно приурочено к одноименному поднятию, находящемуся в восточной части Токрауской впадины — крупной наложенной структуры, сформированной в герцинское время на гетерогенном каледонском складчатом основании. Поднятие имеет в плане овальную форму и размеры 40×15 км. Площадь представляет собой поле развития интрузивных пород, слагающих южную часть одного из крупнейших в Казахстане Коунрад-Бектауатинского плутона (Малахов и др., 2007).

Стратифицированные образования слагают не более 10 % территории. Наиболее древние из них отложения фамена, распространенные к западу и северо-западу от месторождения, представлены серыми и зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами, содержащими прослои кварцитовидных песчаников, линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Вулканогенные отложения турнейского возраста развиты по периферии рудного тела. Они разделяются на две толщи: основные и кислые эффузивы. Основные эффузивы вскрыты в восточном борту карьера, а также в ряде обнажений у подножия горы Северный Коунрад и образованы чередованием андезитовых роговообманковых порфиритов, диабазов, миндалекаменных порфиритов, андезито-дацитов, туфов, туфобрекчий и туфопесчаников. Кислые эффузивы слагают окружающие рудное тело сопки и верхние уступы карьера. Кислые эффузивы изменены до вторичных кварцитов и лишь на северном склоне горы Северный Коунрад встречаются слабо измененные кварцевые альбитофиры. Возрастные взаимоотношения толщ определяются на верхних уступах восточного борта карьера, где кислые эффузивы налегают на основные и содержат в базальных слоях мелкие обломки диабазов. По периферии массива вторичных кварцитов, к юго-западу от него, развиты пестроокрашенные галечники мелового возраста, сцементированные песчано-глинистым материалом, а также мезо-кайнозойские коры выветривания, представленные пестрыми (красно-бурыми, желтыми и

светло-серыми) глинами, содержащими обломки вторичных кварцитов и кварца. До начала разработки рудное тело месторождения Коунрад почти повсеместно было перекрыто чехлом этих образований, мощностью 10–20 м.

К югу от месторождения расположен массив гранитоидов (гранодиоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиритов), принадлежащих к топарскому комплексу среднекаменноугольного возраста. Нижнепермский интрузивный комплекс представлен дайками диорит-порфиритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов, образующих пояс, концентрически облекающий Коунрадский массив вторичных кварцитов с севера и северо-запада. Восточная часть района месторождения сложена лейкократовыми порфировидными гранитами акчатауского (пермского) интрузивного комплекса.

Рудное тело месторождения локализовано в апикальной части штока гранодиорит-порфиров, относящегося к заключительной фазе топарского комплекса. Форма штока в плане грубоизометричная, несколько удлиненная в широтном направлении. По геофизическим данным шток имеет грубоконическую форму с более крутыми северо-западной и северной сторонами. На глубине 2–2,5 км под месторождением располагаются гранитоидные массы. Форма штока осложнена апофизами и глубоко опущенными в массив блоками эффузивных пород кровли.

Слабо измененные гранодиорит-порфиры на месторождении представляют собой темно-серые и зеленовато-серые полнокристаллические породы порфировидного облика. Вкрапленники в них представлены амфиболами, плагиоклазами, реже кварцем и биотитом. Основная масса состоит из мелкозернистого (1–2 мм) агрегата того же состава. Широко развиты вторичные минералы — серицит, эпидот, карбонат и хлорит. Рудное тело месторождения слагают вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам. Это неплотные породы светло-серого и желтовато-серого цвета, с реликтовой структурой гранодиорит-порфиров, разбитые различно ориентированными трещинами, которые выполнены кварцем, реже кварцем с вкрапленностью пирита. Рудные прожилки по составу делятся на мономинеральные (халькозиновые, халькопиритовые, молибденитовые) и полиминеральные (пирит-молибденитовые, блеклорудно-пирит-халькопиритовые, халькопирит-блеклорудно-галенит-сфалеритовые) (Портнов и др., 2015).

В средних горизонтах рудного тела распространены халькозин и борнит. Нерудная составляющая прожилков представлена кварцем, каолинитом, андалузитом, серицитом, турмалином, алунитом, пирофиллитом, эпидотом, диаспором. Мощность рудных прожилков составляет 1–2 мм (изменяется от долей миллиметра до 10 см), а длина — от десятков сантиметров до первых метров, порой до нескольких десятков метров. Расстояние между прожилками — от 0,1 до 40–60 м (в среднем 5–10 м).

Безрудные кварцевые и кварц-пиритовые прожилки имеют меньшие размеры, но встречаются чаще. Местами сеть этих прожилков настолько густа, что кварц сливается в сплошную жильную массу с мелкими реликтовыми участками, сохранившими структуру исходных пород. С глубиной мощность прожилков возрастает, а их количество уменьшается. Прожилки являются видимой частью коунрадских руд, однако основную ценность месторождения составляют равномерно распределенные субмикроскопические рудные вкрапленники. Размеры их от тысячных долей до нескольких миллиметров (в среднем 0,2–0,5 мм). Расстояния между вкрапленниками — от 0,1 до 3 см и сокращаются до минимума вблизи рудных прожилков и в местах их выклинивания. Встречаются и значительные (10–15 м) блоки пород, лишенные рудных минералов, за исключением редких зерен пирита. Во вкрапленниках встречаются те же минералы, что и в прожилках.

Породами, вмещающими рудоносный шток, служат кислые эффузивы, превращенные во вторичные кварциты — плотные, очень твердые породы светло-желтые, светло-серые с розоватым или голубоватым оттенком.

Рудное тело Коунрадского месторождения представляет собой штокверк, имеющий в плане изометричные очертания, а в разрезе — форму чаши, обусловленную наличием «конически-кольцевой системы трещин» (рис. 2).

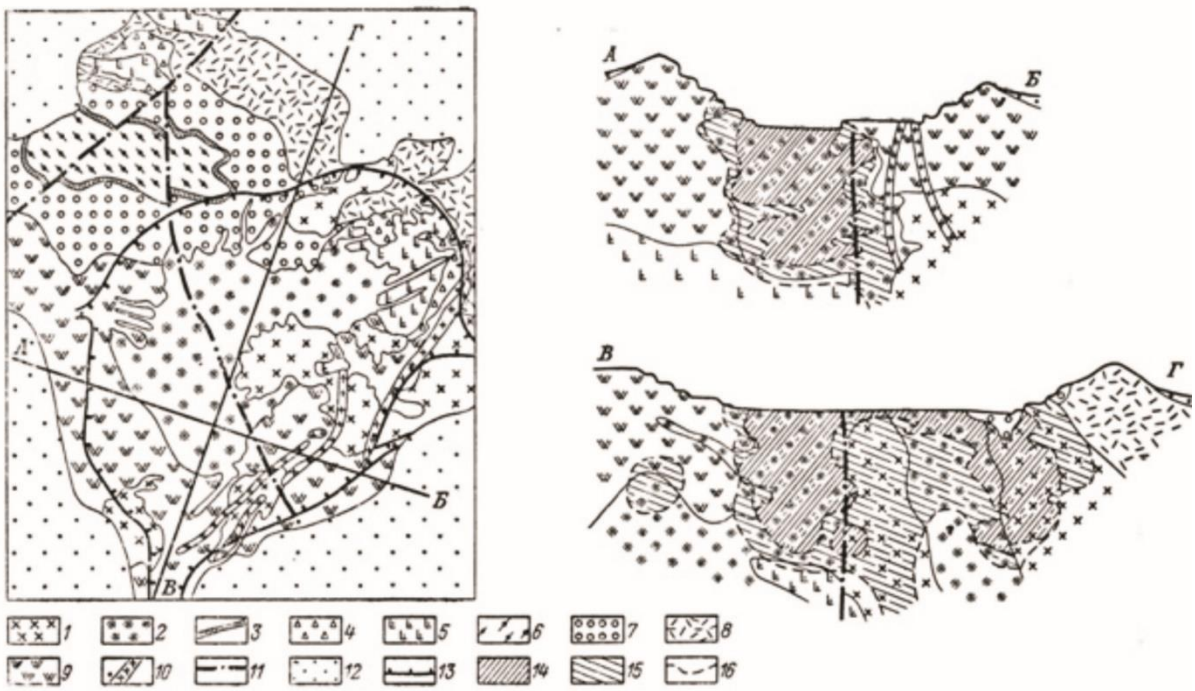


Рисунок 2. Схема геологического строения месторождения Коунрад (Малахов и др., 2007).
1 – гранодиорит-порфиры слабо измененные; 2 – вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам; 3 – горизонт игнимбритов; 4–5 – эффузивы основного состава ($C_1t^а$): 4 – диабазы, 5 – лавобрекчии и туфы; 6–9 – вторичные кварциты по кислым эффузивам ($C_1t^б$): 6 – сферолитовым и массивным фельзитам, 7 – альбитофирам и кварцевым порфирам, 8 – туфобрекчиям кварцевых порфиров, 9 – флюидальным фельзитам; 10 – дайка кварцевых диоритов; 11 – разрывные нарушения; 12 – кайнозойские рыхлые отложения; 13 – контур карьера; 14 – богатые и рядовые руды; 15 – убогие руды; 16 – границы сортов руд.

Внутреннее строение штокверка характеризуется наличием двух типов зональности: первичной (концентрической) и вторичной (вертикальной). Последняя зональность представлена обычно пятью зонами: а) выщелачивания (0–80 м), б) окисления (0,5–60 м), в) смешанных руд (0–50 м), г) вторичного сульфидного обогащения (15–270 м), д) первичных руд (свыше 400 м).

Зона выщелачивания имеет содержание меди максимум 0,2–0,25 %. Зона изменчива по мощности, прерывиста: на одних участках отсутствует, на других — выщелоченные породы в виде «карманов» опускаются до глубины 80 м.

Зона окисления (медь в окисленной форме составляет свыше 50 %) характеризуется невыдержанной мощностью, пестротой минерального состава и изменчивостью содержаний меди: отдельные линзы и гнезда богатых (1,5–2 % меди) окисленных руд разделены безрудными породами. Рудные минералы — гематит, лимонит, ярозит, малахит, азурит, брошантит, халькопирит, атакамит, хризоколла; в отдельных образцах — самородная медь и куприт.

Зона смешанных руд по строению и минеральному составу является промежуточной между перекрывающей и подстилающей ее зонами. Относительное содержание меди в окисленной форме 25–50 %.

Зона вторичного сульфидного обогащения содержит большую часть запасов меди. Главный рудный минерал зоны — халькозин. Кроме него присутствуют (в порядке убывания) пирит, халькопирит, борнит, ковеллин, сфалерит, энаргит, арсенопирит, блеклая руда, молибденит. Зона представляет собой чашеобразное тело с наличием впадинами в юго-западной и северо-восточной частях месторождения, где вертикальная мощность руд достигает 270 и 100 м соответственно. Кровля зоны наклонена с северо-запада на юго-восток и имеет перепад высот от 30 до 40 м.

Для Коунрада характерно развитие процессов вторичного сульфидного обогащения. Решающую роль здесь сыграли гидрогеологические особенности рудного поля, обусловленные физическими свойствами слагающих его пород: наличием замкнутого кольца водоупорных вторичных кварцитов по эффузивам вокруг трещиноватых водопроницаемых пород, слагающих рудное тело.

Зона первичных руд связана с зоной вторичного сульфидного обогащения, что обусловлено уменьшением количества вторичных сульфидов меди (халькозина). Зона начинается с глубины 150–300 м от поверхности и прослежена буровыми скважинами до 600–650 м, нижняя ее граница неизвестна.

Установлена зональность метасоматических образований. Область контакта штока гранодиорит-порфиров представляет собой зону кислотного выщелачивания и сложена монокварцитами. Мощность зоны 10–60 м. По обе стороны от контакта наблюдается снижение интенсивности этого процесса. По гранодиорит-порфирам развиваются кварц-серицитовые разности вторичных кварцитов, на глубине 600–650 м они сменяются пропилитизированными и аргиллизированными породами. Во внешних частях рудного поля, по мере удаления от контакта штока, монокварциты сменяются андалузитовыми, затем серицитовыми разностями вторичных кварцитов. Мощность этих зон 100–300 и 200–400 м соответственно. Далее от контакта располагается зона пропилитов, шириной 200–300 м.

Все породы прорваны дайками среднего и основного состава. Первые представлены кварцевыми диоритами и диорит-порфиритами. Возраст медного оруденения определяется как верхнекаменноугольный. Ко второй группе относятся послерудные дайки диабазов и диабазовых порфиритов.

Главные рудные минералы месторождения — пирит, халькопирит, молибденит, энаргит и блеклая руда, второстепенные — сфалерит, галенит, борнит и магнетит, очень редкие — арсенопирит, марказит, пирротин, идаит, самородное золото и серебро (Портнов и др., 2015). Первичная зональность в пределах рудного тела выражается в пространственном разобщении и различном распределении меди и молибдена. Богатые руды концентрируются в западной части рудного тела вблизи линии, повторяющей контур карьера. Как к центру карьера, так и к его периферии богатые руды сменяются более бедными. Молибденовый контур в пространстве имеет форму сужающейся к низу воронки. Молибден локализуется в контуре медных руд и распространен он шире, чем последние. Участки повышенных концентраций этого металла тяготеют к крайним фланговым частям рудного тела. Руды Коунрада характеризуются однообразием текстур и структур: преобладают вкрапленная и прожилково-вкрапленная текстуры, изредка наблюдается брекчиевидная; распространенная структура — вкрапленная, реже цементоподобная, решетчато-сетчатая. В богатых участках зоны вторичного сульфидного обогащения распространены петельчатые структуры замещения. Процесс формирования руд Коунрада делится на два этапа: гипогенный и гипергенный. В первом этапе выделяют от одной до четырех стадий минералообразования. Наиболее достоверной представляется схема, по которой все рудные минералы образовались в одну стадию. Это подтверждается общностью состава парагенетических ассоциаций минералов и близкими интервалами температуры их образования. Как показали термометрические наблюдения, рудный процесс протекал в интервале температур 460–110°С, причем температуры образования минералов в прожилках и вкрапленниках близки между собой, что свидетельствует о единстве процесса формирования первичных сульфидов месторождения.

Работа выполнена в рамках реализации Государственного задания ЮНЦ РАН № госрегистрации 122020100352-6.

Малахов И.А., Бурмако П.Л., Алексеев А.В. Промышленные типы металлических полезных ископаемых. Екатеринбург: Уральский гос. горный ун-т, 2007. 208 с.

Портнов В.С., Сарбасова А.Т., Макат Д.К., Жумабеков А.К. Основные классификационные признаки медно-порфировых месторождений // Фундаментальные исследования. 2015. № 2. С. 3105–3109.

Содержание SiO_2 и $C_{орг}$ как поисковый признак кварц-углеродистых метасоматитов Восточного Донбасса

Рыбин И. В.[1]

[1]*ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, rybin@ssc-ras.ru*

Ранее отмечалось, что кварц-углеродистые метасоматиты – это метасоматические породы, которые сформировались путём преобразования пород угленосной толщи флюидами, приуроченными к зонам нарушений. Наличие таких зон осложняет ведение горнодобывающих работ, ведет к внезапным выбросам метана, взрывам, подземным пожарам, к человеческим жертвам. Изучение измененных в зонах разломов и трещиноватости пластов углей и вмещающих пород, условий их преобразования в процессе геологической истории, чрезвычайно актуально (Иванкин и др., 2001; Труфанов и др., 2004). Также данные метасоматиты часто обогащены макро- и микроэлементами и, по предварительной оценке, эти породы можно использовать в качестве фильтрующих материалов, добавок при производстве кирпичного сырья, пробирного камня, получения сажистого углерода, фоамсила (Рыбин, 2016; Рыбин, 2017). Несомненно, более детальное изучение ранее открытых поисковых критериев и выявление новых даёт возможность более углубленно разобраться в данной актуальной проблеме и наиболее исчерпывающе решить ее. Новым поисковым критерием обнаружения тел кварц-углеродистых метасоматитов Восточного Донбасса является характерное соотношение содержаний SiO_2 и $C_{орг}$.

Среди кварц-углеродистых метасоматитов ранее выделялись: псевдолидиты, кварцевые гидротермалиты, псевдофтаниты, псевдокварцолиты. Каждый их этих классов характеризуются определенными содержаниями SiO_2 и $C_{орг}$.

Класс псевдофтанитов характеризуется содержаниями $SiO_2/C_{орг}$ = 35,7 % / 2,8 % (рис. 1, табл. 1).

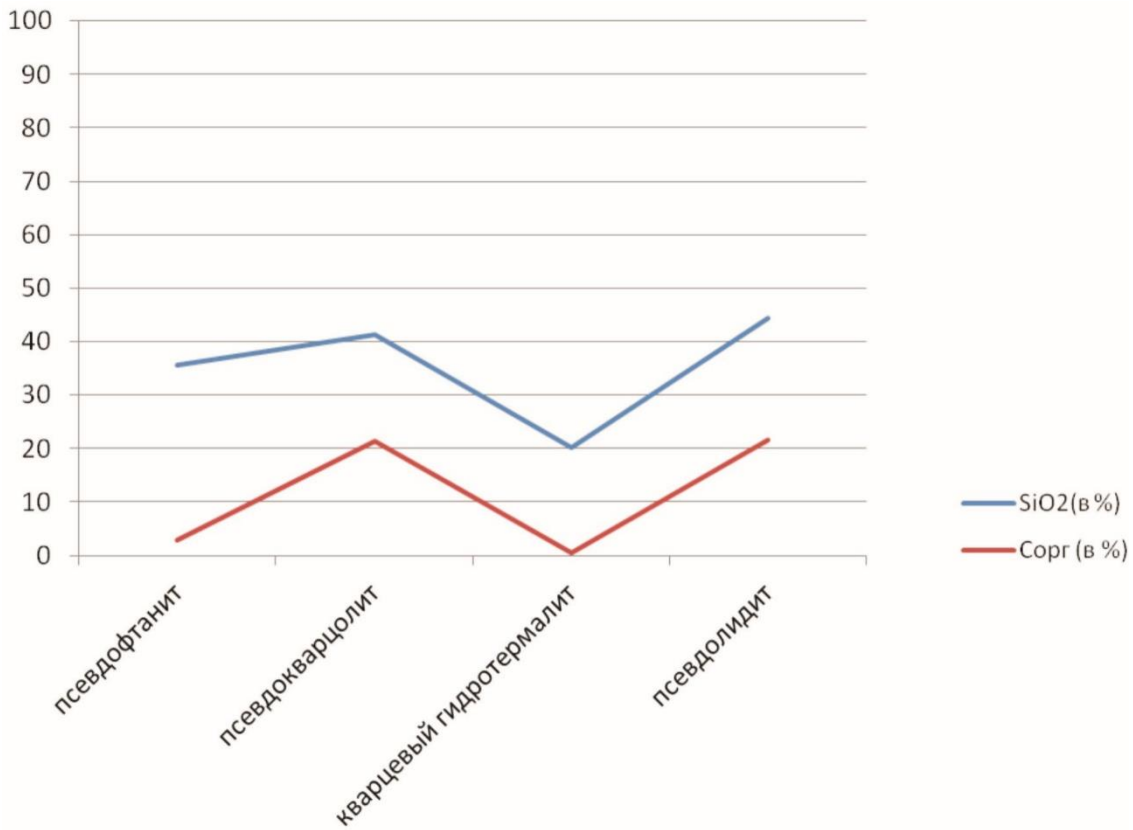


Рисунок 1. График содержаний SiO_2 и $C_{орг}$ в кварц-углеродистых метасоматитах Восточного Донбасса.

Таблица 1. Содержания SiO_2 и $C_{орг}$ в кварц-углеродистых метасоматитах Восточного Донбасса.

Название породы	SiO_2 (в %)	$C_{орг}$ (в %)
Псевдофтанит	35,7	2,8
Псевдокварцолит	41,2	21,5
Кварцевый гидротермалит	20,2	0,6
Псевдолидит	44,5	21,7

Как отмечалось ранее, порода состоит из преобладающих корродированных зерен кварца размером 200×300 мкм и более редких прослойков и отдельных чешуек бурого и оранжево-красного биотита шириной 40–50 мкм и длиной 200–300 мкм. Органическое вещество представлено редкими линзами макринита с размерами около 50 мкм, чаще всего в ассоциации с рудной минерализацией. Рудные минералы представлены пиритом, который встречается в виде фрамбоидов, диаметром 10–15 мкм, а также узких полос толщиной 10 мкм и протяженностью до 100 мкм. В породе видны признаки гидротермального метасоматоза, выраженные замещением биотита микрозернистым агрегатом гидрослюд и появлением реакционных каемок вокруг корродированных зерен кварца (Рыбин, 2017).

Класс псевдокварцолитов характеризуется содержаниями $SiO_2/C_{орг}$ = 41,2 % / 21,5 % (см. рис. 1, см. табл. 1). ***В более ранних публикациях упоминалось, что п***орода содержит кварц и тонкие прослои мощностью 50–100 мкм органического вещества, представленного инертинитом. Органика здесь перемешана с глинистым веществом (микстинитом). Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом и двумя генерациями пирита, который встречается в виде одиночных фрамбоидов диаметром около 50 мкм и кубических кристаллов шириной около 100 мкм. Порода существенно кварцевая, состоит из крупных кварцевых зерен, имеющих волнистое погасание, вытянутых в одном направлении. Зерна перекристаллизованы, толщина зерен 50–100 мкм. Цемент — пористый (Рыбин, 2016).

Класс кварцевых гидротермалитов. Данные породы характеризуются содержаниями $SiO_2/C_{орг}$ = 20,2 % / 0,6 % (см. рис. 1, см. табл. 1). Ранее сообщалось, что помимо преобладающего кварца, в породе встречены отдельные чешуйки слюды высотой около 100 мкм. Полевые шпаты представлены единичными неправильными зернами плагиоклаза размером до 100 мкм, которые часто соседствуют с измененным и перекристаллизованным минеральным веществом. Органическое вещество представлено мацералом группы инертинита — фюзинитом с клеточной структурой хорошей сохранности. В породе отмечаются признаки гидротермального метасоматоза, выраженные замещением полевых шпатов гидрослюдами, образованием вторичного кварца и появлением рудных минералов, представленных пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом (Рыбин, 2016).

Класс псевдолидитов. Данные породы характеризуются содержаниями $SiO_2/C_{орг}$ = 44,5 % / 21,7 % (см. рис. 1, см. табл. 1). Ранее говорилось, что ***п***орода состоит из мелких эвгедральных и уплощенных зерен кварца и халцедона с размерами от 5–6 до 8×20 мкм, погруженных в органический субстрат. Встречались единичные зерна и двойники ставролита. Органическое вещество имеет здесь как растительное, так и животное происхождение. Растительное ОВ представлено мацералами группы инертинита — семифюзинитом с клеточной структурой плохой сохранности, макринитом и фюзинитом с клеточной структурой плохой сохранности. Клеточные полости зачастую пустые, иногда заполнены глинистым веществом. Животное ОВ представлено спикулами кремневых губок, выполненными кварцем. Рудные минералы представлены, пиритом, который встречается в виде мельчайших фрамбоидов диаметром 2–6 мкм. Местами рудная минерализация встречается вместе с органическим веществом, образуя полосы шириной до 40 мкм (Рыбин, 2016).

Обобщая материал, можно сказать, что минимальными содержаниями по SiO_2 и $C_{орг}$ отличаются кварцевые гидротермалиты, а по максимальным содержаниям – псевдолидиты (см. табл. 1). Также стоит отметить тот факт, что с повышением SiO_2 повышается и содержание $C_{орг}$ (см. рис. 1).

Работа выполнена в рамках реализации Государственного задания ЮНЦ РАН № госрегистрации 122020100352-6.

Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрогенезе, соле- и нефтеобразовании. М.: ЦНИГРИ, 2001. 206 с.

Рыбин И.В. Условия образования и перспективы комплексного использования кварц-углеродистых метасоматитов в угольных месторождениях Восточного Донбасса: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Ростов н/Д. 2016. 164 с.

Рыбин И.В. Условия образования и перспективы комплексного использования кварц-углеродистых метасоматитов в угольных месторождениях Восточного Донбасса: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. СПб. 2017. 20 с.

Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г., Майский Ю.Г., Труфанов А.В. Углеводородная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса. Ростов н/Д.: РГУ. 2004. 272 с.

Разработка системы управления работы персонала с радиоактивными источника ми излучения при калибровке оборудования для геофизических исследований

Садыкова А. Р.[1], Мусин И. Р.[1], Овезов Б. А.[1]

[1]*МГРИ г. Москва, alinka.99.sadykova@mail.ru*

На территории России пробурено около 8000 скважин в 2021 году на основе анализа данных Deloitte, из которых на 75% проводят комплекс ГИС с радиоактивными источниками (Бойко и др., 2021). Несмотря на серьёзный подход к обеспечению безопасности проведения калибровки аппаратуры, до сих пор нередко случаются аварийные ситуации, в результате которых наносится колоссальный ущерб сотрудникам и окружающей среде.

По статистике, в среднем возмещение ущерба от аварии обходится сервисной компании в год более миллиарда рублей.

Базовая калибровка проводится для оценки качества аппаратуры (пригодности ее использования в качестве средства измерения) и проведения количественной интерпретации результатов каротажа (Аппаратура…, 1996а; Аппаратура…, 1996б).

Использование данных методов контроля работы персонала с радиоактивными источниками подвергают опасности сотрудников из-за длительных по времени процессов обработки, оповещения и обучения (Косков и др., 2007).

Также, кроме безопасности, существует ряд незатронутых проблем: огромное количество документов, проверок, отчётов требует большого штата сотрудников, содержание архива и временных затрат на подготовку, поиск и анализ необходимых документов; использование импортных систем обработка данных уровня доз радиации (Кононенко и др, 2021).

Для решения этих проблем разработано комплексное решение (рис.1), состоящее из:

1 Программное обеспечение (ПО), позволяющее контролировать проведение работ сотрудникам, хранить данные о нарушениях и проводить статистику;

2 Единой базы специалистов, имеющих доступ к проведению работ с источниками радиоактивного излучения и контролирующие дозы радиации сотрудников;

3 База специалистов, составляющая отчётные документы, вместе с тем контролирующая обучение и состояние работников;

4 Системы электронного документооборота;

5 Системы контроля состояния источника излучения и действий сотрудников с ними.

Схема разрабатываемого комплекса представлена на рисунке 1.

Программное обеспечение на основе машинного обучения позволяет автоматизировать процесс контроля, оповещения и организации. Система видеонаблюдения с введёнными параметрами работ записывает, проводит статистику нарушений при действиях с источниками излучения, для дальнейшей передачи данных в государственные службы, что в своё время повышает безопасность работы персонала, за счёт своевременного и необходимого обучения специалистов для допуска.

Единая база специалистов, имеющая доступ к проведению работ с источниками радиоактивного излучения позволит сократить время проверок документов, улучшить качество соблюдения норм безопасности. Данные сотрудники также будут вести контроль полученных работниками доз радиации.

База специалистов, составляющая отчётные документы перед проверками контролирующих организаций, уменьшит время заполнения необходимых документов, актов. Также квалифицированные специалисты смогут направлять персонал на обучение, требующееся индивидуально каждому, что в целом позволит компаниям снизить вероятность возникновения аварийных ситуаций (Романович и др., 2010; Календарова и др., 2021).



Рисунок 1. Схема работы системы контроля

Таким образом, реализация проекта позволит государственным органам снизить риски возникновения аварийных ситуаций и повысить скорость реакции на аварийные ситуации, оперативно оповещать административные пункты для принятия решений. Единая достоверная база сотрудников и модуль контроля состояния источника излучения с ПО дадут полный контроль над проходящими исследованиями.

Научный руководитель: Щербакова Ксения Олеговна, преподаватель кафедры СТБС. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ).

Аппаратура стационарного нейтронного каротажа нефтегазовых скважин. Параметры, характеристики, требования. Методы контроля и испытаний. СТ ЕАГО-031-01. М., 1996а.

Аппаратура интегрального гамма-каротажа нефтегазовых скважин. Параметры, характеристики, требования. Методы контроля и испытаний. СТ ЕАГО-031-01. М., 1996б.

Косков В. Н., Косков Б. В. Геофизические исследования скважин и интерпретация данных ГИС // Издательство Пермского государственного технического университета. 2007. №10. С. 91 – 108.

Кононенко Л. П., Соловьев Н. В., Овезо Б. А. в Развитие отечественных LWD-технологий. Разработка наддолотного модуля // Новые идеи в науках о Земле : Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 01–02 апреля 2021 года. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2021. С. 208-211.

Бойко А. М., Соловьев Н. В., Щербакова К. О.Разработка геофизического прибора нейтронного каротажа с аппаратурой для возбуждения и остановки реакции синтеза // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2021. № 9(117). С. 48-51.

Романович И. К. и др. Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ 99/2010). 2010.

Календарова Л. Р., Машкова А. М., Соловьев Н. В. Аппаратный комплекс для увеличения передаваемой информации в процессе бурения с помощью комбинированного канала связи и троичного кодирования // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2021. № 10(118).

Геофизический прибор нейтронного каротажа с аппаратурой для возбуждения и остановки реакции синтеза

Саидов С. С[1], Овезов Б. А.[1]

[1]*МГРИ г. Москва, saidgoh03@gmail.com*

Сегодня во всем мире передовые нефтегазовые компании активно используют технологии каротажа в процессе бурения как для разведки новых, так и для оптимальной разработки уже эксплуатируемых месторождений.

С совершенствованием технологии в последние десятилетия LWD (Logging While Drilling – каротаж в процессе бурения) в настоящее время широко используется для бурения (включая геонавигацию) и оценки пласта (особенно для скважин в реальном времени и с большим углом наклона) (Ovezov et al, 2020).

Модификации радиоактивного каротажа применяются с импульсными источниками нейтронов (импульсный нейтрон-нейтронный каротаж, импульсный нейтронный гамма-каротаж) и гамма-излучения (импульсный гамма-гамма-каротаж) (Троценко, 2010).

Возникновение какого-либо вида осложнений или аварий зависит от многих причин, главным образом, от соответствия технологии бурения геологическим условиям, а также от исправности бурового оборудования (Черепанов и др., 2019). Прихват бурильной колонны – это непредвиденная потеря подвижности колонны труб вследствие: прилипания под действием перепада давления; заклинивания в желобах, в местах сужений; в результате обвала, осыпания горных пород со стенок скважины или оседания шлама за счет нарушения режима промывки, а также из-за образования сальника на бурильной колонне.

Нейронный каротаж. Нейтрон-нейтронный каротаж основан на облучении скважины и пород нейтронами от стационарного ампульного источника и измерении плотности потоков тепловых нейтронов, образующихся в результате ядерных реакций рассеяния и захвата нейтронов (Машкин и др., 2014).

NeoTron разрабатывается специально для совместной работы с аппаратурой импульсного нейтронного каротажа, в его конструкции предусмотрено извлечение источника гамма-излучения в случае аварийной ситуации.

В нейтронном каротаже есть три процесса, представляющие интерес: эмиссия нейтронов, рассеяние нейтронов и поглощение нейтронов (рис.1).

Содержание разработки. Цель разработки NeoTron — это постоянный контроль над процессом излучения нейтронов. Вылетевшая из америция альфа-частица попадает в бериллий, и он превращается в радиоактивный углерод, который избавляется от лишнего нейтрона (Золоева и др., 2009; Мефодьева и др., 2022).

$Am^{241} => Np^{237} + He^{4}$

$He^{4} + Be^{9} => C^{12} + n$

Реакция синтеза углерода и нейтронов.

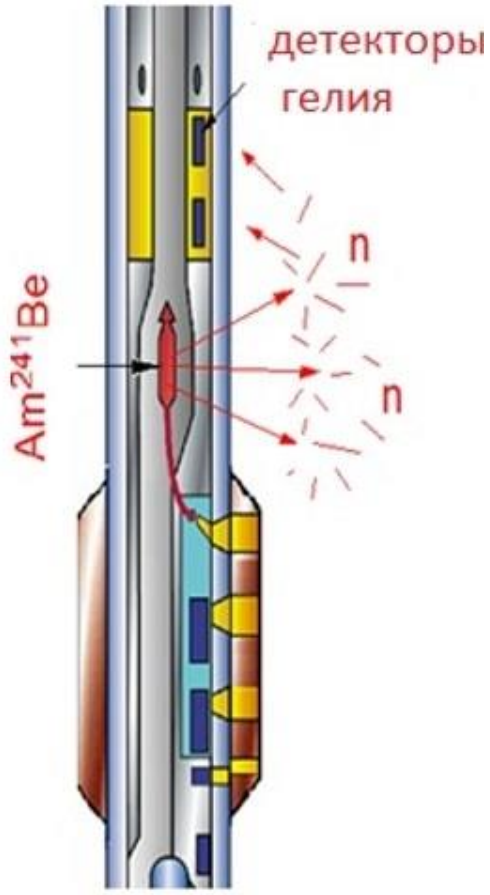


Рисунок 1. Химическая реакция во время исследования пласта.

Таким образом на каждый миллион альфа-частиц, вылетевших из америция, получается всего 30 нейтронов. Свободные нейтроны не возникают естественным путем. Они образуются при бомбардировке атомов бериллия альфа-частицами из распадающегося америция.

NeoTron будет производить в 10 раз больше нейтронов при втрое большей энергии химического источника.

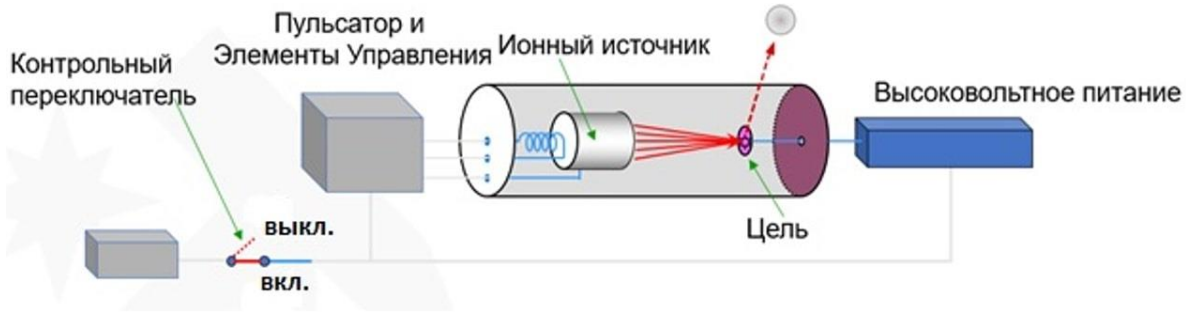


Рисунок 2. Схематичное изображение комплекса NeoTron.

Данное устройство позволяет минимизировать негативное воздействие на экологическую обстановку. Основные преимущества NeoTron – радиационная безопасность, высокое качество материала, отсутствие химического источника нейтронов, наличие импульсного режима работы нейтронного генератора, извлекаемый источник гамма-квантов.

Нынешняя разработка позволит избежать опасных ситуаций при использовании источника ядерной реакции и при его утрате в скважине (Календарова и др., 2020).

Научный руководитель: Преподаватель кафедры СТБС К.О. Щербакова. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» МГРИ, г. Москва.

Золоева Г.М., Петров Л.П., Хохлова М.С. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. Учебное пособие. Макс-Пресс. 2009.

Мефодьева А. В., Машкова А. М., Соловьев Н. В. Внедрение наддолотного модуля // Молодые - Наукам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. С. 264-266

Машкин К.А., Рыскаль О.Е., Коротченко А.Г., Гайнетдинов Р.Г., Глухов В.Л., Огнев А.Н., Шабиев И.Х. Расширение области применения ядерно-геофизических методов в сложных геолого-технических условиях // Каротажник. 2012. № 4. С. 19-28.

Календарова Л. Р., Овезов Б. А Новый вид канала передачи данных в телеметрии // Молодые - Наукам о Земле : Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2020. С. 157-160.

Троценко Ю. Импульсный нейтрон-нейтронный каротаж. Основы, устройство, методы обработки, сравнение результатов, практическое применение, 2010.

Черепанов В.В., Ахмедсафин С.К., Кирсанов С.А., Егурцов С.А., Иванов Ю.В., Лысенков А.И., Меркулов А.В. Применение технологий нейтронного каротажа скважин при разработке нефтегазоконденсатных месторождений. Состояние и перспективы развития // Газовая промышленность. 2019. №S1 (782).

Ovezov B. A., Solovev N. V., Mashkova A. M. iMAG // Topical issues of rational use of natural resources : Scientific conference abstracts, St Petersburg, 17–19 июня 2020 г. St Petersburg: Санкт-Петербургский горный университет. 2020. P. 94-96.

Проблема возраста эклогитов комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал

Салимгараева Л. И.[1], Березин А. В.[2]

[1]*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, fluoritecaf2@mail.ru*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

Введение. Эклогиты являются важнейшими маркерами геодинамических обстановок, несущими в себе информацию об условиях, возрасте и длительности широкого круга глобальных тектонических процессов. В пределах Полярного Урала эклогиты известны с середины XX века. Впервые гранат-пироксеновые породы хребта Марун-Кеу были упомянуты Г.П. Софроновым (Софронов, 1956). Наиболее значимый вклад в изучение геологического строения комплекса был внесён Н.Г. Удовкиной, опубликовавшей в 1971 г. монографию «Эклогиты Полярного Урала» по результатам детальных геолого-петрографических работ 1956 и 1962 гг. (Удовкина, 1971).

Геологическая характеристика района. Комплекс Марун-Кеу – один из ключевых объектов в понимании истории развития Уральского орогена. Комплекс представляет собой тектонический блок размером 14 × 70 км, вытянутый в субмеридиональном направлении и приуроченный к зоне Главного Уральского разлома (рис. 1). Комплекс на западе ограничен метавулканическими породами, гранитовыми и диоритовыми интрузиями и метаосадочными комплексами, возрастом от позднего неопротерозоя до раннего палеозоя и испытавшими низкоградный метаморфизм в условиях не выше зеленосланцевой фации (Удовкина, 1971). Эти породы относятся к няровейской серии, представляющей лежачий блок под комплексом Марун-Кеу. На востоке комплекс Марун-Кеу граничит с офиолитовым массивом Сыум-Кеу и габброидами, слагающими висячий блок Главного Уральского разлома над комплексом Марун-Кеу (Удовкина, 1971).

Наиболее полно эклогиты с участками их протолитов представлены в южной части Марун-Кеусского комплекса, в районе так называемой Слюдяной Горки. Именно на этой части комплекса было сфокусировано основное внимание как предшественников, так и авторов настоящей работы. Выходы эклогитов приурочены к приосевой части Марун-Кеусской структуры, при этом эклогиты и их протолиты представлены в виде разлинзованных, сильно тектонизированных блоков, залегающих в гранито-гнейсовой матрице. Геологические наблюдения авторов указывают на три основные группы протолитов эклогитов (рис. 2):

1) Перидотиты;
2) Лейкогаббро;
3) Долеритовые порфириты.

Наиболее распространены эклогиты, развивающиеся по перидотитам. Блоки эклогитов располагаются согласно с линейностью вмещающих пород. При этом первичных контактов этих тел с образованием зон закалки на границе с вмещающими породами не установлено. Ориентировка линейных элементов в пределах блоков эклогитов по разным протолитам не совпадает, что в совокупности с вышеописанными наблюдениями указывает на тектонический характер образования этих тел. Соответственно, возраст эклогитов будет тот же или древнее, чем возраст вмещающих пород (гранито-гнейсов). Наиболее поздними образованиями в этом районе являются жилы мусковитовых пегматитов, секущие тела эклогитов, также ограничивающих верхний предел возраста образования эклогитов.

Обобщение опубликованных данных по возрасту эклогитов и ассоциирующих с ними пород. Первые датировки возраста эклогитов и ассоциирующих с ними пород были получены Н.Г. Удовкиной при помощи K-Ar метода (Удовкина, 1971). Для определения возраста в этой работе использовались преимущественно слюды, калиевые полевые шпаты, реже валовый состав пород и амфиболы. Для вмещающих пород получены датировки с значительным разбросом от 250 до 417 млн. лет. Вероятно, подобный разброс связан с многофазной гранитизацией вмещающих пород, отмеченной самой Н.Г. Удовкиной, и, как следствие, нарушением изотопной системы. Для пегматитов и кварц-мусковитовых жил, которые как описано выше, секут тела

эклогитов, получены значения возраста в пределах 386-500 млн. лет. В той же работе приведены данные по возрасту эклогитов (435-656 млн. лет), а также для их протолитов (перидотиты – 800 млн. лет; оливиновое габбро – 600 млн. лет).

Попытка датировать эклогитовый метаморфизм набором изотопных методов была предпринята В.Л. Андреичевым с соавторами (Андреичев и др. 2007). Так, по данным датирования при помощи Rb-Sr и Sm-Nd систем для эклогитов был получен возраст 1.54-1.69 млрд. лет. Авторы интерпретируют полученные данные как наиболее вероятное время «первичной кристаллизации эклогитов». Кроме того, в той же работе для единичных зёрен циркона из протолита приведены данные по Pb-Pb системе – от 350 до 690 млн. лет. Подобные несоответствия авторы объясняют возможным «тектоническим совмещением разновозрастных эклогитов».

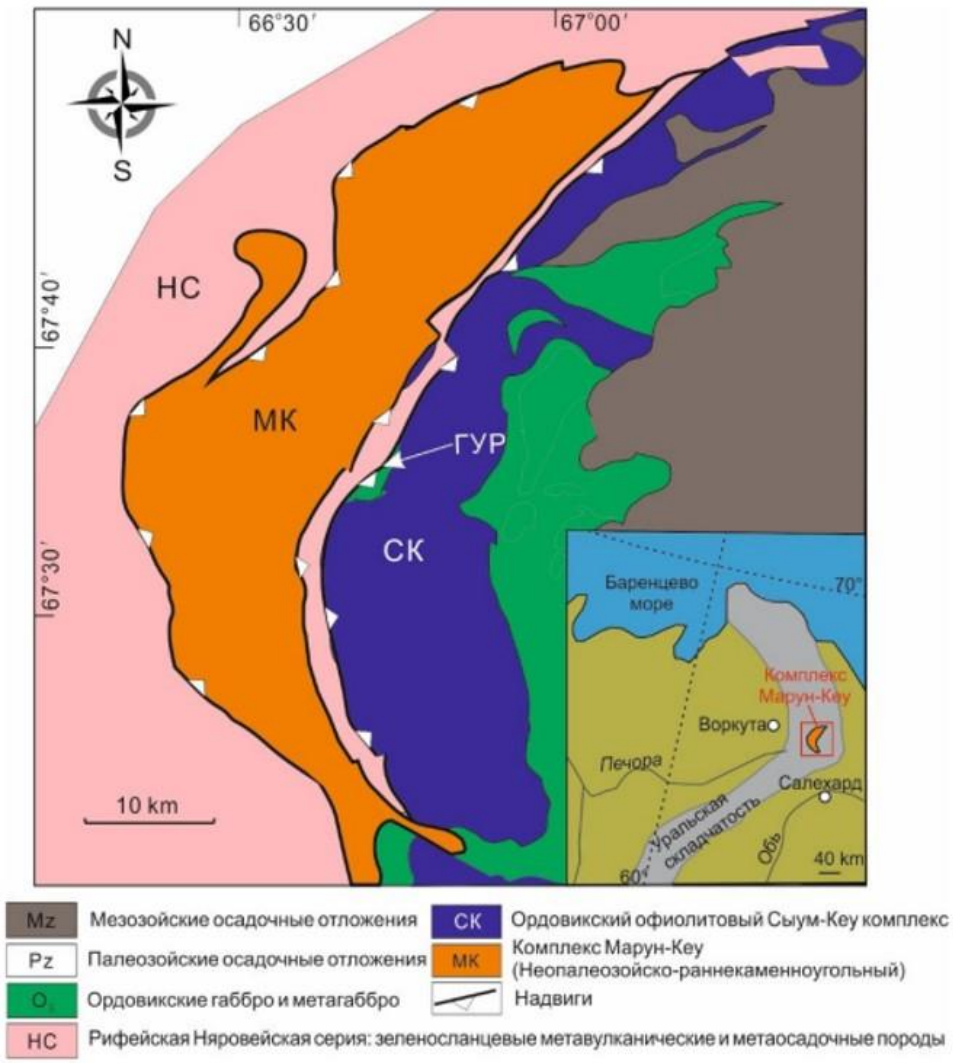


Рисунок 1. Упрощенная тектоническая схема Полярного Урала (по Удовкина, 1971).

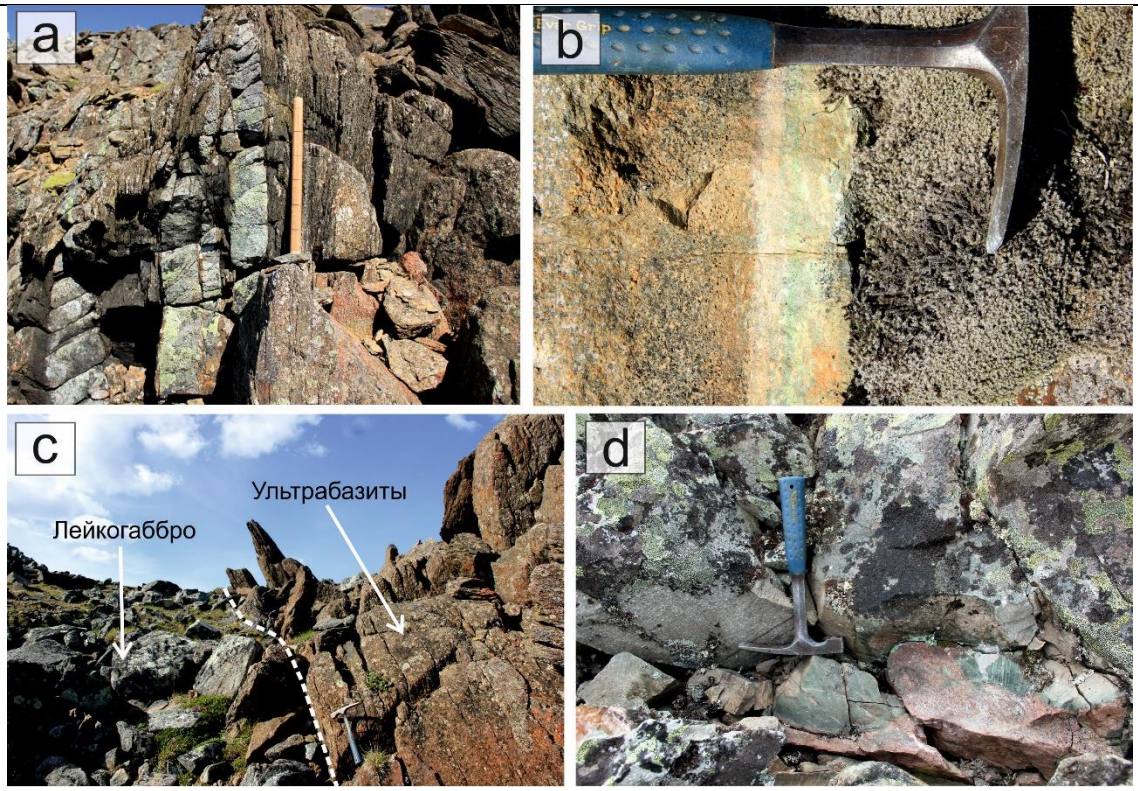


Рисунок 2. a) Линзы эклогитов в зонах рассланцевания в ультрабазитах; b) Метасоматическая зональность на контакте линзы эклогитов с вмещающими ультрабазитами; c) Сорванный контакт между лейкогаббро и ультрабазитами; d) Мелкозернистые эклогиты по долеритовым порфиритам и зоны гранатизации, развивающиеся по ним.

Значительная работа по датированию эклогитов и ассоциирующих с ними пород также была проведена Дж. Глодным с соавторами (Glodny et al., 2003; Glodny et al., 2004). По результатам датирования при помощи Rb-Sr метода для реликтового габбро была получена датировка 467 млн.лнт, а для эклогитов – 352-360 млн. лет (Glodny et al., 2003). По U-Pb системе для гетерогенной детритовой популяции циркона были получены данные возраста 570-700 млн. лет, что интерпретируется авторами как возраст магматического протолита, приуроченный к Тиманской орогении. Предполагаемый метаморфический циркон дал возраст 355-360 млн. лет, отображающий время коллизии (Glodny et al., 2004).

Близкие возрасты для эклогитов были получены при помощи Sm-Nd системы (338-366 млн. лет) В.С. Шацким с соавторами (Шацкий и др., 2000), а также при помощи U-Pb системы в цирконе (360-370 млн. лет) в работе (Meng et al., 2020). При этом ни в одной из работ, в которой приведены данные по U-Pb системе в цирконе, не производился локальный анализ геохимии циркона и минеральных включений, позволяющих в совокупности корректно интерпретировать геохронологические данные нередко гетерогенного циркона.

Заключение. Геодинамические реконструкции истории развития Уральского региона невозможны без корректной оценки возраста таких пород как эклогиты. Однако на основе геологических наблюдений авторов и проведенного литературного обзора вырисовываются следующие проблемы имеющихся к настоящему времени определений возраста эклогитов и ассоциирующих с ними пород:

1) Выделяются два кластера вероятных возрастов эклогитового метаморфизма – мезопротерозойский (Андреичев и др. 2007) и палеозойский (Удовкина, 1971; Шацкий и др., 2000; Glodny et al., 2004; Meng et al., 2020).

2) Практически отсутствуют данные о возрасте вмещающих пород (кроме Н.Г. Удовкиной по K-Ar методу).

3) Данные по Rb-Sr и Sm-Nd системам неоднозначны и дают значительный разброс датировок, требующих более точной интерпретации.

4) Возрасты, полученные при помощи U-Pb системы сближены, но не сопровождаются геохимией циркона и анализом минеральных включений, что не позволяет корректно интерпретировать геохронологические данные.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 22-17-00177.

Андреичев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А., Лепихина О.П., Литвиненко А.Ф. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) // Доклады Академии наук.2007. Т. 413. №. 4. С. 503-506.

Софронов Г.П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала. В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докладов. Свердловск. 1956.

Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. Москва: Наука. 1971. 191 с.

Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоутц Э., Козьменко О.А., Куренков С.А. Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. №. 4. С. 519-523.

Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A.I., Seward D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. 67(22). P. 4353-4371.

Glodny J., Pease V., Montero P., Austrheim H., Rusin A.I. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre-and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. №. 1. P. 87-105.

Meng F.,Fan Y., Shmelev V.R., Kulikova K.V. Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 187. P. 104087.

Медные, цинковые и Sn-содержащие оксиды группы шпинели в отложениях палеофумарол Южного поля горы 1004 (вулканический комплекс Толбачик, Камчатка)

Сандалов Ф. Д.[1], Кошлякова Н. Н.[1], Пеков И.В [1], Жегунов П. С.[2]

[1]*МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, fyodor.sandalov@yandex.ru*
[2]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

В данной работе представлены результаты исследования эксгаляционных шпинелидов, обнаруженных в отложениях палеофумарол Южного поля горы 1004 (Толбачинский дол, вулканический комплекс Толбачик, Камчатка). Гора 1004 – это моногенный базальтовый вулкан, шлаковый конус, образовавшийся около 2000 лет назад. На нём зафиксированы реликты постэруптивной активности, представленные богатой хлоридно-оксидной медной, гематитовой и разнообразной силикатной минерализацией (Набоко, Главатских, 1992; Щипалкина, 2020). В отложениях потухших фумарольных полей данного конуса были ранее отмечены сложные оксиды, среди которых упоминаются шпинель и титаномагнетит. Нами в палеофумарольных отложениях Южного поля г. 1004 установлено достаточно широкое разнообразие оксидных шпинелей (минералов группы оксишпинелей, согласно современной номенклатуре: Bosi et al., 2019), причем достаточно необычного состава – это медьсодержащие разновидности магнезиоферрита $MgFe_2O_4$ (рис. 1, а), франклинита $ZnFe_2O_4$ (рис. 1, б), шпинели $MgAl_2O_4$ и цинкохромита $ZnCr_2O_4$ (рис. 1, в), а также собственный минерал меди - купрошпинель $CuFe_2O_4$ (рис. 1, г).

В целом, минералы группы шпинели не являются редкостью для фумарол многих вулканов. Самым распространённым минералом данной группы в отложениях фумарол является магнетит, отмечались шпинель, магнезиоферрит, герцинит, хромит, гаусманнит (Yudovskaya et al., 2006; Balić-Žunić et al., 2016). Однако в толбачинских объектах оксишпинели демонстрируют необычную, уникальную для природных объектов резко халькофильную специфику примесных, а иногда и видообразующих компонентов. Они находятся в ассоциациях с другими оксидами, солевыми минералами, эндемиками фумарольной формации и характеризуются нетипичными взаимоотношениями с этими минералами: иногда нарастают на водорастворимые щелочные сульфаты группы лангбейнита, галит, сильвин. Ранее нами детально изучена минералогия шпинелидов активных фумарол Второго конуса СП БТТИ [Северный Прорыв Большого трещинного Толбачинского извержения (Большое…, 1984)], расположенных приблизительно в 2 км к северу от палеофумарол Южного поля г. 1004. Оксишпинели Второго конуса СП БТТИ оказались значительно обогащены медью, вплоть до образования Cu-доминантных видов термаэрогенита $CuAl_2O_4$ и купрошпинели (Pekov et al., 2018b). В порах трахиандезибазальтов лавового потока Толбачинского трещинного извержения 2012-2013 гг отмечены высокомедистый магнезиоферрит и купрошпинель в ассоциации с теноритом, гематитом, сильвином, галитом (Sharygin et al., 2018).

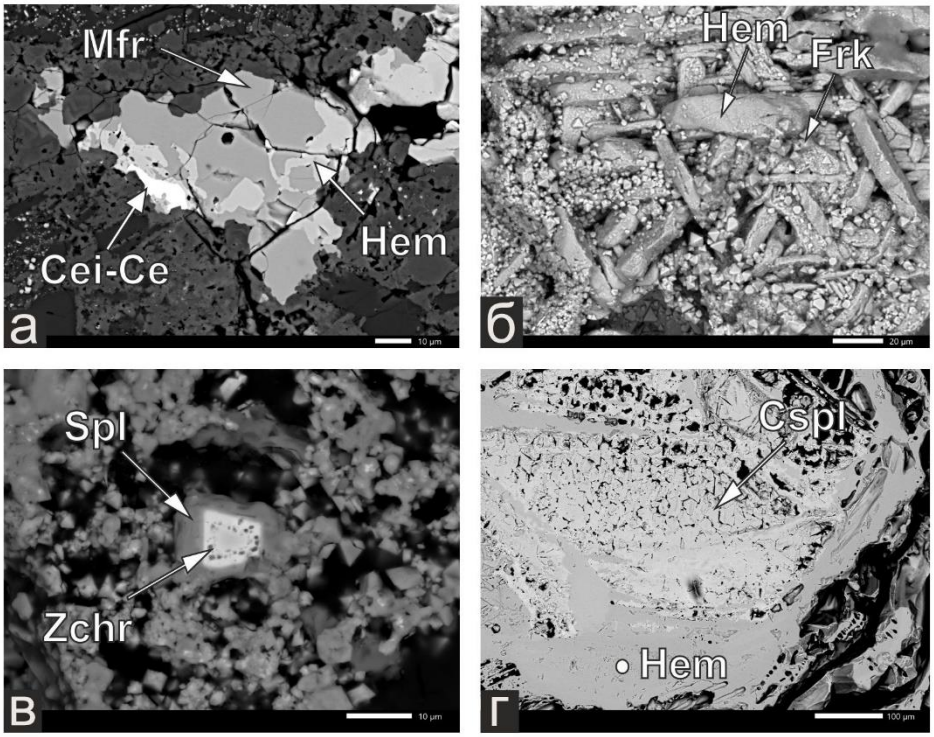


Рисунок. 1. Фумарольные шпинелиды из отложений палеофумарол Южного поля г.1004, Толбачик, Камчатка.

а – обособления магнезиоферрита (Mfr) с гематитом (Hem) и церианитом-(Ce) (Cei-Ce) в кавернах базальтового шлака; б – мелкие кристаллы франклинита (Frk) октаэдрического габитуса на ориентированных сростках пластинчатых кристаллов гематита, заместившего магнетит; в – кристалл цинкохромита (Zchr), обросший шпинелью (Spl); г – октаэдрические кристаллы купрошпинели (Cspl), нарастающие на оловосодержащий гематит. РЭМ-изображения в отражённых электронах.

Исследования химического состава и микроморфологии минералов проведены нами с помощью сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV, оснащённого энерегодисперсионным спектрометром, в Лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова. Шпинелиды палеофумарол г. 1004 образуют тонкие кристаллические корки на изменённом базальтовом шлаке и одиночные кристаллы октаэдрического габитуса размером до 0.02 мм. Чаще всего оксишпинели находятся в ассоциации с оловосодержащим гематитом, нарастая на него; реже они встречаются вместе с флюоритом, фторапатитом, корундом, церианитом-(Ce) и резницкиитом $CaMg(VO_4)F$. Также наблюдаются тонкие срастания магнезиоферрита и гематита, а цинкохромит и шпинель образуют зональные агрегаты, в которых шпинель является более поздним минералом, замещая цинкохромит.

Примечательны химические составы фумарольных шпинелидов г. 1004, которые характеризуются богатым разнообразием элементов-примесей и ярко выраженной медно-цинковой спецификой. В таблице № 1 приведены вариации химического состава обнаруженных шпинелидов, в таблице № 2 даны эмпирические формулы перечисленных шпинелидов (для купрошпинели – с максимальным содержанием SnO_2, для остальных – с максимальным содержанием CuO), рассчитанные на сумму катионов, равную 3, и 4 атома O; содержания разновалетных железа и марганца вычислены по балансу зарядов.

В исследованных шпинелидах с общей формулой $A^{2+}B^{3+}{}_2O_4$ реализуются как гетеро-, так и изовалентные схемы изоморфизма: $A_1{}^{2+} \rightarrow A_2{}^{2+}$, $B_1{}^{3+} \rightarrow B_2{}^{3+}$, $2B^{3+} \rightarrow (Ti, Sn)^{4+} + A^{2+}$, где A – Mg, Cu, Fe, Zn, Mn, Ni; B – Fe, Cr, Al, Mn, V.

Таблица 1. Химический состав шпинелидов из отложений палеофумарол г.1004. Даны максимальные и минимальные содержания компонентов (нпо – концентрации ниже предела обнаружения при электронно-зондовом микроанализе).

	Купрошпинель	Франклинит	Магнезиоферрит	Цинкохромит	Шпинель
Оксиды	Мас.%				
MgO	4.0-4.36	нпо	14.5-17.9	0.8-4.6	22.0-24.6
MnO	нпо	0.5-0.6	до 3.1	до 1.3	0.4-0.8
FeO	0.9-1.6	нпо	нпо	0.2-1.6	до 0.6
NiO	нпо	нпо	0.4-0.6	нпо	нпо
CuO	22.6-23.0	12.3-13.1	0.4-11.9	4.6-10.1	5.7-8.1
ZnO	2.5-2.9	19.8-20.7	0.2-0.6	21.3-30.3	1.1-1.4
Al_2O_3	нпо	до 0.46	2.7-10.17	10.7-11.5	61.3-67.1
V_2O_3	нпо	нпо	нпо	0.2-0.3	нпо
Cr_2O_3	нпо	нпо	0.2-0.8	38.0-38.2	нпо
Mn_2O_3	нпо	0.1-0.7	0.5-2.8	нпо	до 0.1
Fe_2O_3	66.2-66.7	65.0-66.4	54.7-71.1	11.9-14.1	до 5.6
TiO_2	нпо	нпо	0.2-3.2	1.2-1.5	0.8-2.4
SnO_2	1.5-2.0	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	98.7-100.2	99.5-99.9	97.1-99.8	99.8-100.7	99.7-102.1
Катионы	Диапазон формульных коэффициентов, рассчитанных на сумму катионов равную 3 и 4O				
Mg	0.231-0.252	нпо	0.734-0.893	0.045-0.244	0.819-0.904
Mn^{2+}	нпо	0.017-0.019	0.084-0.088	0.040	0.008-0.017
Fe^{2+}	0.030-0.050	нпо	нпо	0.007-0.048	0.012
Ni	нпо	нпо	0.012	нпо	нпо
Cu	0.658-0.678	0.372-0.395	0.010-0.304	0.127-0.276	0.106-0.153
Zn	0.072-0.083	0.585-0.611	0.004-0.014	0.567-0.822	0.020-0.153
Al	нпо	0.022	0.105-0.404	0.453-0.491	1.813-1.978
V^{3+}	нпо	нпо	нпо	0.005-0.008	нпо
Cr	нпо	нпо	0.006-0.021	1.064-1.109	нпо
Mn^{3+}	нпо	0.003-0.020	0.014-0.071	нпо	0.002
Fe^{3+}	1.939-1.954	1.957-1.997	1.386-1.788	0.327-0.379	0.106
Ti	нпо	нпо	0.004-0.081	0.033-0.040	0.016-0.044
Sn	0.023-0.030	нпо	нпо	нпо	нпо
∑Кат	3	3	3	3	3
O	4	4	4	4	4

Образование фумарольных шпинелидов на Южном поле г. 1004 происходило в приповерхностных условиях при давлении, близком к атмосферному, и высоких температурах, высокой фугитивности кислорода в процессе взаимодействия фумарольного газа (источника Cu, Zn, Fe, Sn) с базальтовым шлаком (источник Cr, Mg, Al, Ti, Mn, Fe, Ni). Возможно, купрошпинель и франклинит сформировались по иному, чисто эксгаляционному механизму – в результате прямого осаждения из фумарольного газа. По аналогии с фумарольными шпинелидами, установленными в полиминеральной зоне активной фумаролы Арсенатной на Втором конусе СП БТТИ, верхняя температурная граница образования шпинелидов из отложений палеофумарол г. 1004, предположительно, лежит около 750 °C [по оценкам в работе (Pekov et al., 2018), а также учитывая температурный диапазон стабильности (700-800 °C) купрошпинели, по экспериментальным данным, обобщённым в работе (Nickel, 1973)]. Нижняя температурная граница вряд ли находится ниже 450-500 °C (данные наших прямых измерений температуры в фумароле Арсенатной). Такие экзотичные условия минералообразования (низкое давление, высокие температуры, богатый рудными компонентами фумарольный газ) приводят к

образованию в природе редких разновидностей шпинелидов, концентрирующих в своём составе олово и медь в значительных количествах.

Таблица 2. Шпинелиды, установленные в отложениях Южного палеофумарольного поля г. 1004. Также даны максимальные содержания меди и цинка (М/с), зафиксированные в каждом минерале, и эмпирические формулы с максимальными содержаниями олова (купрошпинель) и меди (остальные шпинелиды).

Фумарольные шпинелиды г. 1004	М/с CuO и ZnO (мас.%)	Эмпирические формулы, рассчитанные на сумму катионов = 3 и 4 атома O
Купрошпинель	23.0 и 2.9	$(Cu_{0.677}Mg_{0.231}Fe^{2+}_{0.050}Zn_{0.073}Fe^{3+}_{1.939}Sn_{0.030})_3O_{4.000}$
Франклинит	13.1 и 20.7	$(Zn_{0.585}Cu^{2+}_{0.395}Mn^{2+}_{0.019}Fe^{3+}_{1.997}\ Mn^{3+}_{0.004})_3O_{4.000}$
Магнезиоферрит	11.9 и 0.6	$(Mg_{0.785}Cu_{0.303}Zn_{0.011}Fe^{3+}_{1.386}Al_{0.404}Mn^{3+}_{0.025}Cr^{3+}_{0.006}Ti_{0.081})_3O_{3.991}$
Цинкохромит	10.1 и 30.3	$(Zn_{0.567}Cu_{0.276}Fe^{3+}_{0.379}Fe^{2+}_{0.048}Mn^{2+}_{0.040}Cr_{1.081}Ti_{0.040}Al_{0.453}Mg_{0.110}V^{3+}_{0.008})_3O_{4.000}$
Шпинель	8.1 и 1. 4	$(Mg_{0.839}Cu_{0.153}Zn_{0.025}Mn^{2+}_{0.012}Fe^{2+}_{0.011}\ Al_{1.813}Fe^{3+}_{0.106}Ti_{0.040})_3O_{4.000}$

Авторы благодарны А.В. Кутыреву и Е.С. Житовой за помощь в организации полевых работ. Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант 19-17-00050.

Большое трещинное Толбачинское извержение (1975-1976 гг., Камчатка) (ред. С.А. Федотов). М. Наука. 1984. 638 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Реликты постэруптивной активности на старых конусах Толбачинского дола, Камчатка // Вулканология и сейсмология.1992. № 5-6. С. 66-86.

Щипалкина Н.В. Силикаты эксгаляционного происхождения и их синтетические аналоги: химический состав, кристаллохимия, генетические особенности. Дисс. канд. хим. наук. М.: МГУ. 2020.

Balić-Žunić T., Garavelli A., Jakobsson S.P., Jonasson K., Katerinopoulos A., Kyriakopoulos K., Acquafredda P. Fumarolic minerals: an overview of active European volcanoes. Updates in Volcanology - From Volcano Modelling to Volcano Geology. 2016. P. 267-322.

Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup. European Journal of Mineralogy. 2019. V. 31(1). P. 183-192.

Nickel E.H. The new mineral cuprospinel (CuFe2O4) and other spinels from an oxidized ore dump at Baie Verte, Newfoundland. Canadian Mineralogist. 1973. V.11. P. 1003-1007.

Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates – a special type of arsenic mineralization. European Journal of Mineralogy. 2018a. V. 30. P. 305–322.

Pekov I.V., Sandalov F.D., Koshlyakova N.N., Vigasina M.F., Polekhovsky Y.S., Britvin S.N., Sidorov E.G., Turchkova A.G. Copper in natural oxide spinels: the new mineral thermaerogenite CuAl2O4, cuprospinel and Cu-enriched varieties of other spinel-group members from fumaroles of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. Minerals, 2018b. V. 8(11). P. 498.

Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Belousov A.B., Abersteiner A. Copper-containing magnesioferrite in vesicular trachyandesite in a lava tube from the 2012–2013 eruption of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. Minerals. 2018. V. 8(11). P. 514.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Chaplygin I.V., Mokhov A.V., Trubkin N.V., Gorbacheva S.A. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Islands. Mineralium Deposita. 2006. V. 40(8). P. 828.

Сравнительная характеристика результатов линеаментного анализа на основе космоснимка Landsat 8 и цифровой модели рельефа района Кличкинского разлома (Юго-Восточное Забайкалье)

Свечеревский А. Д.[1], Устинов С. А.[1], Петров В. А.[1], Лапаев Д. С.[1], Яровая Е. В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, alexey@svecherevskiy.ru*

На протяжении многих лет в геологии для решения различных структурно-тектонических задач применяется линеаментный анализ (Кац и др., 1986; Чернова и др., 2012). В эру информационных технологий скопилось немало методик извлечения линеаментов на основе разнородных данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). В настоящее время линеаментный анализ проводят в ручном или в автоматическом режимах. Автоматический режим реализуется с помощью различного программного обеспечения, такого как Win LESSA (Zlatopolsky, 1992), LEFA (Shevyrev, 2018), PCI Geomatica и др. Наиболее распространенные основы, применяемые для построения линеаментной сети – это оптические спутниковые снимки высокого разрешения и цифровые модели рельефа (ЦМР) (Устинов, Петров, 2016). Для создания ЦМР на региональном уровне (в масштабах 1:1000000, 1:200000), в большинстве случаев, используются данные радарной спутниковой съемки SRTM, которые возможно получить с сайта геологической службы США (https://earthexplorer.usgs.gov/). Данные SRTM имеют пространственное разрешение 30 метров на пиксель. Для решения основной задачи представляемого исследования – проведения сравнительного анализа результатов выделения линеаментов – целесообразно использовать спутниковые снимки с таким же пространственным разрешением. Опираясь на зарубежный опыт, можно сделать вывод, что среди некоммерческих спутников, наилучшим вариантом, с разрешением 30 метров на пиксель, является Landsat 8 (Tchato et al., 2021; Aminov et al., 2019). Результаты автоматического линеаментного анализа, зачастую не очень информативны, имеют множество несоответствий, по сравнению с ручным выделением линеаментов, и не могут быть в итоге верифицированы, а лишь являются несущественным дополнением к ручному методу линеаментного анализа. Причина подобного результата кроется в неправильном построении ЦМР, либо в неправильном подборе и обработке космоснимков, а также в неправильно подобранных параметрах программных модулей построения линеаментов. Опираясь на опыт наших соотечественников и зарубежных коллег, удалось установить наиболее часто используемую качественную методику построения линеаментов, применимую, как к ЦМР, так и к космоснимкам. Для проведения сравнительной характеристики результатов автоматического линеаментного анализа на основе космоснимка Landsat 8 и ЦМР района Кличкинского разлома (юго-восточное Забайкалье), авторами доработана существующая методика автоматического выделения линеаментов с помощью программного обеспечения PCI Geomatica.

Исследуемая площадь выбрана неслучайно. Кличкинский разлом является рудоконтролирующим взбросом, одним из главных разрывных нарушений юго-восточного Забайкалья. Разлом в районе течения реки Урулюнгуй четко выражен в рельефе уступом высотой до 350 метров. Кроме того, исследуемая территория очень слабо покрыта лесной растительностью и кустарником, преобладает степь. Отсутствие высокой растительности делает более результативным линеаментный анализ на основе оптического космоснимка, а также данных SRTM.

Линеамент обычно определяется как прямой или несколько изогнутый элемент изображения. Стоит учитывать тот факт, что на спутниковом изображении линейные элементы могут являться отображением искусственных (техногенных, антропогенных) структур, таких как транспортные сети (дороги, каналы), а не только природных, таких как геологические структуры (разломы/трещины, литологические границы) или дренажные сети (реки). Поскольку многие

зоны минерализации находятся вблизи зон разломов, для их определения эффективно проводить пространственный анализ линеаментной сети.

Для удобства проведения линеаментного анализа создан ГИС-проект исследуемой площади, в котором отражаются все этапы выделения линеаментов. Для предварительной подготовки исходных материалов авторами использовалось программное обеспечение QGIS. Для наглядности стоит описать пошагово методику построения линеаментной сети на основе ЦМР и оптического космоснимка.

Для основы ЦМР на базе полученных данных SRTM, с помощью программного обеспечения ENVI создаются схемы теневого рельефа. Для этого применяется нелинейная направленная фильтрация изображения. Как правило, направленная фильтрация изображения производится по четырем основным направлениям: С-Ю (0°), СВ-ЮЗ (45°), В-З (90°), СЗ-ЮВ (135°), с целью подчеркнуть все возможные направления структур на изображении.

Для основы из космоснимка Landsat-8 с сайта геологической службы США (https://earthexplorer.usgs.gov/) скачивается набор из 11 спектров снимка. Для работы требуется седьмой спектр, охватывающий различные срезы коротковолнового инфракрасного диапазона, так как этот спектр наиболее чувствителен к оксидам и влажным почвам, что косвенно может сообщить нам о предполагаемых разрывных нарушениях и зонах с повышенной проницаемостью (Ngo Thi et al., 2019). После скачивания снимок помещается в рабочее окно программы ENVI, и по аналогии с данными SRTM, к изображению применяется нелинейная направленная фильтрация по четырем направлениям.

Стоит отметить, что уже на этом этапе, заметны существенные различия у обеих основ линеаментного анализа. Отфильтрованные данные SRTM прекрасно визуализируют природный рельеф местности. Тут практически незаметна техногенная составляющая – нет дорог, границ полей и линий электропередач, чего не скажешь про отфильтрованное оптическое изображение со спутника Landsat 8. Практически все изображение усеяно техногенной составляющей.

На следующем этапе с помощью модуля «LINE» программного обеспечения PCI Geomatica осуществляется автоматическое извлечение линеаментов. Полученные отфильтрованные изображения, по четыре для каждой основы (ЦМР и Landsat), помещаются в рабочее окно PCI Geomatica, где при помощи модуля Line extraction строятся линеаменты. При запуске модуля необходимо ввести ряд параметров, от которых зависит правильное построение линеаментов. Параметры подобраны с учетом изучения наиболее результативных работ заграничных коллег и наших соотечественников (Slimen et al., 2016). Вкратце стоит описать эти параметры, для наилучшего понимания программного метода.

Filter Radius (Радиус фильтра) задает радиус фильтра для обнаружения границ линеаментов в пикселях. Этот параметр примерно определяет уровень наименьшей детализации входного изображения, который должен быть обнаружен. Большее значение радиуса позволяет обнаружить меньше деталей, но при этом получить меньше шума. Значение по умолчанию равно 10. Оставляем его.

Edge Gradient Threshold (Пороговое значение края градиента) задает пороговое значение в пикселях минимального уровня градиента для граничного пикселя. Это значение должно находиться в диапазоне от 0 до 255; значение по умолчанию равно 100. В нашем случае указывается значение 35.

Curve Length Threshold (Пороговое значение длины кривой) указывает минимальную длину кривой в пикселях, которую следует рассматривать как линеамент. Значение по умолчанию равно 30. Ставим значение 60.

Line Fitting Error Threshold (Пороговое значение ошибки подгонки линии) определяет максимальную ошибку в пикселях, допустимую при подгонке полилинии к кривой в пикселях. Более низкие значения обеспечивают лучшую подгонку, при этом формируются более короткие сегменты в полилинии. Указываем значение 5.

Angular Difference Threshold (Пороговое значение угла соединения сегментов) задает максимальный угол в градусах между сегментами полилинии. Если угол превышает указанный максимум, полилиния сегментируется на два или более вектора. Этот угол также определяет максимальный угол между двумя векторами для их соединения. Значение по умолчанию равно 30. В нашем случае задается значение 45.

Linking Distance Threshold (Пороговое значение допустимого расстояния для связи сегментов) указывает на минимальное расстояние в пикселях между конечными точками двух векторов для их соединения. Значение по умолчанию равно 20. Оставляем значение по умолчанию.

В результате модуль извлекает линейные объекты из изображений и записывает полилинии в векторном формате. Полученные векторные слои именуются по направлениям (0°, 45°, 90°, 135°), сохраняются и переносятся в ГИС-проект для дальнейшего использования. В первую очередь линеаменты разделяются на две группы слоев по основам для дальнейшего сравнения. Все четыре слоя каждой группы объединяются с помощью инструмента объединения векторных слоев. Визуально и количественно распределение линеаментов каждой группы сильно отличается. Объединенный векторный слой линеаментов на основе ЦМР включает в себя 351 линеамент против 743 линеаментов на основе космоснимка Landsat-8. Линеаменты на основе ЦМР подчеркивают расчлененный рельеф местности и практически отсутствуют на участках с ровным рельефом, тогда как линеаменты на основе космоснимка зачастую хаотично разбросаны и по равнинам, и по складчатой местности. Также линеаменты Landsat 8 однозначно подчеркивают все техногенные линейные объекты. Кличкинский разлом и оперяющие его мегатрещины наиболее четко выражаются линеаментами построенными на основе ЦМР (рис. 1).

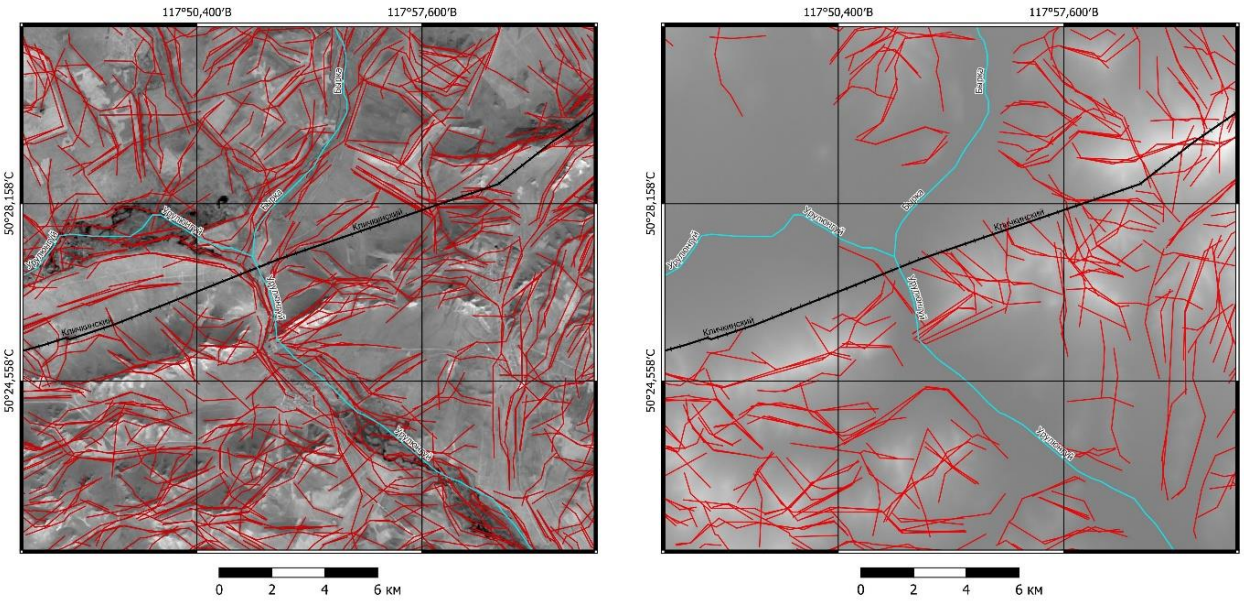


Рисунок 3. Линеаменты, построенные на основе космоснимка Landsat 8 (слева), и линеаменты, построенные на основе данных SRTM (справа).

Теперь, используя линеаменты, построенные на обеих основах, строятся розы-диаграммы, а также картосхемы плотностей линеаментов. Розы-диаграммы показывают нам основные направления простирания линеаментных структур на исследуемой территории. Роза-диаграмма линеаментов на основе ЦМР демонстрирует четкое субширотное простирание большинства линий и незначительное количество субмеридиональных линеаментов. Роза-диаграмма линеаментов на основе оптического космоснимка, довольно хаотична и не имеет четких, ярко выраженных направлений простирания линий, что является неоднозначным результатом. В завершении, с помощью встроенного в QGIS модуля «плотность линий» строятся картосхемы плотностей линеаментов. Составленные на основе пространственного анализа ленеаментов схемы плотностей могут указать на предполагаемые ослабленные зоны и зоны минерализации, что немаловажно для прогноза и поиска полезных ископаемых. На построенные картосхемы плотностей линеаментов накладываются карты полезных ископаемых масштаба 1:200000 и сопоставляются аномальные области плотностей и их потенциальная рудоносность. Схема плотностей на основе ЦМР показала, что большинство положительных аномалий тяготеет к рудопроявлениям и месторождениям. Особенно яркая аномалия находится вблизи крупного скопления полезных ископаемых к востоку от поселения Кличка (рис. 2). Аналогичная схема на

основе космоснимка Landsat 8 показала неоднозначный результат, хаотичное распространение аномалий и их несоответствие рудным проявлениям.

В завершении сравнительной характеристики результатов линеаментного анализа на основе космоснимка Landsat и ЦМР Кличкинского разлома, можно сделать вывод, что в данном конкретном случае, на данной исследуемой площади линеаменты, полученные на основе SRTM, в значительной степени более информативны, чем линеаменты на основе Landsat 8. Начиная с первого этапа используемой методики, данные SRTM показывали более логически верные и качественные результаты. Вероятно, что при должной, кропотливой обработке оптических снимков, очистки их от техногенной составляющей, а также от деревьев и кустарника возможно получение более качественных и информативных результатов линеаментного анализа. Однако в рамках поставленной задачи сравнения, к обоим наборам данных применялась единая методика, что и выявило непригодность использования космоснимка, как основы.

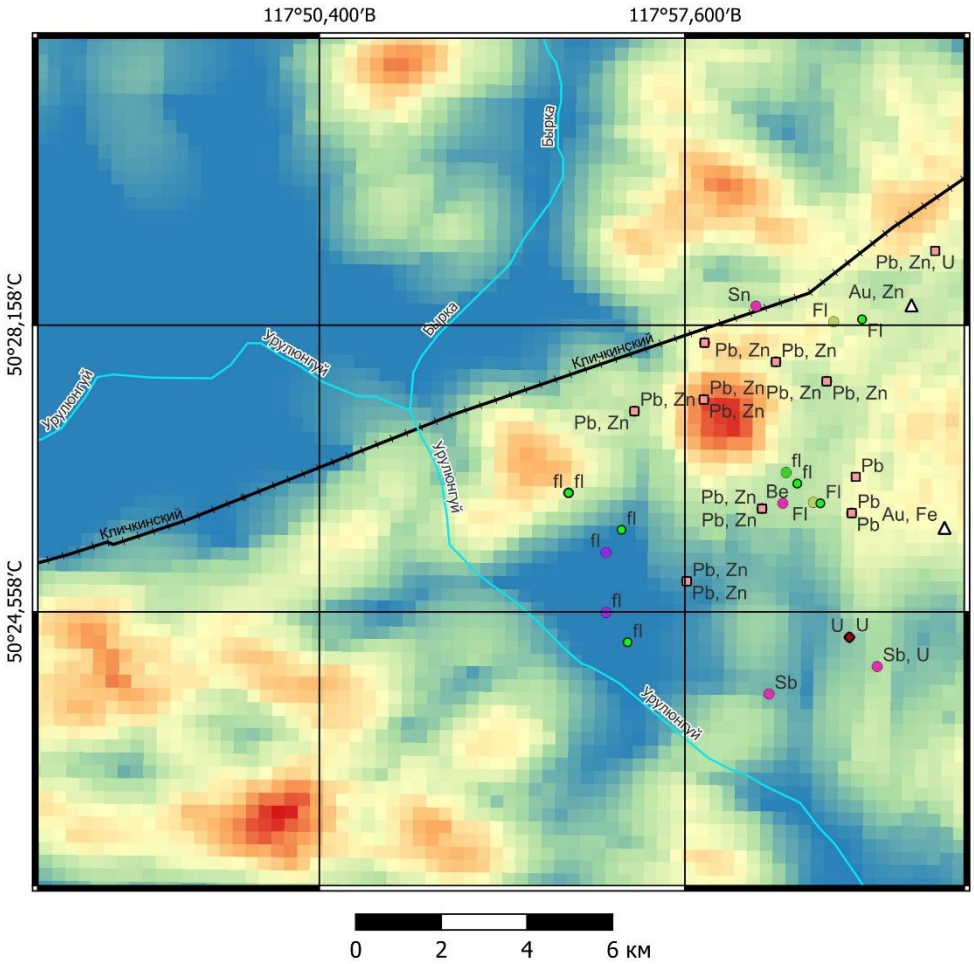


Рисунок 2. Картосхема плотности линеаментов, построенных на основе данных SRTM, и данные о полезных ископаемых.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники // М.: Недра, 1986 140 с.,

Устинов С.А., Петров В.А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеаментного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // Геоинформатика. 2016. № 2. С. 51-60.

Чернова И.Ю., Нугманов И.И., Кадыров Р.И. Учебно-методическое пособие «Автоматизированный линеаментный анализ» // Казань: Казанский (Приволжский) федеральный университет. 2012. 38 с.

Aminov J., Xi C., Anming B., Aminov J., Mamadjanov Y., Aminov J., Tuerhanjiang L. Comparison of Multi-Resolution Optical Landsat-8, Sentinel-2 and Radar Sentinel-1 Data for Automatic Lineament Extraction: A Case Study of Alichur Area, SE Pamir // Remote Sensing 2019. Vol. 11. P. 778.

Ngo Thi D, Ha NTT, Tran Dang Q, Koike K, Mai Trong N. Effective Band Ratio of Landsat 8 Images Based on VNIR-SWIR Reflectance Spectra of Topsoils for Soil Moisture Mapping in a Tropical Region // Remote Sensing. 2019. Vol. 11(6). P. 716.

Slimen S., Noamen R. Automatic extraction of lineaments from Landsat Etm+ images and their structural interpretation: Case Study in Nefza region (North West of Tunisia) // Journal of Research in Environmental and Earth Sciences. 2016. Vol. 4. P. 139-145.

Shevyrev S. LEFA software: an automatized structural analysis of remote sensing imagery in matlab environment // Advances in current natural sciences. 2018. Vol. 10. P. 138-143.

Tchato S. C., Fossi D. H., Kamto P. G., Deassou S. E., Lemotio W., Bidichael W. W. E. Comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) satellite Remote Sensing data in automatic lineaments extraction: A case study of Nkolezom, southern part of Cameroon // The International Journal of Engineering and Science (IJES). 2021. Vol. 10. Issue 4. P. 24-31.

Zlatopolsky A.A. Program LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) automated linear image features analysis – experimental results // Computers & Geoscience. 1992. Vol.18. N 9. P. 1121-1126.

Применение отечественных геоинформационных систем для решения задачи классификации потенциальных полей

Секерина Д. Д.[1], Дергилёва Е. А.[1]

[1] *Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, sekerinadar@mail.ru*

Введение

На сегодняшний день весьма актуальной задачей геологоразведочной отрасли является оптимизация процессов обработки и интерпретации геолого-геофизической информации. Большая часть перспективных территорий уже хорошо изучена. К примеру, в районе Рудного Алтая в разное время выполнялись геофизические, геологические, геохимические съемки разного масштаба и назначения (Алексеев и др., 2011). Благодаря чему, сегодня существует обширный банк данных разного качества и информационного ранга. Исходя из чего, возникает потребность, как в систематизации геоданных, так и в извлечении новой полезной информации из уже имеющихся материалов, которые остались без внимания по тем или иным причинам. Территория Рудного Алтая известна полиметаллическими рудами, однако при хорошей изученности региона, до сих пор остаются нерешенные задачи, связанные с геодинамической обстановкой рудообразования. Для решения этой и некоторых других геолого-структурных задач, в данной работе рассматривается эффективность применения отечественных геоинформационных систем, в частности, для классификации потенциальных полей. Метод классификации сегодня используется достаточно часто для создания геолого-структурных схем, уточнения границ рудных зон, выделения разрывных нарушений и блоковых элементов. Но какова его эффективность, при определении геодинамической обстановки рудообразования полиметаллических руд в региональном масштабе?

Методы

В качестве фактологической основы в данной работе приводятся карты гравитационного и магнитного полей для листа Госгеолкарты М-44 (Гусев и др., 2015). Северо-Восточная часть листа образована каледонскими образованиями Горного Алтая, которые выполнены флишоидными толщами с океаническим основанием (Духанин и др., 2019). Юго-Западная часть является герцинской складчатой областью и представлена породами, сформированными под влиянием активно-континентальной окраины, девонского периода и гранитоидного состава. По данному району выполнялись региональные геофизические съемки, благодаря которым получены матрицы потенциальных полей (гравитационного и магнитного). На локальном участке сочленения каледонских и герцинских структур расположен Змеиногорский рудный район, отмеченный на рисунке 1 соответствующим символом (рис.1), который представляет особый интерес, при решении задачи определения геодинамической модели рудообразования. По данному участку также есть материалы геологической, геофизической и локальной геохимической изученности (Данильев и др., 2022), которые в дальнейшем могут быть использованы для комплексной классификации исследуемой территории.

С целью определения эффективности применения классификации потенциальных полей, в данной работе на примере отечественной геоинформационной программы «КОСКАД 3Д» (Керимов и др., 2018) выполняется следующая последовательность действий.

На первом этапе происходит загрузка гравитационного и магнитного полей в отдельные окна программной директории. Далее с помощью операции «Восполнение недостающих данных» проводится заполнение некорректных или пустых значений на основе интерполяции.

На втором этапе выполняется объединение матриц восполненных гравитационного и магнитного полей. Такое объединение позволяет повысить вероятность уточнения границ аномальных зон на основе комплексирования данных разного характера (Калинин и др., 2021). Следующий шаг состоит в непосредственной классификации объединенной модели потенциальных полей с помощью операции «Классификации» по четырем предложенным методам (таблица 1).

Таблица 1. Методы классификации в ПО «КОСКАД 3Д».

Метод общего расстояния	Метод динамических сгущений (К-средних)	Классификация по Петрову А.В.	Знаковая классификация
Метод предназначен для разбиения исследуемой территории на области, однородные по комплексу признаков. Конечное число классов (однородных областей) выбирается автоматически	Информация о конечном числе классов (однородных областей) задается пользователем	Реализован алгоритм разделения многомерных, нормальных смесей для разбиения территории на области однородные по комплексу признаков, с автоматическим определением конечного числа классов (возможен режим задания конечного числа классов пользователем)	В программе реализован алгоритм, позволяющий разбить обрабатываемую сеть на области, имеющие одинаковые знаки поля по комплексу признаков

Каждый из приведенных методов характеризуется особенным математическим решением задачи комбинирования участков в виде классов, обладающих идентичными признаками. Так, метод динамических сгущений базируется на определении однородности параметров, в предположении, что при геометрической близости объектов, существует близость физических параметров. А метод общего расстояния является примером эвристического подхода к классификации и состоит в том, что при существовании некоторых k эталонов, располагающиеся на одинаковом расстоянии от них точки обладают идентичными параметрами и формируют единый класс в многопризнаковом пространстве.

По результатам применения классификации к объединенной цифровой модели восполненных гравитационного и магнитного полей, было выполнено сопоставление с материалами априорной изученности листа карты М-44, в частности, с геологическими и тектоническими картами, геолого-структурными схемами.

В качестве наиболее информативных результатов выбраны карты, построенные по данным классификации методом динамических сгущений (рис. 1) и методу Петрова А.В. (рис. 2). Интерпретируя полученные карты, можно однозначно проследить северо-восточное простирание аномалеобразующих элементов, сложенных по геолого-тектоническим данным, в ходе каледонского и герцинского орогенеза. В региональном масштабе весьма заметно выделяются элементы ротации в юго-западной части листа, характеризующие сближение Казахстанской и Сибирской литосферных плит. Кроме того, на рисунке 2 (рис. 2) можно отчетливо проследить границы проявления позднепротерозойских и среднемебрийско-раннеордовиских толеит-долеритовых и флишодных комплексов соответственно, которые четко совпадают с данными геолого-тектонических материалов (Гусев и др., 2015). Исходя из чего, можно перейти к анализу геодинамической модели формирования Рудного Алтая. В последние годы была предложена модель, при которой геодинамическая обстановка в раннем и среднем девоне характеризовалась активными процессами рифтогенеза с характерными усиливающимся погружением и расширением прогибов. Ориентируясь на полученные классификационные карты, по которым отчетливо прослеживается границы каледонского и герцинского орогенезов, а также локальные зоны, связанные с гранитами девонского возраста, которые образоались в следствие процессов активной континентальной окраины. То есть, по результатам классификации потенциальных полей прослеживаемая картина, отображает закономерности локализации структурных элементов, характерных ждя модели активной континентальной окраины, что свидетельствует об эффективности применяемого метода.

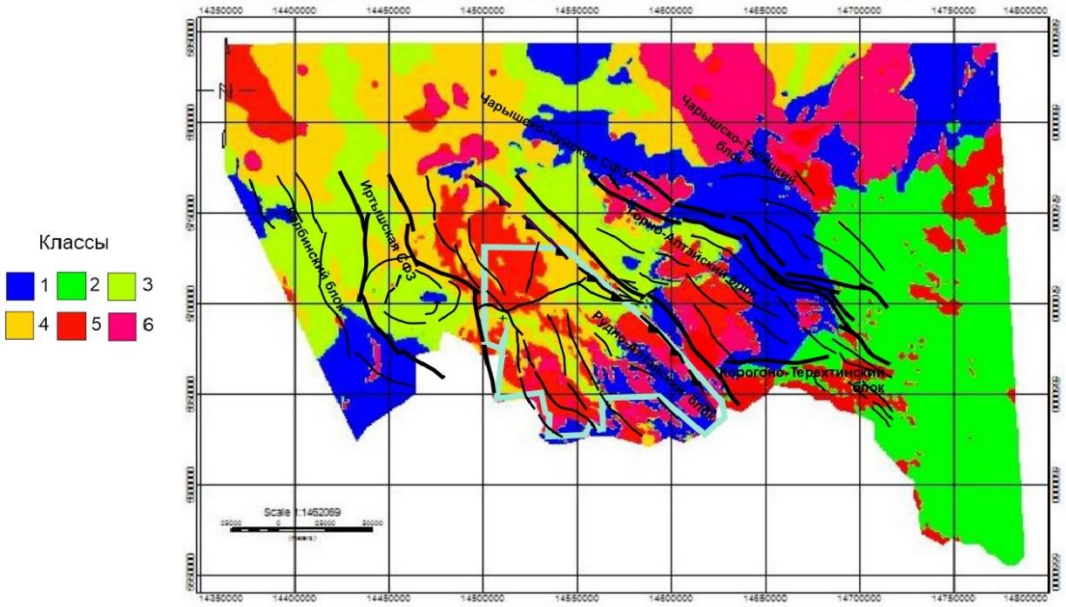


Рисунок 1. Пример классификации объединенных гравитационного и магнитного полей методом динамических сгущений (бирюзовый многоугольник- положение Змеиногорского рудного района).

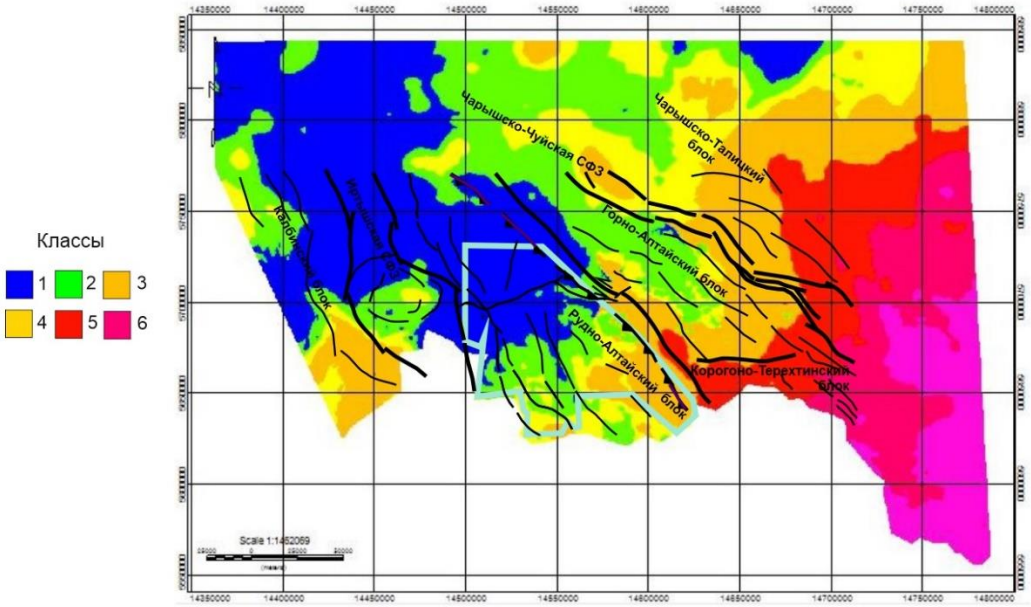


Рисунок 2. Классификация по методу Петрова (усл.обозн.см.к рис.1).

Переходя к анализу локального Змеиногорского участка, можно заметить, что в обоих случаях отображается контурирование перспективной территории (Таловина и др., 2022) по ряду идентичных признаков (рис. 1, рис. 2), соответствующих проявлению колчеданно-полиметаллических месторождений в потенциальных полях (Секерина, 2021). Исходя из чего, можно с уверенностью сказать, что выполнение классификации по данным другого масштаба, характеризующих исследуемый район, будет весьма перспективным и информативным подходом по извлечению полезной информации.

Кроме того, операцию классификации потенциальных полей возможно реализовать на базе другого отечественного ПО «ГИС Integro», разработанного коллективом авторов лаборатории Геоинформатики ФГУП ГНЦ РФ ВНИИгеосистем (ФГБУ «ВНИГНИ») (Черемисина и др., 2021). Данная программа является хорошим отечественным аналогом ГИС-систем, обладающим доступным интерфейсом и набором таких полезных инструментов, как: факторный, структурный и регрессионный анализ; классификация с обучением; оценка меры сходства с эталоном; разделение полей на компоненты; выделение и изучение зон разломов и геоблоков земной коры различных размеров и т.д.

Результаты и выводы

Анализируя карты, полученные методом классификации геопотенциальных полей, можно сделать вывод об эффективности применения данного подхода, при решении геолого-структурных задач. Эффективность метода проявляется в выделении границ крупных блоков, характеризующихся разными параметрами и относящихся к каледонским и герцинским структурам, которые достоверно совпадают с данными тектонических и геологических карт по исследуемому району. Кроме того, по полученным картам прослеживаются зоны локализации гранитов девонского возраста, которые образовались в результате, предположительно, процессов активной континентальной окраины. То есть, можно сделать вывод, что с помощью метода классификации многопризнакового пространства (Большакова и др., 2021), возможно получение дополнительной геоинформации для подтверждения геодинамической модели рудообразования. Также стоит отметить, что сопоставляя результаты классификации для участка Змеиногорского рудного района, можно выделить закономерности локализации основных шовных элементов, и предположить, что дальнейшая комбинация геофизической информации на локальном уровне, позволит выполнить детальное структурно-геологическое районирование перспективного колчеданно-полиметаллического оруденения.

Заключение

Таким образом, сопоставляя полученные результаты с материалами априорной изученности, к которым относятся геолого-структурнее, прогнозные и тектонические карты, можно проследить закономерности локализации структур, соответствующих проявлению этапа активной континентальной окраины. Кроме того, по данным классификации потенциальных полей отчетливо выделяются элементы ротации, отвечающие сближению плит. Главным показателем эффективности применения данного подхода для решения задачи оконтуривания рудных зон, можно назвать проявление локального Змеиногорского рудного района на картах, построенных разными методами, но группирующими интересующие участки по ряду идентичных признаков.

Основной вывод, представленный в данной работе, заключается в эффективности применения классификации потенциальных полей на базе отечественных геоинформационных систем, для решения задач геологического картирования и районирования по комплексу параметров.

Алексеев , С. Г., Вешев , С. А., Ворошилов , Н. А., Маргович , Е. Г., Никитичев , А. П., & Духанин , А. С.). Структура наложенных ореолов рассеяния глубокозалегающих полиметаллических месторождений (на примере Алтайского края). Записки Горного института. 2011. 194. 124. Retrieved from https://pmi.spmi.ru/index.php/pmi/article/view/6170

Алексеев В.И. Глубинное строение и геодинамические условия гранитоидногомагматизма Востока России // Записки Горного института. 2020. Т.243. С.259-265. DOI: 10.31897/PMI.2020.3.259.

Гусев Н. И., Вовшин Ю. Е., Круглова А. А., Пушкин М. Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист M-44 – Рубцовск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 415 с. + 1 вкл.

Духанин А. С., Алексеев С. Г., Сенчина Н. П. Структура струйных ореолов рассеяния глубокозалегающих месторождений Рудного Алтая // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80. С. 75-94.

Калинин Д.Ф., Яновская Ю.А., Долгаль А.С. Использование статистических методов интерпретации потенциальных полей для изучения структурно-тектонического строения нефтегазоперспективных территорий // Геология нефти и газа. 2021. С.27-36.

Керимов И. А, Петров А. В., Абубакарова Э. А. Применение программного комплекса «Коскад 3D» для анализа потенциальных полей Терско-Каспийского прогиба // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2018. Т. 12. № 3. С. 88-96. 001: 10.31161/1995-0675-2018-12-3-88-96.

Черемисина Е.Н., Финкельштейн М.Я., Деев К.В., Большаков Е.М. ГИС INTEGRO. Состояние и перспективы развития в условиях импортозамещения // Геология нефти и газа. - 2021. - № 3. - С. 31-40. DOI: 10.31087/0016-7894-2021-3-31-40.

Daniliev, S.; Danilieva, N.; Mulev, S.; Frid, V. Integration of Seismic Refraction and Fracture-Induced Electromagnetic Radiation Methods to Assess the Stability of the Roof in Mine-Workings // Minerals 2022. 12. P. 609. https://doi.org/10.3390/ min12050609.

Bolshakova N.V., Fedorova K.S.The possibilities of using a qualitative interpretation of the potential for creating a zonal-block model of the northern flank of the Okhotsk Sea region // 17th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics 2021. DOI 10.3997/2214-4609.202152157

Sekerina D.D. Prospects for predicting the most promising ore-bearing areas based on the classification of potential fields // 17th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics 2021. DOI 10.3997/2214-4609.202152025

Talovina I.V., Krikun N.S., Yurchenko Yu.Yu., Ageev A.S. Remote sensing techniques in the study of structural and geotectonic features of Iturup Island (the Kuril Islands) // Journal of Mining Institute. 2022. Vol. 254. P. 158-172. DOI: 10.31897/PMI.2022.45

Тенькинский глубинный разлом – фактор локализации рудных участков по вещественному составу в пределах Наталкинского золоторудного месторождения

Скулов А. В.[1], Январев Г. С.[1]

[1]*АО «Полюс Магадан», п. Омчак, alexandrskulov@gmail.com*

Детальное изучение геологического строения Наталкинского золоторудного месторождения говорит о его сложной тектонической обстановке. Кулисовидная система разломов, отходящая от Тенькинского разлома, распространена на всей территории месторождения. Справедливо полагать, что тектонический фактор в своем обширном проявлении может оказывать влияние на вещественный состав руд, а также локализовать их по отдельным участкам на основании различия в вещественном составе. Влияние и локализацию может оказывать как отдельные разломы, в процессе возникновения которых могли быть привнесены определенные химические элементы, так и повышенная пористость и трещиноватость вмещающий пород, также связанная с особенностями тектонизма и, как следствие, преобразование вещественного состава путем просачивания техногенно-обогащенных поверхностных вод и их взаимодействия с рудовмещающими породами повышенной трещиноватости. Наталкинское золоторудное месторождение является одним из наиболее изученным среди месторождений Омчакского рудно-россыпного узла и Магаданской области. Рудное поле Наталкинского месторождения находится на северном фланге Омчакского рудно-россыпного узла и расположено в средней части бассейна руч. Наталка, выходя своими флангами в долины руч. Геологический (на северо-западе) и Глухарь (на юго-востоке) (Гончаров и др., 2002).

Омчакский рудно-россыпной узел - крупнейший по концентрации золота на Северо-Востоке России, общей площадью около 350 кв. км. Он является составным элементом Тенькинской золотоносной зоны, совпадающей с северо-западным простиранием основных структурных элементов юго-восточного окончания Аян-Юряхского антиклинория - Тенькинской антиклиналью и Тенькинским разломом. Тенькинский разлом приурочен к своду антиклинали и представляет собой единую структуру, протяженностью 300 км от среднего течения р. Детрин (в районе пос. Усть - Омчуг) на юго-востоке до верховьев р. Аян-Юрях на северо-западе. где он сочленяется с Аян-Юряхским глубинным разломом (Гончаров и др., 2002).

Предполагается, что левосторонняя кулиса Тенькинского глубинного разлома, отражающая основную тектоническую обстановку в пределах объекта исследования, разделяет месторождение на три участка по локальным рудоконтролирующим разломам на основании разницы в вещественном составе. Исследование прямого и косвенного воздействия тектонического фактора в пределах месторождения, а в частности трех исследуемых участков, является главной задачей работы.

На первом этапе исследования был осуществлен сбор геологических данных и отображение каркаса рудного тела относительно системы разломов с использование программы Micromine (рис. 1), а также составление геологических разрезов по заданным автором профилям: на Северо-Западном участке под наименование А, а также на Центральном и Юго-Восточном участках, под наименованиями В и С, соответственно (рис. 2).

Более детальное изучение геологических данных в пределах исследуемых участков позволили сделать следующие заключения:

На объектах исследования преобладают отложения верхнего отдела перми. Наиболее распространенные в пределах района свиты: атканская (P_2at), пионерская (P_2pn) и омчакская (P_2om). В некотором количестве распространены вулканогенные образования мелового возврата, залегающие с угловым стратиграфическим несогласием на отложениях перми. На трех разрезах отмечается довольно резкая смена пород пионерской свиты (P_2pn) на атканскую свиту (P_2at),

имеющая тектонических характер. Примечательно, что рудовмещающими породами преимущественно являются отложения атканской свиты (P_2at). Отмечается сонаправленность рудного тела с общей, весьма сложной системой Главного разлом и интрузиями мелового возвраста, однако на участках Северо-Западный и Юго-Восточный присутствуют второстепенные разрывные нарушения, простирающиеся в крест основной системы разломов.

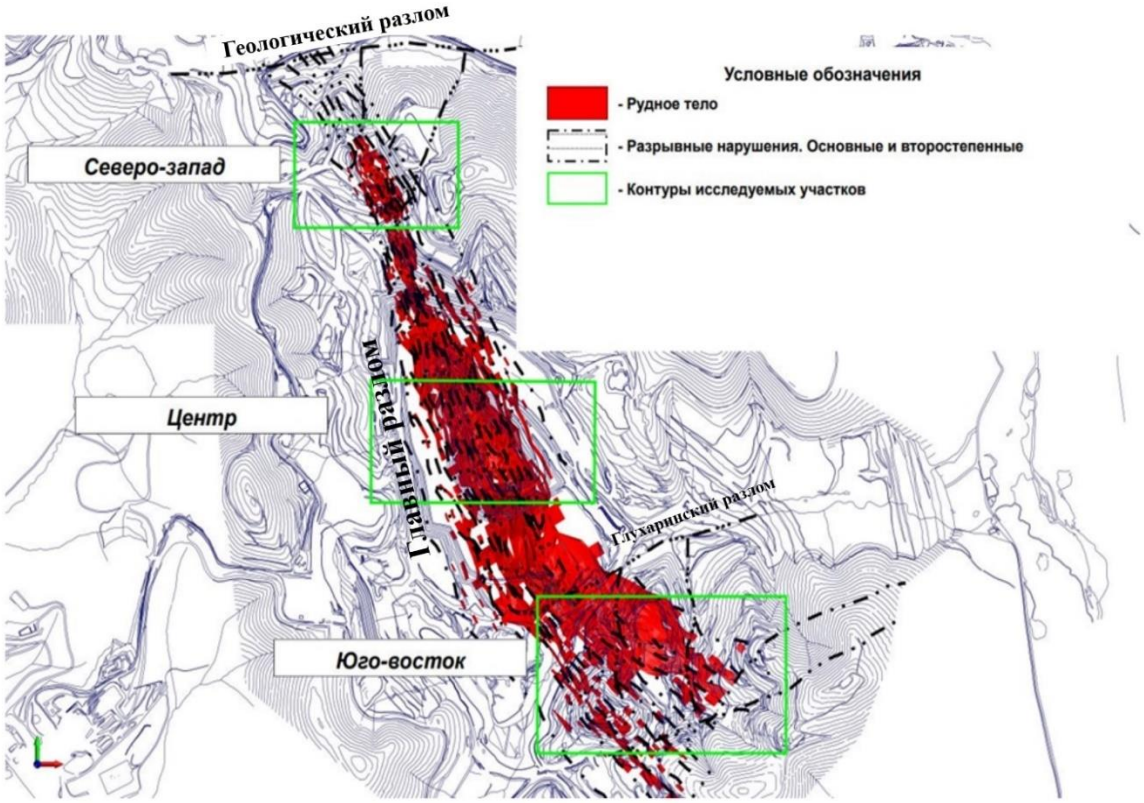


Рисунок 1. Пространственное соотношение рудных тел Наталкинского месторождения и разломов.

Более детальное рассмотрение Юго-Восточного участка, представленного геологическим разрезом С, помимо смены пород пионерской свиты (P_2pn) на атканскую (P_2at), фиксирует несогласие в залегании омчакской свиты (P_2om), также вмещающей рудное тело и атканской свиты (P_2at). Причиной данного геологического строения может являться более маломощный разлом, проходящий по руч. Глухаринский вкрест простирания Главного разлома.

Предполагается, что именно этот разлом и разлом, проходящий по ручью Геологический в пределах Северо-Западного участка способны оказать влияние на вещественный состава руды в пределах исследуемых автором участков.

Тектоническая обстановка района исследований и связанная с ней система трещиноватости также отчасти определяет и обуславливает движение подземных вод и их химический состав. Основываясь на актуальных гидрогеологических отчетах, были выделены разломные зоны северо-восточного направления, ограничивающие зону оруденения с запада и востока, и широтного направления, разделяющие, в частности, Северо-западный и Центральный участки, являющиеся зонами пониженных фильтрационных свойств и представляющие собой гидродинамические барьеры. В то же время, внутри зоны оруденения, особенно в направлении простирания основных – Главного, и Северо-Восточного разломов, гидродинамическое возмущение от откачки распространялось достаточно быстро, что свидетельствует о наличии здесь открытых трещин субмеридионального направления и высоких показателях проницаемости (Г. Е. Пирогов и др., 2021). Следовательно, возможное преобразование вещественного состава руды непосредственно в пределах юго-восточного участка может быть следствием особенностей состава растворов подземных вод в пределах участка, а также техногенного обогащения просачивающихся поверхностных вод при их контакте с породами повышенной трещиноватости.

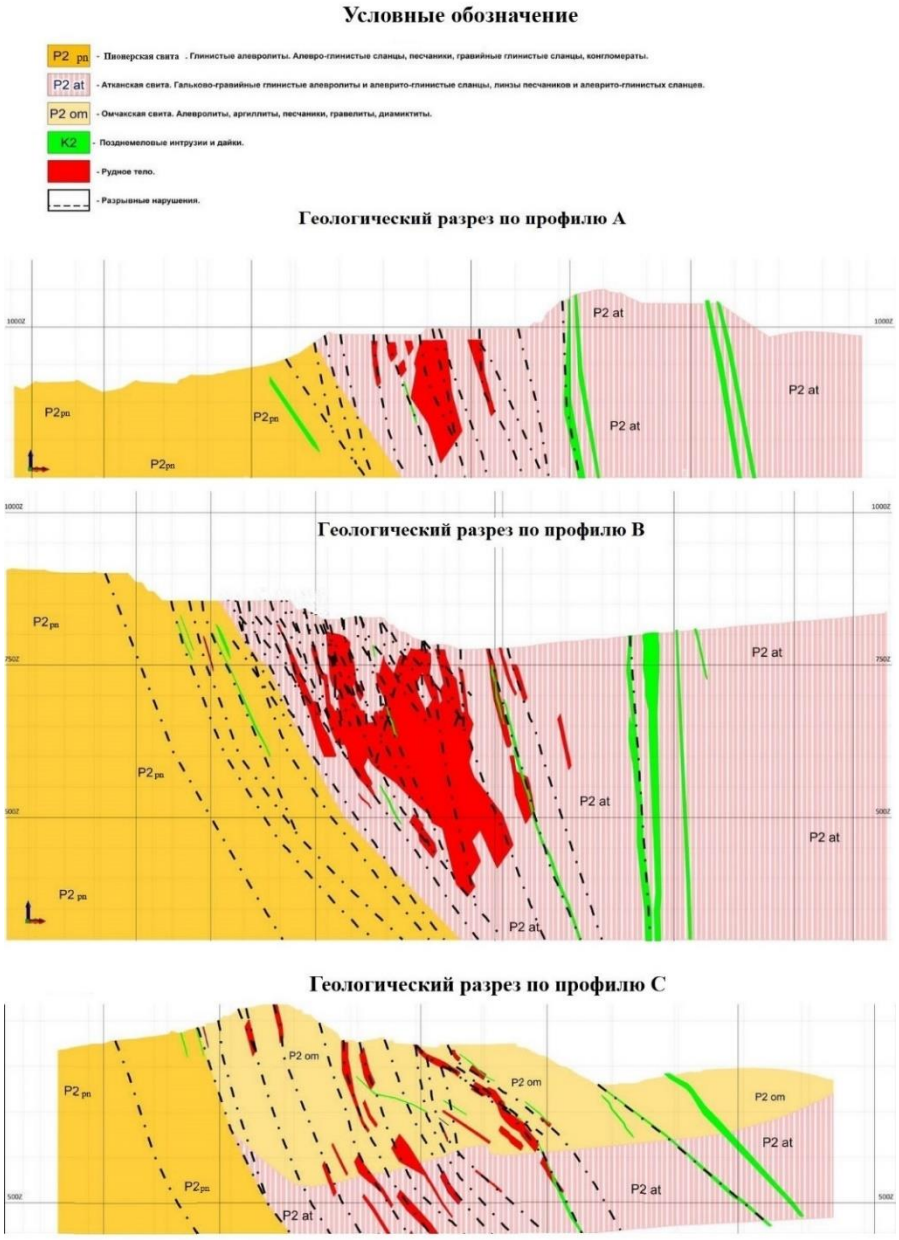


Рисунок 2. Геологические разрезы по исследуемым участкам.

На основании ретроспективных данных, полученных путем выполнения моделирования рудообразующей системы, анализа строения геохимического поля, а также на металлогенической позиции месторождения в целом (Гончаров и др., 2002), установлено, что перемещение и концентрация химических элементов, участвующих в формировании рудного состава, происходит вследствие тектонических процессов. Считается, что первичное рудное вещество на Наталкинском месторождении изначально содержалось во вмещающих породах, а его дифференциация и последовательная концентрация обусловлены комплексным воздействием энергии магматических масс и последующих химических реакций. Предполагается, что Главный разлом, является основной причиной мобилизации рудного вещества, а поперечные разрывные нарушения по ручьям Глухаринский и Геологический способны оказывать влияние именно на разницу в вещественном составе руды.

Гончаров. В. И., Ворошин. С. В., Сидоров В. А. Наталкинское золоторудное месторождение 2002 г. 250 стр.

Пирогов. Г. Е., Кузнецов. С. В., Довайлян В. Е. Отчет ОЭР. 2021 г. 120 стр.

Россыпная золоторудная ассоциация района среднего течения р. Ульбея (Охотский район, Хабаровский край)

Смирнов Д. И.[1], Гуськов Д. А.[1], Павлова М. А.[1, 2], Петров С.В.[1]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, smirnov.di.10@mail.ru*
[2]*Имин ЮУ ФНЦ Миг УрО РАН, г. Миасс*

Введение

Территория среднего течения р. Ульбея неоднократно привлекала внимание, как объект поиска россыпей золота, однако из-за достаточно низких содержаний дальнейшие работы прекращались. Между тем, в последние десятилетия наметилась тенденция снижения кондиций для проявлений россыпного золота. Вследствие чего данный россыпной район встал в разряд перспективных на выявление промышленных россыпей золота. Кроме того, сохраняются высокие перспективы района на обнаружение коренных источников металла.

Объектом исследования в данной работе стали россыпи ручьев Левый Джанку, Гранитный, Пасмурный, Брусничный, Устуг, Подъем, Хворый, Узкий и Кукулькинджа, которые непосредственно относятся к среднему бассейну р. Ульбея. Выше перечисленные водотоки в административном отношении располагаются в Охотском районе Хабаровского края примерно в 200 км на север от р.п. Охотск. В геологическом плане исследуемая территория расположена в пределах центральной части Охотского срединного массива, который является частью Охотско-Чукотского вулканического пояса. В целом, данный район приурочен к зоне экзоконтакта Ульбейского гранитоидного массива, сложенного субщелочными гранитами ($К_2$) - с вмещающими его преимущественно терригенными, эффузивными, а также карбонатными породами (Захаров, 1961). Выше упомянутые водотоки пространственно подразделяются на три группы – южную (Брусничный, Устуг, Подъем), центральную (Левый Джанку, Гранитный, Пасмурный) и северную (Хворый, Узкий, Кукулькинджа). Целью работы является выявление закономерностей распределения россыпной золоторудной ассоциации южной, центральной и северной групп ручьев на основе их сопоставления в геологическом строении, геоморфологии, особенностях минерального состава шлиховых проб и типоморфизма золота из аллювиальных россыпей.

Материалы и методы

Фактическим материалом для данного исследования послужили 75 шлиховых проб, которые были отобраны в ходе полевых работ ООО «ГГП Марекан». Из шлиховых проб было выделено 57 зерен золота. Определение минерального состава шлиховых проб производилось под бинокуляром Leica M 125C (РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования). Определение химического состава зерен золота производились на сканирующем электронном микроскопе «Hitachi S-3400N с энергодисперсионной приставкой (аналитик Н.С. Власенко) (РЦ СПбГУ «Геомодель»).

Геология района

Северная группа ручьев на протяжении своего течения дренирует вулканогенно-осадочные породы. В районе руч. Хворого водоток прорезает породы ранне-позднедевонских конгломератов, глинистых и известково-глинистых сланцев, а также позднедевонские известковистые туфы андезитов с прослоями глинистых сланцев, туфоконгломератов и туфопесчаников. Ручьи Узкий и Кукулькинджа помимо девонских образований, дренируют породы раннепермского возраста, которые представлены алевролитами с прослоями углистых аргиллитов и песчаников (Казакова, 2013).

Центральная и южная группа ручьев в большинстве случаев дренируют зону контакта меловых гранитов с вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Ручьи Левый Джанку, Гранитный и Пасмурный прорезают породы позднемеловых субщелочных гранитов и пермских осадочных пород (песчаники со слоями гравелитов, алевролитов и углистых аргиллитов). Водотоки южной группы помимо выше указанных пород, дренируют триасовые

осадочные породы, представленные аркозовыми песчаниками и слюдистыми алевролитами с единичными пластами гравелитов и конгломератов (Казакова, 2013).

Северная группа ручьев

Северная группа ручьев представлена левым притоком р. Сибега – руч. Узкий, правым притоком р. Ульбея – руч. Кукулькинджа, а также правым притоком руч. Анмандыкан 2-й – руч. Хворый. Россыпи данных водотоков являются аллювиальными мелкозалегающими однопластовыми и приурочены к пойменной части долин (Билибин, 1955). Современный аллювий характеризуется плохой сортированностью и представлен галькой, валунами, глыбами с песком и гравием. Кроме этого, вышеупомянутые водотоки характеризуются V-образными долинами и крутым тальвегом (Братухин, 1958). В ходе шлихового опробования данной группы ручьев было установлено, что аллювиальные отложения повсеместно содержат в себе знаки самородного золота. Отбор проб производился из современного руслового аллювия закопушами на глубину от 0,1 до 0,5 м. Опробован современный аллювий активного слоя.

Минеральный состав шлиховых проб схож для всей северной группы. Первоочередную роль в пробах играют минералы тяжелой фракции: магнетит и ильменит. На их долю приходится около 65 % пробы. В шлихах руч. Узкий минералы на четверть представлены гранатом и амфиболом. В резко подчиненном количестве обнаруживаются монацит, пирит, циркон и халькопирит (от 0,5 % до 4,5 %). Помимо этого, эпизодически наблюдаются единичные зерна галенита, сфалерита и шеелита. Минеральный состав шлиховых проб руч. Кукулькинджа схож с пробами, отобранными из руч. Узкий. Небольшие различия встречаются в соотношении монацита, амфибола, циркона и халькопирита. Помимо этого, встречаются единичные находки зерен малахита и киновари. Пробы, отобранные из руч. Хворый практически аналогичны в минеральном составе образцам из вышеуказанных водотоков. В них почти 65 % приходится на такие минералы, как магнетит и ильменит. Оставшаяся часть шлихов представлена гранатом, амфиболом, цирконом, монацитом, сфалеритом и пиритом. Помимо этого отмечаются единичные зерна халькопирита, шеелита, галенита, биотита, малахита и азурита.

Зерна золотин имеют в основном уплощенную, изогнутую и удлиненную форму. Размер может достигать 2800 мкм, в среднем составляет 800 мкм. Золото плохо окатанное, цвет изменяется от светло и тускло-желтого до ярко-желтого. Почти во всех золотинах присутствуют пленки темно-серого и темно-бурого цветов.

Центральная группа ручьев

Центральная группа представлена правыми притоками р. Сибега – ручьями Левый Джанку и Пасмурный, а также правым притоком р. Элкан – руч. Гранитный. Для водотоков данной группы характерны аллювиальные россыпи. Россыпь руч. Левый Джанку двухъярусная: верхняя часть имеет подвесной плотик и представлена слоистой глиной с прослоями песка и суглинка, нижняя часть расположена на коренных породах. В нижнем и среднем течении ручья россыпи локализованы друг под другом. Россыпи ручьев Гранитный и Пасмурный, в целом, схожи. Это простые одноуровневые россыпи, которые располагаются в виде лентообразной залежи, представляя собой линейные тела. В геоморфологическом плане водотоки на большей части своего течения дренирует 10 и 40 метровые террасы. Русла врезаны в 1,5 метровые надпойменные террасы, ширина долин около 150-200 м. Состав аллювия характеризуется породами, участвующими в геологическом строении территории, которую дренируют ручьи. Это в основном интрузивные, а также осадочные и эффузивные породы с песком и гравием (Братухин, 1958). Шлиховое опробование ручьев этой группы показало повсеместное нахождение золота в аллювиальных отложениях.

Минеральный состав шлихов схож для всей центральной группы, однако, некоторые различия присутствуют. Большая часть всех проб представлена магнетитом и ильменитом. Ручей Левый Джанку характеризуется повышенным содержанием амфибола, циркона и шеелита, а также нахождением единичных зерен киновари по сравнению с другими водотоками данной группы. Ручей Гранитный имеет практически аналогичный минеральный состав шлиховых проб по сравнению с руч. Левый Джанку. Минеральный состав проб характеризуется лишь повышенным содержанием монацита, пирита и халькопирита. Состав шлихов руч. Пасмурный несколько отличается от соседствующих водотоков, так для ручья характерно повышенное

содержание магнетита, монацита и халькопирита. Помимо этого, в пробах зафиксировано полное отсутствие амфибола и достаточно низкие содержания циркона и пирита.

Морфология зерен золота центральной группы очень изменчива. Так форма золота из россыпи руч. Левый Джанку характеризуется большим разнообразием: от изометрических до сильно изогнутых и игольчатых разновидностей. Размер варьирует от 300 до 800 мкм. Цвет ярко-желтый, с пленками темных отпечатков. Поверхности зерен неровные, ксеноморфные. Морфология зерен золота руч. Гранитный обладает своей спецификой. Форма изменяется от комковатой до лепешковидной. Поверхности зерен неровные и бугристые. Цвет аналогичен зернам золота из руч. Левый Джанку. Размер, форма, степень окатанности и характер поверхности также практически идентичны показателям золотин из руч. Левый Джанку. Зерна золота из руч. Пасмурный обладают схожими характеристиками по отношению к золотинам из двух вышеуказанных водотоков. Их форма изменяется от сплющенных до изометрических и вытянутых разновидностей. Поверхность золотин меняется от средней окатанности до крючковатых вариаций. Цвет варьирует от светло-зеленовато-желтого до желтого (Павлова, 2021).

Южная группа ручьев

Южная группа ручьев является левыми притоками руч. Нюлкали 2-я, с протяженностью от 7 до 10 км. Россыпи водотоков характеризуются простым строением. Это однопластовые мелкозалегающие аллювиальные россыпи, которые приурочены к пойменной части долин (Билибин, 1955). Ширина долин в верховьях водотоков изменяется от 250-300 м (руч. Брусничный) до 100-150 м (руч. Устуг), в низовьях – 500-600 м. Склоны симметричные, покрыты крупноглыбовым делювием. Для данных водотоков в верхнем и среднем течении не характеры собственные террасы, за исключением пойменных низкого уровня. В нижнем течении для ручьев присущи 5-7-метровые, а для руч. Подъем 20-метровые ледниковые террасы, сложенные различными эффузивными породами. Ширина пойменной части у всех ручьев схожая и составляет 15-20 м, русловая варьирует от 2 до 8 м. Глубина в обычное время 0,3-0,4 м, во время паводков – 0,8-1 м. (Братухин, 1958). В ходе шлихового опробования ручьев выявлена лишь знаковая золотоносность. Так для руч. Брусничный и Устуг основное количество знаков золота приурочено к среднему течению, аллювиальные отложения руч. Подъем знаков золота не содержат. Следует отметить, что отбор проб производился из современного руслового аллювия на глубине от 0,1 до 0,3 м.

Минеральный состав шлиховых проб руч. Брусничный и Устуг, в целом, схожий. Почти 70 % приходится на минералы тяжелой фракции: магнетит и ильменит. Оставшаяся часть представлена гранатом, амфиболом, цирконом, монацитом, сфалеритом и пиритом. Помимо этого, встречаются единичные зерна халькопирита, галенита и шеелита. Основное различие шлиховых проб отобранных из двух выше указанных водотоков состоит в процентном содержании граната, амфибола, циркона и монацита. Среди прочего, в пробах руч. Брусничный зафиксировано 0,5 % содержания биотита, что является исключением для ручьев южной группы. Минеральный состав шлихов руч. Подъем несколько отличается от вышеупомянутых водотоков. Главное отличие состоит в большем содержание таких минералов, как гранат, циркон и монацит, а также в меньшем содержание сфалерита. Кроме этого, в пробах полностью отсутствуют халькопирит и галенит.

Золото из руч. Брусничный плохо окатанное, со средним размером 600 мкм. Форма характеризуется большим разнообразием: от удлиненных до занозистых и пластинчатых разновидностей. Цвет изменяется от тускло до ярко-желтого, почти во всех золотинах присутствуют примазки темно-серого цвета. Для руч. Устуг характерно золото плохой окатанности, с размером 550 мкм. Цвет, форма и характер поверхности аналогичны зернам золотин из руч. Брусничный.

Выводы

Географическое деление водотоков на группы подтверждается тем, что ручьи дренируют разные породы. Для северной группы, это в основном вулканогенно-осадочные породы. Для центральной и южной групп, это контакт интрузивных пород с вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Кроме этого, для каждой группы ручьев характерны свои особенности геоморфологического строения. Северная группа отличается крутыми V-образными долинами и

плохо отсортированным аллювием. Для центральной группы характерной чертой является то, что водотоки дренирует 10 и 40 метровые террасы. Южная группа ручьев выделяется широкими долинами, симметричными склонами, а также отсутствием собственных террас в верхнем и среднем течении.

В минеральном составе шлиховых проб из групп также присутствуют особые различия. Для всех групп первоочередную роль играют минералы тяжелой фракции: магнетит и ильменит. Для северной группы ручьев около 30% шлиха суммарно приходится на гранат и амфибол. Оставшаяся часть представлена монацитом, пиритом, цирконом, сфалеритом и халькопиритом. Для центральной группы характерно повышенное содержание амфибола, циркона, пирита, сфалерита, галенита и шеелита по отношению к другим группам, а также нахождение единичных зерен киновари. Южная группа характеризуется пониженным содержанием циркона, монацита, сфалерита, халькопирита, галенита и шеелита, а также повышенным содержанием биотита.

Что касается морфологии зерен золота, то для северной группы характерна уплощенная и удлиненная форма. Золотины характеризуются плохой окатанностью, тускло-ярко-желтым цветом, а также присутствием примазок темно-серого и темно-бурого цветов. Форма золотин отобранных из центральной группы ручьев очень изменчива. Встречаются изометрические, сильно изогнутые, комковатые и игольчатые разновидности. Размер золота небольшой и составляет в среднем около 500 мкм. Цвет изменяется от светло-зеленовато-желтого до ярко-желтого с примазками темных отпечатков. Поверхности зерен неровные, бугристые, средней окатанности. Золотины из южной группы ручьев выделяются плохой окатанностью. Форма отличается большим разнообразием: от удлиненных до занозистых и пластинчатых разновидностей. Цвет изменяется от тускло до ярко-желтого, почти во всех золотинах присутствуют примазки темно-серого цвета.

Однако в некоторых аспектах группы обладают некоторым сходством и подобием, что закономерно обусловлено расположением всех водотоков в пределах одной геологической структуры. Так, например, благодаря присутствию в шлиховых пробах всех групп ручьев минералов с низкой механической прочностью, таких как халькопирит, сфалерит, малахит и киноварь, а также наличию плохой окатанности зерен золота и присутствию в них примазок темно-серого и темно-бурого цветов, все россыпи данной территории следует рассматривать как объекты ближнего сноса.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. Акад. наук СССР. - [2-е изд.]. - Москва: Изд-во Акад. наук СССР, 1955. 472 с.

Братухин Ю.Г., Юдина В.Н. Отчет «О работе Сибеганской детальной геолого-поисковой партии масштаба 1:50 000 за 1958 г». том I.

Захаров М.Н. Отчет о работе Нюлкалинской геолого-съемочной партии масштаба 1:50000 за 1960 год в 2-х томах. Пос. Хасын. 1961. Том №1. С. 316.

Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-54 – Оймякон. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.

Павлова М.А., Решетников П.А., Гуськов Д.А., Петров С.В., Бушуев Я.Ю. Россыпная минерализация юго-западного обрамления Ульбейского гранитоидного массива (Охотский террейн) // Новое в познании процессов рудообразования: Сборник X Российской молодежной научно-практической Школы. 2021. С. 224-227.

Перспективы включения участка «Путевой» в состав Кунар-Серебрянского золоторудного узла (полуостров Таймыр)

Соколов Д. А.[1]

[1]*МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва, 89175562506@mail.ru*

Участок «Путевой» находится на северной границе листа карты Т-48-XXV, XXVI, XXVII в Шренк-Фадеевской аккреционной зоне в междуречье Серебрянки и Ханневича в области распространения лаптевской толщи. Геофизические данные указывают на вероятное нахождение на юге участка неэродированного гранитного массива. Предыдущими работами были обнаружены вторичные потоки рассеяния золота, платины, серебра, меди, олова, кобальта, что дало основания предполагать наличие зон рудной минерализации. Севернее участка «Путевой» находится Кунар-Серебрянский золоторудный узел, имеющий непосредственную границу с изучаемым объектом на границе листов геологических карт Т-48-XIX, XX, XXI и Т-48-XXV, XXVI, XXVII. Площадь Кунар-Серебряного рудного узла характеризуется складчато-разрывными деформациями северо-северо-восточного простирания. Большая часть отложений представлена метавулканитами лаптевской толщи, по которым вдоль разломов развиты площадная пропилитизация, а также мощные (до 700 м) и протяжённые (до 5 км) зоны березит-лиственитовых изменений, отмечаются обширные ореолы сульфидизации (Гавриш, 2016; Качурина, 2012). Северная часть Кунар-Серебряного рудного узла была изучена одной линей из 5 колонковых скважин. Результаты пробирно-спектрального анализа показали содержания золота на некоторых интервалах от 0,1 до 5,25 г/т, а по отдельным пробам до 50 г/т (Гавриш, 2016). Задачами полевых работ 2022 года на участке «Путевой» являлись геологическое картирование, поиски полезных ископаемых, отбор сколковых и литохимических проб. Макроскопические полевые описания образцов указывают на обширные гидротермально-метасоматические преобразования пород. Рудная минерализация представлена магнетитом, пиритом, минералами меди (часто обнаруживаются налёты малахита и азурита). Проведённый первичный анализ полученных данных характеризует участок «Путевой» как перспективный и заслуживающий продолжения геологических поисковых исследований с учетом возможного включения в состав Кунар-Серебрянского рудного узла.

Гавриш А.В. и др. Зональность Кунар-Серебрянской площади аккреционной зоны докембрия полуострова Таймыр // Сборник тезисов докладов научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов — состояние и перспективы» (19 – 20 апреля 2016 г., Москва, ФГУП ЦНИГРИ). М: ЦНИГРИ. 2016. 136 с.

Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45 – 48 –м. Челюскин. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. с. + вкл.

Минералого-геохимические особенности апатита месторождения Кондёр

Соколова Л. А.[1], Толмачёва Е. В.[2], Якубович О. В.[1,2]

[1]*Санкт-Петербургский Государственный университет, г. Санкт-Петербург, sokolovalidia@inbox.ru*
[2]*Институт Геологии и Геохронологии Докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

Щелочно-ультраосновной массив Кондер является источником платиноидов для уникальной платиновой россыпи рек Кондёр-Уоргалан. В россыпи, помимо платины, встречается золото (тетрааурикуприт, аурикуприт, самородное золото), источник которого однозначно не определен (Мочалов, 2019). В данной работе приведены первые данные о находке включений самородного золота в апатите из массива Кондер, а также данные о составе и микротермометрии флюидных включений в нем.

Концентрически-зональный массив Кондер расположен в Ю-В части Алданского щита. Он представлен ультраосновными и щелочными породами и имеет дунитовое ядро, окруженное клинопироксенитовой каймой. С клинопироксенитами контактируют дугообразные тела габбро, косьвитов (клинопироксениты с повышенным содержанием магнетита). Также косьвитами сложены многочисленные дайки в пределах дунитового ядра и крупная интрузия в западной части. По косьвитам развиты метасоматиты с высоким содержанием апатита. Формирование платиновой минерализации на массиве происходило в течение длительного периода времени с 143 до 115 млн лет (Мочалов и др., 2021).

Крупный кристалл апатита (~ 1см) из глинисто-песчанных отвалов геолого-разведочной траншеи с высыпками обломков метасоматитов, щелочных пегматитов и косвитов водораздела между верховьями руч. Прямой и Аномальный (коллекция Мочалова А.Г.) был изучен методами рамановской микроскопии (РЦ «Геомодель», СПбГУ), микротермометрии (ИГГД РАН) и электронной и оптической микроскопии («Ресурсный центр микроскопии и микроанализа», РЦ «Рентгено-дифракционные методы анализы вещества», СПбГУ).

Изученный апатит, является разновидностью гидроксилапатита, с примесью Sr. При изучении поверхности естественного скола кристалла апатита было обнаружено множество полостей (рис. 1, А, Б). Некоторые полости заполнены агрегатами соединений золота и серебра. Формы выделения таких соединений: пластинчатые, комковатые. Встречаются полностью заполненные рудными минералами полости. Размер выделений до 50 мкм.

При оптическом изучении плоскополированных пластинок было замечено большое количество жидких и газово-жидких включений (рис. 2, А, Б). Большинство имеет удлиненную форму и одинаковую ориентировку. Также в апатите присутствуют и изометричные включения.

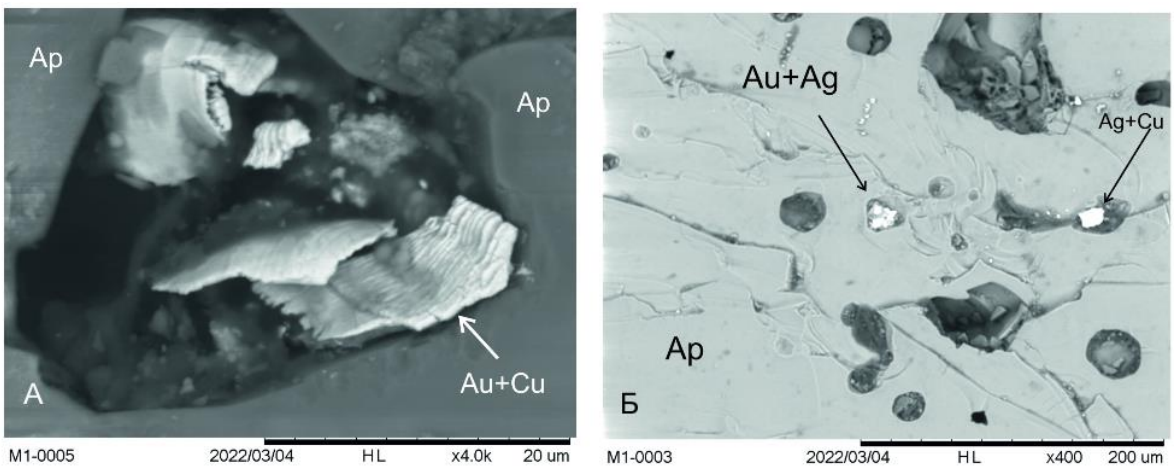


Рисунок 1. А, Б – включения соединений золота и серебра в апатите.

Определение состава газово-жидких включений, проводилось на Рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800**.** Выявлено, что оба типа включений представлены водными растворами, содержащими анионы SO_4^{2-} (пик на 980) и CO_3^{2-} (пик на 1064). Пузырьки газа представляют собой CO_2 (два пика 1285 и 1388) (Frezzotti et al., 2012).

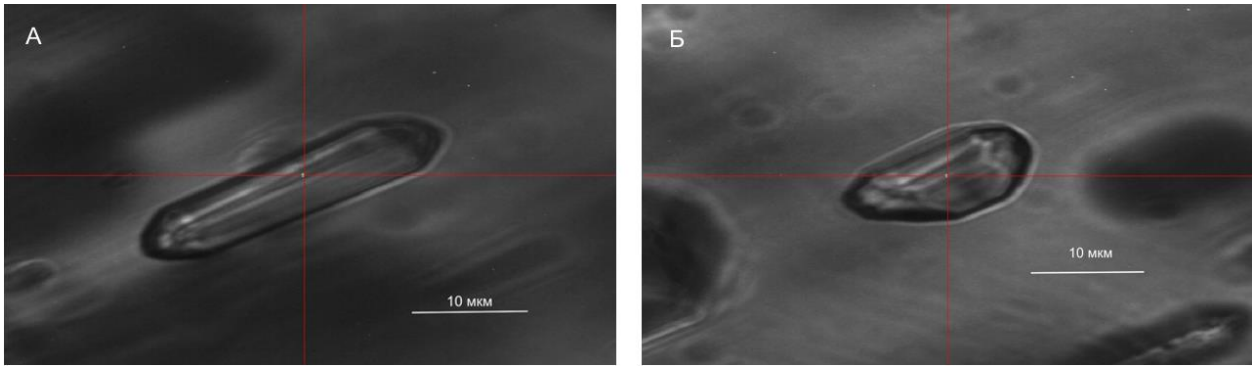


Рисунок 2. А, Б – флюидные включения в апатите.

Определение температур гомогенизации флюидных включений была проведена методом микротермометрии с помощью среднетемпературной термокамеры на микроскопе «Leica». Среди включений отмечаются первичные сингенетические газово-жидкие включения и водно-солевые включения, что свидетельствует о расслоении исходного флюида. Флюидные газово-жидкие флюидные включения имеют различную степень наполнения газом: F от 0.3 до 0.6. Температура гомогенизации газово-жидких включений с F=0.3 – 230°C, а F=0.6 – 260°C. Проведенные исследования позволяют предположить, что разная степень наполнения в единых цепочках сингенетических включений свидетельствует о вскипании флюида: т.е. образование метасоматического апатита происходило в условиях декомпрессии. Большая часть водно-солевых включений декрепитирована: флюид удалялся из них по трещинкам. Единичные, наиболее мелкие (3-5 мкм) включения гомогенизируются в температурном интервале 260±20°C, но обычно не полностью, так как единичные субмикроскопические кристаллические фазы при этой температуре сохраняются. Дальнейшее нагревание включений приводит к нарушению герметичности включений.

Вывод. Образование апатита происходило в условиях декомпрессии, при этом флюид испытывал вскипание. При вскипании флюид расслаивался на две части, одна из которых газовыми компонентами и водой, а другая – солями, золотом и другими самородными элементами. При нарушении целостности вакуоли в полости кристаллизуются соли и самородные минералы.

Авторы выражают благодарность А. Г. Мочалову за предоставление образцов.

Frezzotti, M. L., Tecce, F., & Casagli, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis //Journal of Geochemical Exploration. 112.P. 1–20. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009

Мочалов, А. Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край). In Минералогический Альманах. 2019.

Мочалов, А. Г., Якубович, О. В., Стюарт, Ф. М., Бортников, Н. С. Новые свидетельства полицикличности платинометалльных россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондёр: результаты 190 Pt– 4 He-датирования . Доклады Российской Академии Наук. Науки О Земле. 2021. 498(1). 23–30. https://doi.org/10.31857/s2686739721050108

Условия образования руд Ново-Учалинского колчеданного месторождения, Южный Урал

Спирина А. В.[1], Грознова Е. О.[1,2], Викентьев И. В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, adelina.spirina@bk.ru*
[2]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*

Идея о магматогенном происхождении флюида, формирующего колчеданные месторождения, дискуссионна (Амплиева и др., 2008; Викентьев и др., 2012; Ayupova et al., 2022; Vikentyev et al., 2013). Недавно начатая подземная отработка крупного Ново-Учалинского месторождения сделала возможным его детальное опробование и исследование современными методами. Учалинское рудное поле расположено в северном замыкании Магнитогорской мегазоны и сложено среднедевонскими стратифицированными образованиями, смятыми в крутые высокоамплитудные складки (Ново–Учалинское …, 1999). Рудная залежь Ново-Учалинского месторождения представлена крутопадающим, запрокинутым на запад, уплощенно-линзовидным до лентовидного медно-цинково-колчеданным телом с C_{Zn}>>C_{Cu}, C_{Au}~1.7 г/т, C_{Ag}~26г/т.

На Ново-Учалинском месторождении с целью изучения условий рудообразования были выбраны образцы из разных участков колчеданной залежи – в основном сплошные руды, а также участки контактов с вмещающими вулканитами, дайками габбро и микрогаббро и из серицит-кварцевых апориолитовых метасоматитов. Индивидуальные флюидные включения (ФВ) изучены в кварце и карбонате из 8 образцов. Микротермометрические исследования проводились на термокриокамере THMSG–600 «Linkam» с использованием высокоразрешающего длиннофокусного объектива 50х “Olympus” (ИГЕМ РАН, ИЭМ РАН). Поправка на давление не вводилась, поэтому приводимые температуры гомогенизации ($T_{гом}$) соответствуют минимальной температуре минералообразования; точность измерений ±0.2°. Состав и концентрация растворов изучались методом криометрии. По температуре плавления эвтектики ($T_{эвт}$) определялся солевой состав растворов (Spenser et al., 1990; Devis et al., 1990). Измеренные $T_{эвт}$ растворов практически всех изученных ФВ имеют значения ниже, чем $T_{эвт}$ химически чистых систем, что обусловлено присутствием в растворах небольших количеств иных, помимо Na, Mg, Ca, катионов. По температуре плавления льда ($T_{пл}$) рассчитывалась их концентрация (Bodnar, Vityk, 1994) в мас. % экв. NaCl. Измерения велись для групп включений с одинаковым соотношением фаз во избежание ошибок, связанных с расшнуровкой вакуолей после гетерогенизации флюида (Реддер, 1987). Анализы изотопного состава серы выполнены в ИГЕМ РАН (Е. О. Дубинина) по стандартной методике (Фор, 1989).

В отличие от многих других месторождений северной части Магнитогорской зоны (Карпухина и др., 2013) ни в одном из образцов Ново-Учалинского месторождения не установлены признаки вскипания гидротермального флюида, а газово-жидкие включения оказались более редкими и мелкими. Для исследования были выбраны двухфазные ФВ размером 7-10 мкм. Для изучения ФВ, характеризующих условия образования минерала, выбирались первичные ФВ либо вторичные ФВ, сингенетичные образованию этого минерала. При комнатной температуре по фазовым соотношениям все ФВ – двухфазные, содержащие раствор и газовый пузырек (г+ж), который занимает 20-30% объема вакуоли. Результаты микротермометрических исследований 61 ФВ в кварце (6 образцов) и 26 ФВ в карбонате (3 образца), представляющих различные минеральные ассоциации Ново-Учалинского месторождения, суммированы на графиках (рис. 1).

В **кварцевых** линзовидных прожилках в сплошной руде – *халькопирит-пиритовой* (обр. 2722/140.5; 2551/1075, средняя часть залежи) и *халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциаций* (2723/125.2, средняя часть), а также в гнездах кварца *сфалерит-пиритовой ассоциации* (обр. 2679/222, северная часть) флюиды имеют Na-хлоридный состав ($T_{эвт}$ -31.7…-20.2°C), значения $T_{гом}$ варьируют от 220 до 192°C, концентрация солей составляет от 5 до 12.3 мас% экв. NaCl.

Флюидные включения в кварце из образца с *халькопирит-пиритовой* ассоциацией, отобранного с контакта с вмещающими риодацитами (обр. 54а, гор. -130 м, северная часть) характеризуются Na-хлоридным составом ($T_{эвт}$ -33…-29.2°С), высокими $T_{гом}$ 350…341°С и низкой соленостью (1.1…3.4 мас% экв. NaCl). Флюидные включения в кварцевых жилах *серицит-кварцевых метасоматитов* (обр. 2529/1535, южная часть) характеризуется Na-хлоридным составом ($T_{эвт}$ = -29.1…-27.8°С), низкими $T_{гом}$ =185…175°С и концентрацией солей 4.8…7.9 мас% экв. NaCl).

В прожилке **карбоната** из *халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциации* (обр. 2723/125.2, средняя часть залежи) растворы первичных ФВ имеют хлоридный состав с преобладанием ионов Na^+ в большинстве случаев, реже – Mg^{2+} ($T_{эвт}$ = -33…-30°С. $T_{гом}$ варьируют в узком диапазоне 195…181°С, соленость меняется от 1.9 до 4.2 мас% экв. NaCl. В мелких гнездах карбоната, цементирующих массивную *сфалерит-пиритовую руду* из участка близ контакта с дайкой габбро (обр. 2685/200.5 северная часть) первичные двухфазные ФВ содержат Mg-Na-хлоридный, а часть из них – Na-хлоридный раствор ($T_{эвт}$ -35.1…-32.5°С), температуры гомогенизации (175…160°С) и вариации солености (0.9…3.9 мас% экв. NaCl). В прожилках карбоната *халькопирит-пиритовой руды* из участка в 0.1 м от контакта с дайкой микрогаббро (обр. 2679/179, северная часть) первичные двухфазные ФВ содержат минералообразующий флюид, который, судя по $T_{эвт}$ -35.2…-32.2°С имеет Mg-Na-хлоридный состав. Температуры гомогенизации не высоки и составляют интервал 176…160°С, соленость растворов не превышает 0.2…0.5 мас% экв. NaCl.

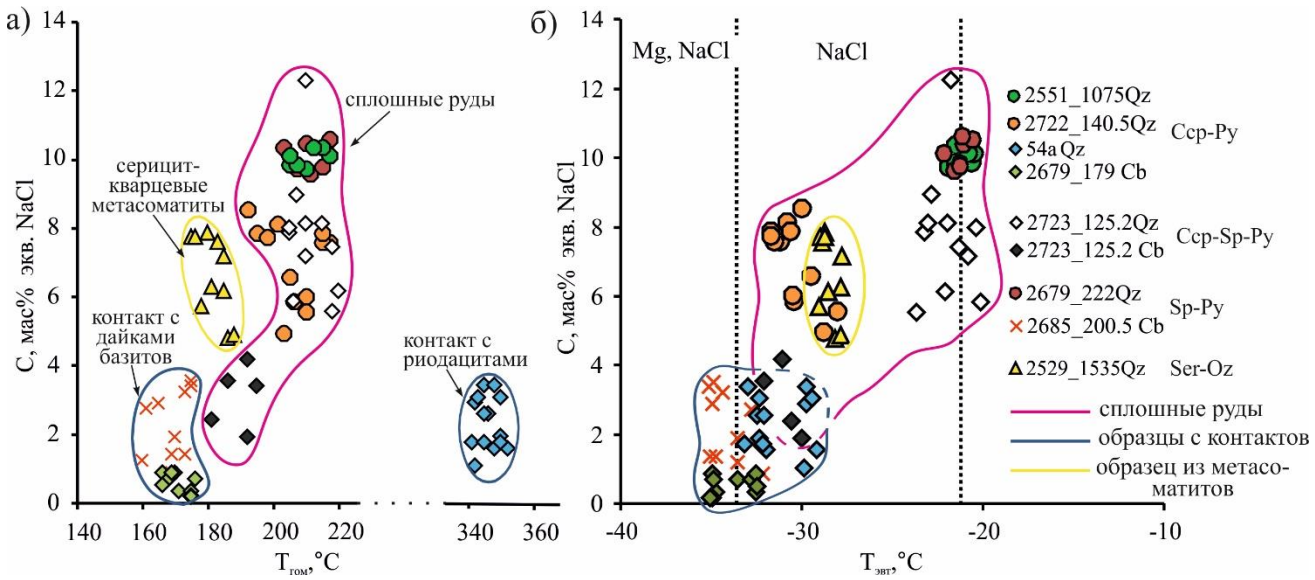


Рисунок 4. График зависимости температуры гомогенизации (а) и температуры плавления эвтектики (б) от концентрации растворов флюидных включений в минералах различных ассоциаций Ново-Учалинского месторождения.

Соотношения **стабильных изотопов серы** были проанализированы в главных рудообразующих сульфидах. В массивных и вкрапленных рудах изотопный состав серы $\delta^{34}S$ варьирует от –2.0 до +2.4‰ для пирита; по одному значению для халькопирита +0.9‰ и для сфалерита +3.1‰ (рис. 2). В целом, для сульфидов значения $\delta^{34}S$ изменяются в узких пределах. Узкий интервал колебаний отношений изотопов серы и небольшое отклонение этих значений от метеоритного стандарта указывает на главенствующую роль в процессе рудообразования серы магматического происхождения. Для соседнего Учалинского месторождения (Викентьев и др., 2008) сероизотопные значения $\delta^{34}S$ для сульфидов близки и составляет –5.6...+2.3‰ (верхние горизонты) и –2.8…+0.9‰ (глубокие горизонты, близкие по уровню Ново-Учалинскому месторождению).

Таким образом, растворы первичных флюидных включений имеют существенно хлоридный состав с преобладанием ионов Na^+, иногда с примесью Mg^{2+} (в образцах с контактов руды с дайками базитов). В рудах, с учетом трех ранее полученных замеров (Карпухина и др., 2013) $T_{гом}$ во ФВ варьирует от 350 до 192°С (в кварце) и от 195 до 160°С (в карбонате). Соленость

меняется в широком интервале от 0.2 до 12.3 мас% экв. NaCl. В составе сульфидов руд месторождения преобладает сера глубинного магматического происхождения.

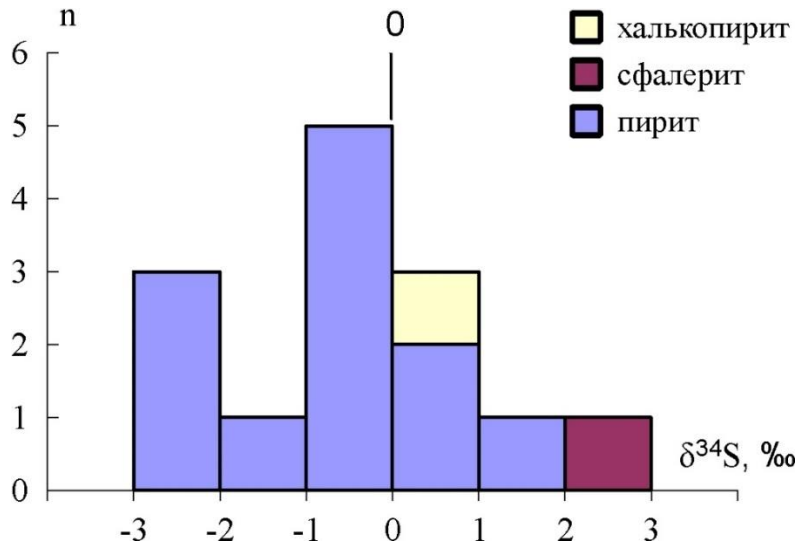


Рисунок 2. Изотопный состав серы сульфидов Ново-Учалинского месторождения.

Исследования выполнены в рамках базовой темы ИГЕМ РАН, а изучение ФВ – базовой темы ИЭМ РАН. Работы выполнены при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00849.

Амплиева Е.Е., Викентьев И.В., Карпухина В.С., Бортников Н.С. Роль магматогенного флюида в формировании Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения, Ю.Урал // Доклады Академии наук. 2008. Т.423. №4. С. 516-519.

Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443. № 3. С. 347-351.

Викентьев И.В., Карпухина В.С., Шишакова Л.Н., Прокофьев В.Ю., Носик Л.П. Условия образования Учалинского колчеданного месторождения (Ю.Урал) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. Мат. межд. научн. конф., посв. 100-летию акад. Ф.В. Чухрова. Москва: ИГЕМ РАН. 2008. С. 46-49.

Карпухина В.С., Наумов В.Б., Викентьев И.В. Генезис колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района (Южный Урал, Россия): свидетельства магматического вклада металлов и флюида // Геология рудных месторождений.2013. Т. 55. № 2. С. 145–165.

Ново–Учалинское медно–цинковоколчеданное месторождение Южного Урала / Пшеничный Г.Н., Волькинштейн М.Я., Николайченков Ю.С., Рыкус Н.Г., Исхаков М.А., Панова Н.В., Губанов Л.И., Миронов В.В., Рогожников А.К., Стахеев И.П., Храмова О.Г., Цепин А.И. Уфа: УНЦ РАН. 1999. 420 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Ayupova N., Melekestseva I., Maslennikov V., Sadykov S. Mineralogy and geochemistry of clastic sulfide ores from the Talgan VHMS deposit, South Urals, Russia: Signatures of diagenetic alteration // Ore Geology Reviews. 2022. V. 144. 104839.

Bodnar R.J. Vitik M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O – NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications: Short course of the working group “Inclusions in minerals”. Pontignano-Siena: Virginia Tech. 1994. P. 13 – 17.

Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H_2O, NaCl-KCl-H_2O, NaCl-$MgCl_2$-H_2O and $CaCl_2$-NaCl-H_2O // Geochim. Et Cosmochim. Acta, 1990. V. 54. № 3. P. 591 – 601

Spenser R.J., Moller N., Weare The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO_4 sistem at temperatures below 25 °C // Geochim. Et Cosmochim. Acta, 1990. V. 54. № 3. P. 575 – 602.

Vikentyev I.V., Simonov V.A., Borisova A.Y., Karpukhina V.S., Naumov V.B. Volcanic-hosted massive sulfide deposits of the Urals, Russia: Evidence for a magmatic contribution of metals and fluid // Mineral deposit research for a high–tech World. Jonsson E. Ed. Uppsala. 2013. P. 1526-1529.

Закономерности распределения элементов-примесей в гранатах из миаролитовых дунитов, хромититов и метасоматитов Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал)

Степанов С. Ю.[1], Паламарчук Р. С.[2], Корнеев А. В.[1], Артемьев Д. А.[2]

[1]*ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, stepanov@yandex.ru*
[2]*ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс*

Одним из уникальных образований Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива являются миаролитовые дуниты. Их особенность состоит в широком распространении миарол (полостей), выполненных кристаллами оливина и заполненными клинохлором, гранатом, реже везувианом. Такая структурно-текстурная разновидность дунитов выявлена только в сложении Нижнетагильского массива и не обнаружена в других зональных клинопироксенит-дунитовых массивах, известных в других складчатых областях. Первое описание миаролитовых разновидностей дунитов было опубликовано в 1928 году академиком А.Н. Заварицким (1928). Затем миаролы в дунитах были описаны академиком А.Г. Бетехтиным (1935). Детальная характеристика минерализованных полостей была приведена в рамках первого описания дунитовых пегматитов, выявленных в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах (Виноградская, 1954). Наиболее полный обзор развития минерализованных полостей в дунитах был составлен О. К. Ивановым (1986).

Практически все авторы, уделившие внимание миаролитовым разновидностям дунитов Нижнетагильского массива, в той или иной степени связывали их формирование с позднемагматическими пневматолитовыми процессами. Однако до настоящего времени не разработаны надёжные критерии, за исключением минералогических и структурных признаков, для установления генетической природы миарол в дунитах. С целью оценки относительного времени формирования и потенциальных источников вещества для минерализованных миарол были изучены закономерности распределения элементов-примесей в гранате, который практически повсеместно принимает участие в выполнении минерализованных полостей. Необходимо отметить также, что гранат широко распространён в качестве акцессорного минерала в жилах массивных, в том числе и платиноносных хромититах. Более того, в пределах Нижнетагильского массива известно коренное проявление граната (демантоида) в брусит-магнетит-серпентиновых аподунитовых метасоматитах. С этим объектом связана Бобровская россыпь демантоидов. Таким образом, в генетической связи с дунитами Нижнетагильского массива установлено как минимум три типа гранатовой минерализации. Анализ вещественных особенностей различных типов гранатов может стать источником новых фактов для понимания роли пневматолитовых и флюидно-гидротермальных процессов в становлении крупного платиноносного интрузива дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Гранаты в миаролах обычно выполняют центральную часть полости. Широко распространены примеры нарастания отдельных индивидов граната на хорошо огранённые кристаллы оливина, в то время как оставшееся пространство полости может быть выполнено клинохлором или скрытокристаллическим серпентиновым агрегатом. Несколько реже встречаются полости, полностью выполненные зернистым агрегатом граната (рис. 1а). Важно отметить, что в таких полостях гранат обычно подвержен растрескиванию, а трещины в нём выполнены серпентиновым агрегатом с подчинённым количеством кальцита (рис. 1б). Такого рода хрупкие деформации и характер развития новообразованных минералов указывают на то, что миароловая полость была сформирована до момента начала масштабной петельчатой серпентинизации дунитов.

Гранаты в хромититах обычно принимают участие в сложении минерализованных трещин. Эти трещины ориентированы перпендикулярно к направлению простирания

хромититовой жилы. В основном прожилки сложены серпентином в смеси с магнезитом и кальцитом, в подчинённом количестве встречается клинохлор. Гранат в сложении этих прожилков скорее выполняет роль акцессорного минерала (рис. 1в,г).

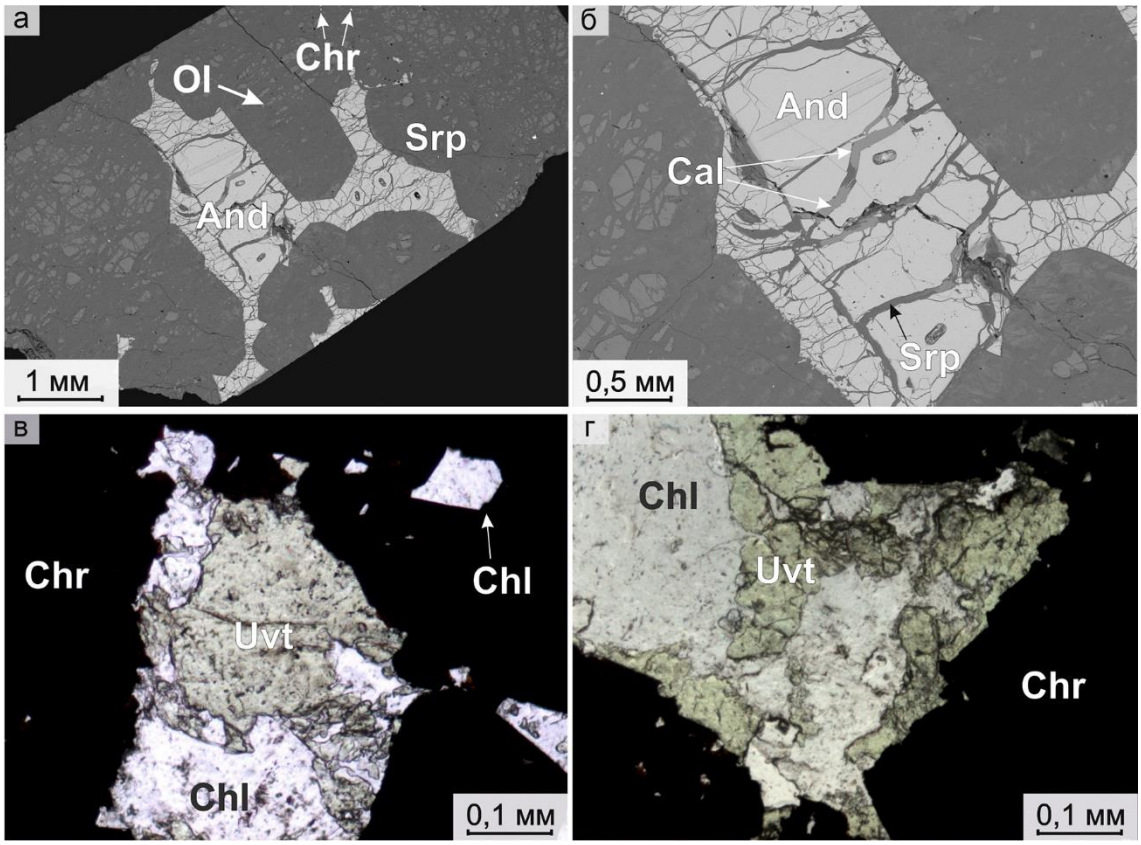


Рисунок. 1. Закономерности проявления гранатовой минерализации в миаролитовых дунитах (а, б) и хромититах (в, г) Нижнетагильского массива.

Фото в режиме BSE (а, б) и проходящем свете (в, г). Ol – оливин, Chr – хромит, Srp – серпентин, And – андрадит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Uvt – уваровит.

В западном эндоконтакте дунитового «ядра» Нижнетагильского массива выделена протяжённая зона, сложенная полнопроявленными аподунитовыми метасоматитами (Иванов, 1996). В северной части этой зоны отдельные зёрна демантоида или их скопления встречаются в офит-пикролитовых жилах, залегающих в брусит-магнетит-антигоритовых метасоматитах.

Для изучения химического состава и закономерностей распределения элементов-примесей были отобраны гранаты из трёх описанных выше минеральных ассоциаций. По результатам рентгеноспектрального микроанализа с применением волновых детекторов (Camebax SX10, ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, аналитик – И.А. Готтман) установлено, что все изученные гранаты являются представителями изоморфного ряда андрадит-уваровит с небольшой долей гроссулярового минала. Наибольшее содержание уваровитового минерала характерно для гранатов из хромититов жил – до 47 %. Для этих же гранатов отмечается наибольшая примесь гроссулярового минала – в среднем 20 %. Гранат в миаролитовых разновидностях дунитов может быть определён как хромсодержащий андрадит с содержанием андрадитового минала в среднем около 20 %. Содержание гроссулярового минала в таких гранатах не превышает 7 %. Минимальные содержания уваровитого и гроссулярового миналов установлены для демантоидов из россыпи р. Бобровка и её коренных источников – в среднем 0,06 % и 0,4 % соответственно.

Анализ распределения элементов-примесей в гранатах методом LA-ICP-MS (масс-спектрометр Agilent 7700x с приставкой для лазерной абляции new Wave Research UP-213, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН) позволил выявить ряд контрастных особенностей. Хромсодержащий андрадит из миаролитовых полостей по количеству лёгких редкоземельных элементов полностью аналогичен дунитам Платиносного пояса Урала. Тяжёлые редкие земли

накапливаются этой разновидностью граната и их содержание на порядок выше, чем в дунитах. Иная картина характерна для уваровита из хромититов, который содержит максимальное количество РЗЭ, по сравнению с другими гранатами из пород Нижнетагильского массива. Для спектра РЗЭ в уваровите характерен слабый отрицательный наклон от лёгких к тяжёлым редкоземельным элементам с явной отрицательной аномалией Nd. Содержание легких РЗЭ в гранатах из хромититов (рис. 2б) почти на порядок выше, по сравнению с гранатами из дунитов и самих дунитах (рис. 2а), хотя сумма тяжелых РЗЭ почти в два раза уступает сумме РЗЭ в гранатах из дунитов. Наиболее сложный характер распределение РЗЭ установлен для гранатов, связанных с аподунитовыми метасоматитами (рис. 2б). По сумме РЗЭ в целом и тяжелых РЗЭ гранаты из метасоматитов наиболее обеднены этими элементами. По сумме легких РЗЭ они занимают промежуточное место между уваровитом из хромититов и андрадитом из миаролитовых дунитов. Легкие РЗЭ распределены в этих гранатах «горбообразно» с резким увеличением нормированного к хондриту содержания Ce по сравнению с La и падением нормированного содержания Sm по сравнению с Nd. В правой части графика тренд распределения РЗЭ в гранатах из аподунитовых метасоматитов характеризуется слабым отрицательным наклоном, схожим с наклоном тренда для гранатов из хромититов, а по содержанию суммы тяжелых РЗЭ эти гранаты близки к дунитам.

Табл. 1. Состав гранатов из пневматолитовых дунитов (1–2), хромититов (3–4) и аподунитовых метасоматитов (5–6) Нижнетагильского массива (масс.%)

№	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	Сумма	Миналы %		
										Gros	And	Uvt
1	0.15	1.17	36.99	34.34	0.42	6.26	–	20.77	100.1	5.9	73.0	21.1
2	0.18	1.31	37.2	34.79	0.48	6.24	–	21.24	101.44	6.4	73.3	20.4
3	0.39	3.94	35.78	34.47	1.24	11.75	–	10.81	98.38	19.5	41.4	39.1
4	0.18	3.88	36.04	34.13	1.09	13.09	0.11	10.05	98.57	19.5	36.2	44.2
5	0.21	0.15	35.44	33.2	0.12	–	0.06	28.03	97.21	0.7	99.3	0.0
6	–	–	35.06	33.51	0.11	0.17	0.07	27.62	96.54	0.0	99.4	0.6

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения. Gros – гроссуляр, And – андрадит, Uvt – уваровит.

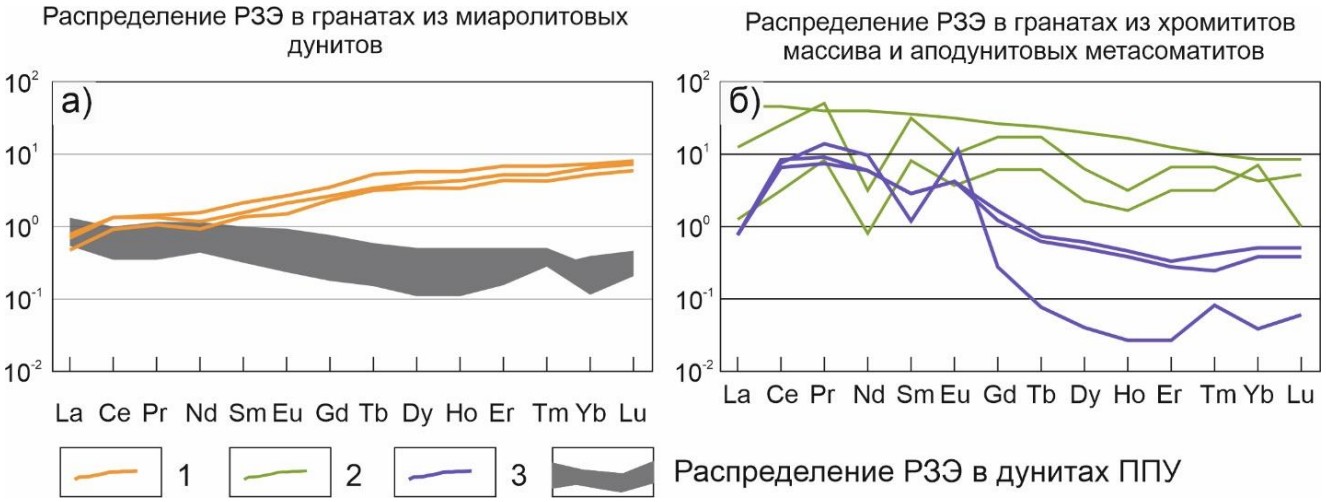


Рисунок. 2. Закономерности распределения РЗЭ в гранатах Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива.

1 – хромсодержащий андрадит из миаролитовых дунитов, 2 – уваровит из хромититов, 3 – демантоид из аподунитовых метасоматитов, р. Бобровка.

Широко обсуждаемые ранее структурно-вещественные признаки гранатовой минерализации в хромититах и дунитах Нижнетагильского массива (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Иванов, 1997) свидетельствуют о связи гранатовой минерализации с постмагматическими

пневматолитовыми процессами. Закономерности распределения элементов-примесей в гранатах из хромититов не противоречат этой модели. Формирование миарол в дунитах можно рассматривать как завершение процесса кристаллизации дунитов в рамках магматического процесса с обособлением флюидно-гидротермальной фазы, обогащённой несовместимыми элементами. Существует несколько взаимоисключающих моделей формирования хромититов в дунитах, но авторы этих моделей единогласно сходятся во мнении, что формирование хромит-платинового оруденения происходит преимущественно позже основной массы дунитов и в хромититах накапливаются практически все несовместимые элементы по отношению к дунитам. Анализ закономерностей распределения элементов-примесей в гранатах из хромититов подтверждает это предположение. В то же время показательным является характер распределения редкоземельных элементов в гранатах из аподунитовых метасоматитов. В частности, по содержанию тяжелых РЗЭ демантоид из этих пород близок к дунитам Платиноносного пояса Урала, что свидетельствует об ограниченном привносе вещества в ходе наложенных метасоматических процессов.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 20-77-00073. Авторы глубоко признательны В.В. Шиловских за помощь в проведении исследований на сканирующем электронном микроскопе.

Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Москва: Издательство академии наук СССР. 1935. 148 с.

Виноградская Г.М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Доклады АН СССР. 1954. Т. 97. № 5. С. 899–902.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета. 1928. 56 с.

Иванов О.К. Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов платиноосного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. 57 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.

Золотое оруденение рудопроявление «Геологическое» (Наталкинское рудное поле)

Сухорукова В. А.[1]

[1]*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск,* SukhorukovaVA@mail.ru

Наталкинское рудное поле причастно к крупной складчатой структуре — Тенькинской антиклинали, ось которой ориентирована в северо-западном направлении. В пределах рудного поля развиты главным образом пермские вулканогенно-осадочные породы, разделяемые на тасскую (P_1–$_2$ts), атканскую (P_2at) и нерючинскую (P_2nr) свиты. Строение минерализованной зоны и распределение в ней золота определяется положением основных рудоконтролирующих структур, среди которых выделяется Стержневой разлом (западная структура), ориентированный по азимуту 330–350° с падением на восток-северо-восток под углом 90–70° (Гончаров В.И. и др., 2002).

Объектом исследования является рудопроявление «Геологическое», которое по сути является северо-западным флангом месторождения Наталка. Структуру рудопроявления «Геологическое» следует рассматривать в тесной связи со структурами месторождения Наталка. По составу руды аналогичны рудам Наталке и относится к золотокварцевой малосульфидной формации, а по минеральному составу к золотоарсенопиритовому типу.

Рудная зона имеет общее северо-западное простирание и пологое 45-55° северо-восточное падение, представлена гидротермально-измененными туфогенными и алевро-глинистыми сланцами пронизанными неравномерной сетью прожилков кварцевого и кварц-карбонатного состава часто с вкрапленностью реже агрегатами мелкокристаллического пирита, и арсенопирита двух генераций (кристаллы ромбической и игольчатой формы).

Рудопроявление «Геологическое» с поверхности изучено канавами. На глубину оруденение изучено скважинами колонкового бурения по сети 100*100 м. По результатам работ была выделена зона рудной минерализации, которая в районе профиля GL20 меняет направление с субмеридионального на северо-западное.

На рудопроявлении «Геологическое» руда представлена метаморфическими породами, подвергшимся в различной степени метасоматической и тектонической проработке. Отложения представлены неслоистыми или неяснослоистыми осадочными и вулканогенно - осадочными породами (диамиктитами), имеется флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, для которых характерна как горизонтальная слоистость, так и косая.

Материалом для изучения минеральной формы включения золота в кристаллах сульфидов рудопроявления Геологическое послужили образцы, отобранные из керна 25 колонковых скважин, пробуренных в 2021-2022 гг. Исходный материал представлял собой обломки породы размером от 5-10 до 10-15 см. Из образцов были изготовлены полированные шлифы и аншлифы. Микроминералогические исследования проводились с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 SBU в режимах обратно рассеянных и вторичных электронов.

При исследовании прозрачных шлифов и аншлифов на рудопроявлении «Геологическое» было обнаружено золото в кристаллах арсенопирита. Размер найденных включений варьирует в пределах 15-25 (мкм). Индивиды золота близки к субизометричным, каплевидным очертаниям (рис. 1), а также к слабо удлиненным формам (1:1.5-2) (рис. 2). Включения имеют округленные очертания вершин и ребер. Данный факт может означать, что образование золота происходило в стесненных условиях роста (Петровская Н.В., 1973). Ранее Л. Кларк (1960 г.) установил, что в зернах арсенопирита, помещенных в золотоносные растворы, образуются тонкодисперсные частицы самородного золота, которые отличаются от сингенетических лишь меньшей равномерностью распределения. Тонкодисперсное золото, заключенное в арсенопирите рудопроявления «Геологическое», имеет в своем составе относительно небольшие количества

Ag (9,56-17,95%). При трех замерах было обнаружено содержание молибдена (4,47-12,24%) (табл. 1).

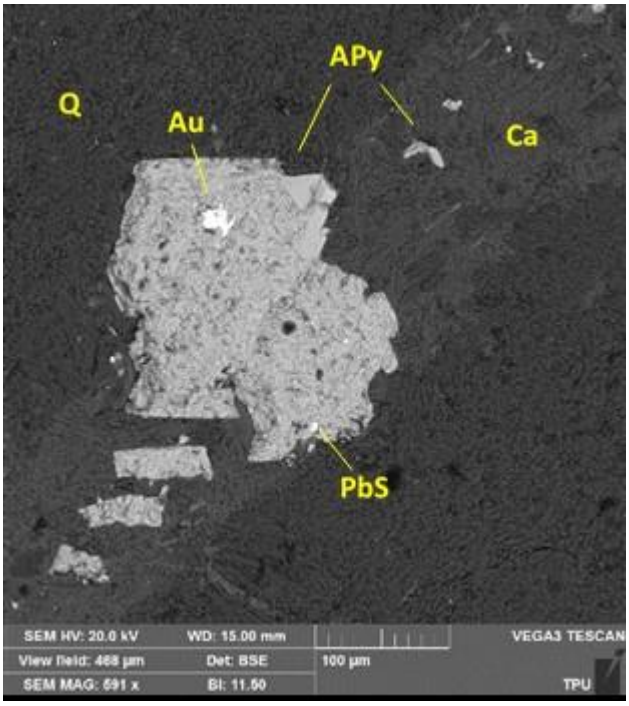


Рисунок 1. Изображение сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующее зерно арсенопирита (APy) с включением золота (Au) и галенита (PbS).

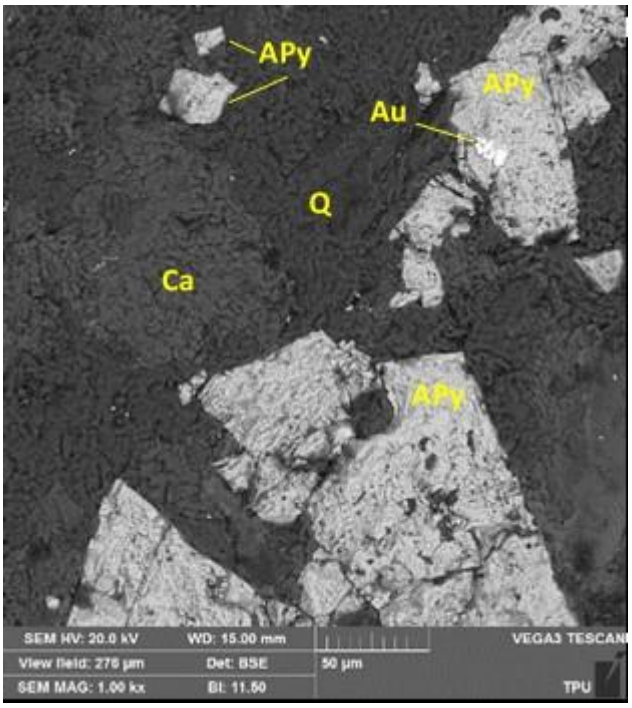


Рисунок 2. Изображение сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующее зерна арсенопирита (APy) с включением золота (Au).

Арсенопирит – основной золотоносный сульфидный минерал в руде. Минерал представлен крупными ромбическими, призматическими кристаллами (до 1 - 2 мм по длинной оси), образующих скопления с беспорядочной ориентировкой в кварцевых прожилках и короткопризматическими и игольчатыми кристаллами (размером 0,02 – 0,2 мм), образующими рассеянную вкрапленность и скопления зерен во вмещающих породах. Размер отдельных кристалликов достигает 2.0 мм, однако основная масса зерен представлена мелкими и тонкими

выделениями, образующими сростки друг с другом, с другими сульфидами, золотом и породообразующими минералами. В зернах арсенопирита зафиксирована эмульсионная вкрапленность сфалерита, халькопирита, галенита, кварца, размер которой варьирует от 1 до 20 мкм.

Таблица 1. Элементы примеси золота на рудопроявлении «Геологическое», мас.%.

n	Золото/ Gold	Серебро/ Silver	Сера/ Sulfur	Железо/ Iron	Мышьяк/ Arsenic	Молибден/ Molybdenum
1	72,95	17,95		3,58	3	
2	52,18	13,84		6,92	9,1	12,24
3	72,83	17,93		2,58	1,72	4,94
4	48,67	11,91	7,74	14,56	14,05	
5	41,82	9,56	10,62	15,6	19,1	
6	71,49	17,24		3,5	0,87	4,47

где n – номер замера.

Химический состав зерен арсенопирита на участке различный. Содержание основных компонентов варьирует: S (6,34-20,89%), Fe (1,46-39,12%), As (15,33 – 46.75%). В арсенопиритах уч. Геологический в качестве элементов примесей встречается Ni (0,55-29,2%), Ti (0,91-2,53%), Sb (0,68-2,99%), Co (3,34-24,19%), а также Pb (5,93-15,03%).

Золото, отлагавшееся из гидротермальных растворов на разных глубинных уровнях, обладает специфическими чертами, зависящими от состава растворов и среды минералообразования. От месторождений глубинных к малоглубинным увеличивается сложность форм кристаллов, становится более разнообразным и строение агрегатов золота (Петровская Н.В., 1973).

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение // СВКНИИ ДВО РАН. 2002. С. 9-40.

Петровская Н.В. Самородное золото // Изд-во «НЩКЛ*», Москва. 1973. С.

Геолого-поисковая модель Июльской группы сурьмяных проявлений Тыргетуй-Жипкошинской зоны (Забайкальский край)

Сучков А. В.[1], Кондрикова А. П. [1]

[1]*ФГБУ «ВИМС», г. Москва, suchkov.av@vims-geo.ru*

Площадь находится в пределах центральной части Тыргетуй-Жипкошинской металлогенической зоны, которая охватывает Агинскую структурно-формационную зону и ограничена с запада Онон-Туринским, с севера Монголо-Охотским, а с востока Восточно-Агинским глубинными разломами.

Здесь по данным предшественников известна Июльская группа сурьмяных проявлений: Солнечный Ключ, Право-Нарын-Булакское, Верхне-Нарын-Булакское, Хамхактейское, Хараганашское и Булактинское и ряд перспективных геохимических аномалий.

Рудопроявления Июльской группы локализованы в терригенных породах акша-илинской серии (верхняя пермь – нижний триас), слагающей Акшинский мегасинклинорий. Терригенные отложения прорваны юрскими интрузиями шахтаминского комплекса. Сурьмяная минерализация проявлена в узлах пересечения разрывных нарушений, связана с отдельными жилами, зонами окварцевания и брекчирования.

На основании полученных данных о геологических особенностях сурьмяных объектов центральной части Тыргетуй-Жипкошинской зоны, с учетом рудоконтролирующих факторов и критериев прогнозирования (Бергер В.И., 1978, Поярков В.Э., 1962, Федорчук В.П., 1974, 1985, 1990), была разработана предварительная геолого-поисковая модель объектов ранга рудного поля с проявлениями сурьмяно-аргиллизитовой рудной формации кварц-золото-антимонитового типа.

Геолого-поисковая модель Июльской группы сурьмяных проявлений характеризуется следующими основными элементами-признаками:

Структурно-тектонические элементы модели. Площадь находится в зоне пересечения северо-восточной Адагулик-Хотогорской и северо-западной Булаткинской зон разломов. Адагулик-Хотогорская зона разломов размещается параллельно основному шву Центрально-Агинской системы надвигов и сбросов и проявлена зонами брекчирования, милонитизации, катаклаза, системами кварцевых жил и даек гранит-порфиров шахтаминского комплекса.

Сурьмяная минерализация приурочена к узлам пересечения зон разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений.

Факторами, определяющим размещение рудных зон и тел, являются: зоны брекчирования, милонитизации, катаклаза, кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны, дайки шахтаминского комплекса.

Зоны брекчирования, представленные кварцевыми тектоническими брекчиями, имеют преимущественно северо-восточное простирание. При этом в северной части участка Солнечный Ключ падение зон – юго-восточное, а в южной части участка – северо-западное, что позволяет предполагать приуроченность зон брекчирования к краевым частям локальных синклинальных складок, осложняющих сводовую часть антиклинали.

По результатам замеров элементов залегания прослоев, линз антимонитсодержащих кварцевых брекчий при полевых исследованиях был сделан вывод о тектоническом контроле их размещения. Прослои могут контролироваться листрическими разрывами, отходящими от подошвы надвига, или являются жильной системой, приуроченной к зонам брекчирования на краевых частях локальных синклинальных складок, которые осложняют сводовую часть антиклинали в центральной части изучаемой площади.

Литолого-петрографические элементы модели. Рудное поле сложено песчаниками, алевролитами, реже гравелитами и конгломератами агинской (P_3-T_1ag) и реже зуткулейской (T_1zt) свит акша-илинской серии.

Метасоматические элементы модели. Гидротермально-метасоматические изменения выражены в окварцевании, сульфидизации, аргиллизации вмещающих пород. Для тектонических брекчий характерны окварцевание, каолинизация и ожелезнение. Прослои антимонитсодержащих кварцевых брекчий приурочены к зонам аргиллизации вмещающих пород.

Минералогические элементы модели. При исследованиях отмечено, что с поверхности антимонит замещается железисто-сурьмяными охрами с примесью мышьяка, реже кобальта и меди. Это позволяет предположить, что первичные руды кроме антимонита могут содержать пирит, халькопирит и арсенопирит. В единичных случаях при изучении прозрачно-полированных шлифов были отмечены ксеноморфные выделения реальгара, что указывает на ассоциации сурьмяной и мышьяковой минерализации.

Главный рудный минерал – антимонит, который концентрируется чаще всего в прожилках низкотемпературного кварца, секущих тектонические кварцевые брекчии в различных направлениях. Вторичные минералы, сурьмяные охры представлены минералами группы ромеита: оксикальциоромеитом, «атопитом» и т.д.

Геохимические элементы модели проявлены через литохимические аномалии сурьмы, мышьяка (золота). Полевыми исследованиями показано, что выделенные рудные зоны соответствуют зонам интенсивной аргиллизации и отвечают литохимическим аномалиям сурьмы, мышьяка (золота). Наличие видимой «жильной» антимонитовой минерализации не всегда связано с литогеохимическими аномалиями.

Уровень эрозионного среза сурьмяного оруденения можно определить как среднерудный на основании постоянных повышенных содержаний элементов-спутников (мышьяк, серебро, золото), находящихся в соседних ячейках ряда зональности.

Геофизические элементы модели. Минерализованные зоны располагаются в градиентных зонах удельного сопротивления и поляризуемости, которые маркируют рудоконтролирующие и рудолокализующие тектонические нарушения. К градиентным зонам удельного сопротивления и поляризуемости примыкают участки повышенной кажущейся поляризуемости и удельного сопротивления, которые отвечают полям развития окварцевания и сульфидизации.

Исходя из полученной модели, можно сделать следующий вывод: в центральной части площади в узлах сочленения крутопадающих субмеридиональных и северо-восточных пологопадающих минерализованных зон (зон брекчирования) прогнозируется увеличение мощности и содержания полезного компонента в рудных зонах, а на отдельных участках возможно образование штокверкового оруденения подобного Дырбылкейскому проявлению сурьмы в Кыринском районе.

Бергер В.И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования).- Л.: Недра, 1978. 296 с.

Поярков В.Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений (в порядке обсуждения) // Разведка и охрана недр. 1962.№ II.С. 5-14.

Федорчук В.П. Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы // Разведка и охрана недр. 1974.№ 3. С. 4-1I.

Федорчук В.П. Геология сурьмы.- М.: Недра, 1985.- 267 с.

Федорчук В.П., Минцер Э.Ф. Геологический справочник по ртути, сурьме, висмуту. М.: Недра, 1990. 215 с.

Аномальные вариации изотопного состава минералов орогенного золоторудного месторождения Маринское (Аллах-Юньский металлогенический пояс, Юго-Восток Якутии)

Тарасов Я. А.,[1] Фридовский В. Ю.[1], Кудрин М. В[1], Полуфунтикова Л. И. [2,1]

[1]*ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, t.yaroslav_96@mail.ru*
[2]*СВФУ имени М.К. Аммосова, г. Якутск*

Орогенные месторождения золота (OGD) в терригенных углеродистых толщах привлекают внимание геологов и недропользователей в связи с их важным экономическим значением – на их долю приходится около 30 % мировой добычи (Горячев, 2019). К этому типу относятся наиболее крупные месторождения золота России (Сухой Лог, Наталка, Олимпиада, Павлик, Дегдекан и другие) и крупнейшее месторождение Якутии – Нежданинское, расположенное в северном секторе Аллах-Юньского металлогенического пояса (АЮМП). Несмотря на многолетнее изучение орогенных месторождений золота, дискуссионными остаются вопросы происхождения и источников рудного вещества и флюидов (Чернышев и др., 2011). Одним из наиболее вскрытых горными выработками OGD на юго-востоке Якутии является месторождение Маринское (Окунев, Фридовский, 2012). Оно расположено в Ыныкчанском рудном узле южного сектора АЮМП. Здесь известны раннеорогенные месторождения золота с межпластовыми стратифицированными жилами (Дуэт, Юр, Некур, Булар, Оночолах, Хотунское и др.) в шеар зонах (shear zone), выраженных зонами сгущения сланцевого кливажа, складками скалывания, муллион- и будинаж-структурами, транспозиционными элементами (Фридовский и др., 2006; Окунев, Фридовский, 2012). В отличии от месторождений Селляхско-Хотунского (Булар, Оночолах, Хотунское и др.) и Юрско-Бриндакитского (Дуэт, Юр, Некур и др.) рудных узлов АЮМП на Маринском месторождении наряду с раннеорогенными стратифицированными межпластовыми жилами проявлена позднеорогенная минерализация с согласными и секущими кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. Жильно-прожилковое оруденение сопровождается метасоматитами с вкрапленной сульфидной минерализацией. В работе приводятся результаты изучения изотопного состав серы $\delta^{34}S$ сульфидов (16 анализов), кислорода $\delta^{18}O$ кварца (10 анализов), кислорода $\delta^{18}O$ и углерода $\delta^{13}C$ анкерита (8 анализов) из жил и метасоматитов месторождения Маринское. Анализы выполнены в лаборатории стабильных изотопов ЦКП ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток, аналитик Веливецкая Т.А.) по стандартным методикам.

Маринское месторождение локализуется в призамковой части асимметричной линейной антиклинали С-СВ простирания протяженностью около 17 км, шириной от 5 км на севере до 2-3 км на юге. Западное крыло складки падает под углами 15-25°, восточное крыло – 80-85°, на крыльях антиклинали проявлена поздняя мелкая складчатость, связанная со сдвигами (Фридовский, Полуфунтикова, 2011). Шарнир складки полого 5-15° погружается к Ю-ЮЗ по азимуту 195-200°. Вмещающими породами являются среднекаменноугольные отложения натальинской свиты (C_2nt) Верхоянского терригенного комплекса. Свита сложена чередованием пластов алевролитов и алевропесчаников с редкими прослоями песчаников. Магматизм в пределах месторождения не проявлен. Рудные тела представлены согласными С-СВ преимущественно кварцевыми, секущими продольными С-СВ и поперечными близширотными кварц-карбонатными жилами. Средняя мощность жил 1.0-1.5 м, в раздувах до 5 м, протяжённость до 50-100 м. В околорудном пространстве развиты пирит-серицит-карбонат-кварцевые метасоматиты. В рудных телах месторождения установлены арсенопирит-пирит-анкерит-кварцевая, золото-полисульфидно-кварцевая и золото-серебро-сидеритовая минеральные ассоциации (Тарасов и др., 2022).

Изотопный состав серы сульфидов из жильных тел и метасоматитов месторождения Маринское имеет аномально широкие вариации величины $\delta^{34}S$ (от -16.2 до +34.1‰, n=16), не характерные для OGD (рис. 1) (Goldfarb, Groves, 2015). Пирит из жил и метасоматитов обогащен

тяжелыми изотопами $\delta^{34}S$ от +5.7 до +34.1‰ (n=10, среднее 19.1‰). Полученные данные значительно отличаются от $\delta^{34}S$ пирита (от -11 до +6‰) золоторудных месторождений АЮМП (Гамянин и др., 2000; Косовец и др., 2011) и близки значениям $\delta^{34}S$ пирита (среднее +21.5±2.6‰) установленным на MVT-типа Pb-Zn месторождении Сардана (Галямов и др., 2020). Оно расположено в смежной с АЮМП Кыллахской металлогенической зоне среди вендских известняков и доломитов, в 100 км к западу от месторождения Маринское. В арсенопирите и галените из месторождения Маринское установлены отрицательные значения $\delta^{34}S$ (от -8.5 до -16.2‰, n=6); величины $\delta^{34}S$ арсенопирита несколько тяжелее (от -8.5 до -13.2‰, n=3), чем у галенита (от -11.4 до -16.2‰, n=3). Значения $\delta^{34}S$ арсенопирита из других золоторудных месторождений АЮМП имеют более утяжеленный состав $\delta^{34}S$ (от -6.7 до +2.8‰).

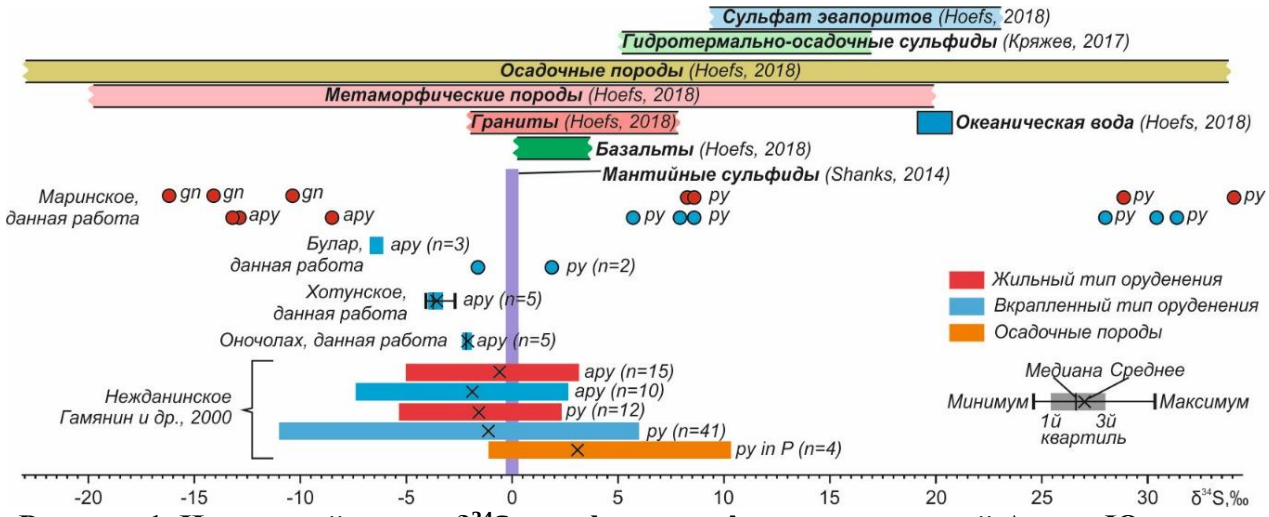


Рисунок 1. Изотопный состав $\delta^{34}S$ сульфидов из Au месторождений Аллах-Юньского металлогенического пояса.

Значения $\delta^{18}O$ кварца согласных и секущих жильных тел месторождения Маринское изменяются в узком диапазоне от +15.0 до +16.5‰ (n=10): согласные жилы – от +15.0 до+16.5‰ (n=6, среднее +16.0‰), секущие – от +16.0 до +16.2‰ (n=4, среднее +16.1‰). На месторождении Нежданинское изотопный состав кислорода кварца из рудных тел отличается крайним непостоянством значений от +5.0 до +15.2 ‰ (Гамянин и др., 2000). Эти величины образуют два чётко выраженных максимума для $\delta^{18}O$ кварца – от +8 до +9‰ и от +12 до +13‰. Согласно данным Т.Н. Косовец и Г.Ю. Орловой (2011) на месторождении Дуэт величина $\delta^{18}O$ кварца находится в пределах от +6.7 до +18.9‰. Наиболее гомогенный изотопный состав кислорода жильного кварца (от +14.3 до +16.1‰) этого месторождения установлен для рудных тел нижнего уровня, что близко к значениям, определенным для месторождения Маринское и может указывать на термостатированный режим рудообразования (Goldfarb, Groves, 2015).

Величины $\delta^{13}C$ анкерита месторождения Маринское из секущих кварц-карбонатных жил характеризуется значениями от -5.2 до -6.1‰ (n=5), из согласных жил – от -2.4 до -3.9‰ (n=3). На месторождении Нежданинское состав изотопов $\delta^{13}C$ в карбонатах более легкий и располагается в двух областях значений $\delta^{13}C$ -5.0 и -8.6‰ и от -11.0 до -11.8‰ (Гамянин и др., 2000). Значения $\delta^{18}O$ анкерита для согласных и секущих жил месторождения Маринское образуют узкий интервал значений от +15.9 до +16.6‰ (n=8), несколько облегченный относительно величины $\delta^{18}O$ карбонатов месторождения Нежданинское (от +10.1 до +22.5%).

В целом, при формировании золоторудной минерализации месторождения Маринское можно предположить участие осадочных и метаморфических пород, а также, возможно, магматических очагов как источников рудного вещества. Полученные результаты позволяют уточнить существующие модели формирования орогенных золоторудных месторождений АЮМП.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН.

Галямов А.Л., Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Кузнецова Т.П. Перспективы выявления месторождений Миссисипского типа на Северо-Востоке России // Литосфера. 2020. Т. 20. № 2. С. 254-270.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение - уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: Изд. ГЕОС, 2000. С. 227.

Горячев Н.А. Месторождения золота в истории Земли // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. №. 6. С. 3-18.

Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю. Минералого-геохимические критерии прогноза и поисков стратиформного золото-кварцевого оруденения (на примере Дуэт-Бриндакитского рудного поля) // Руды и металлы. 2011. № 6. С. 36-44.

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Отечественная геология. 2017. №. 1. С. 28-38.

Окунев А.Е., Фридовский В.Ю. О перспективах открытия крупных золоторудных месторождений орогенного типа в терригенных отложениях Южного Верхоянья // Руды и металлы. 2012. №. 5. С. 22-29.

Тарасов Я.А., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Кудрин М.В. Минералого-химическая характеристика жильной минерализации Маринского золоторудного месторождения (Аллах-Юньская металлогеническая зона, Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы XII Всероссийской научно-практической конференции (ВНПК-2022). Якутск. 2022. С. 250-255.

Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золотокварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 33-37.

Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Условия локализации золотого оруденения Марийского рудного поля (Южное Верхоянье) // Отечественная геология. 2011. №. 6. С. 13-20.

Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. №. 5. С. 395-418.

Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. T. 233. P. 2-26.

Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry // Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. 2018. P. 66-84.

Shanks, W. Stable Isotope Geochemistry of Mineral Deposits; Elsevier Ltd.: Amsterdam, Nederland, 2014. P. 85.

Барун-Нарынское техногенное месторождение вольфрама (Республика Бурятия, Закаменский район)

Тельнов А. Е.[1]

[1]*МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва, afanasy2000@gmail.com*

Техногенное месторождение расположено в Закаменском районе Республики Бурятия. Представляет собой отвал хвостов обогатительной фабрики Джидинского вольфрамомолибденового комбината. Разведано бурением скважин по сети 160-180 х100м, средняя мощность отложений 26 м. Пробурено 44 скважины. Установлено два вида отложений: разнозернистые пески и илы. Технология обогащения отработана для разнозернистых песков. Обогащение техногенных песков включает гравитацию и флотацию. Конечный продукт – концентрат вольфрамовый гюбнеритовый флотационный с содержанием WO_3 - 40%. Запасы подсчитаны по разнозернистым пескам методом вертикальных разрезов в геологических границах. Кат С1 пески – 15617 тыс.т, WO_3- 21660 т; кат C_2 пески – 760 тыс.т, WO_3-877 т. Прогнозные ресурсы Р1 по илам составляют 19023 тыс.т, WO_3- 18262 т.

На основе изучения базы данных опробования скважин, были выделены на план и разрезы наиболее богатые участки. Помимо участков с высоким содержания вольфрама, были выделены не выдержанные по простиранию слои с тонкой фракцией в разнозернистых песках.

На горизонте +1125 метров, выделены и вынесены участки повышенной концентрации WO_3 ССЗ простирания (рис.1.), что вероятно связанно с направлением выноса пульпы от дамбы на севере участка и рельефа его поверхности.



Рисунок 1. Схема распределения содержаний WO_3 техногенного месторождения Барун-Нарын на горизонте +1125м.

Корреляционный анализ этой базы данных (около 2000 проб) показал наличие значимых связей между содержаниями между содержанием WO_3 и S (+0,4), а также установлена устойчивая тенденция роста содержания вольфрама в песках мелких фракций и снижение его для средних фракций (табл.1).

Таблица 1. Оценка корреляции между содержанием WO_3 и глубинной опробования скважин по гранулометрическим классам песков.

Гранулометрические классы песков, мм	>2мм	-2+1	-1 +0.5	-0.5+0.2	-0.2+0.071	-0.071
Коэф-ты корреляции	0,01	**-0,28**	**-0,36**	-0,12	**0,30**	**0,28**

Возможно, это связанно с более легким переносом мелких фракций вольфрамита поверхностными водами на глубину, по сравнению с более крупными фракциями.

Коэффициенты корреляции между средним содержанием WO_3 в песках в каждом классе и размером класса составляют -0,76 (30 значений) по скважинам глубиной 15-20 м., и -0,77 (18 значений) по скважинам 10 метров.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (вольфрамовых руд). М.., ФГУ ГКЗ МПР РФ. 2007. 39 с.

Экспериментальное и теоретическое изучение твердых растворов в системе $Nd_3G_5aO_{12} – Sm_3Ga_5O_{12}$

Товстопят С.В.[1], Еремин Н.Н.,[1] Никольский М.С.[2]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, tovstopyat.sofiya@mail.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*

Соединения со структурой граната являются перспективными кристаллическими матрицами для захоронения долгоживущих радиоактивных отходов. Концентрация U и Th в природных гранатах очень низка и не превышает долей процента, поэтому для выбора составов матриц актинидов с гранатовой структурой требуются специальные теоретические экспериментальные исследования искусственных фаз. Однако необходимо отметить, что в работе (Galuskina и др, 2010) описан гранат – Эльбрусит из ксенолитов скарнов в вулканитах Северного Кавказа, в котором концентрация урана достигает 0,68 - 0,69 атома в формуле (22 мас.%), имеется до 17 % ZrO_2, 13 % SnO_2, 3 % TiO_2. (Юдинцев, 2009)

Ионы редкоземельных во многих отношениях являются аналогами актинидов. Целью данной работы являлись синтез редкоземельных галлатных со керамик со структурой граната и предварительное моделирование структурных характеристик соединений заданных составов.

Структура граната состоит из чередующихся тетраэдров CX_4 и октаэдров BX_6, соединяющихся по вершинам и образующих трехмерный каркас. Полости, заключенные в этом каркасе, имеют форму додекаэдров, в которых могут располагаться достаточно крупные катионы A, общая структурная формула принимает следующий вид: $^{VIII}A_3{}^{VI}B_2(^{IV}CX_4)_3$

Среди редкоземмельных гранатов особый интерес представляют фазы алюминатного, галлатного и ферритного составов , где B = Al^{3+}, Ga^{3+}, Fe^{3+} занимают тетраэдрическу и октаэдрическую позиции. Для редкоземельных галлатов структура гранатового типа устойчива вплоть до Nd^{3+} (1.09 Å). Если радиус иона выходит за эти пределы, то ионы оказываются слишком большими для $REEO_8$ полиэдра, нарушается принцип геометрической стабильности и вместо граната образуется фаза с перовскитовой структурой и соответствующий оксид: $REE_3B_5O_{12} = 3REEBO_3 + B_2O_3$ (Юдинцев, 2009, Мищенко, 2007).

В ходе изучения литературы не были найдены данные по твердым растворам редкоземельных галлатов со структурой граната между Nd-Gd миналами, несмотря на существование чистых миналов. В следствии этого, была поставлена задача получить керамику эквимолярного состава неодим-гадолиниевого галлата $Nd_{1.5}Gd_{1.5}Ga_5O_{12}$.

При помощи программного пакета GULP предварительно получены структурные характеристики для дачи данного состава. Моделирование твердых растворов осуществлялось полуэмпирическим методом межатомных потенциалов с использованием программы GULP (Gale and Rohl, 2003) в сверхъячейке размерами 2 × 2 × 2 (пр. гр. P1), структурного типа граната, содержащей 1280 атомов. В рамках такой сверхъячейки задавались конфигурации данного состава, приближенные к неупорядоченному твердому раствору и наоборот к упорядоченному, для проверки кластеризации атомов в структуре. Кроме структурных характеристик были также получены и различные термодинамические параметры. Параметр элементарной ячейки дополнительно был получен еще при помощи уравнения множественной линейной регрессии.

Керамика получалось методом твердофазного спекания оксидов редкоземельных элементов Nd_2O_3 - Gd_2O_3 и оксида галлия Ga_2O_3 взятых в количестве 0.257, 0.266, 0.477 весовых долей на 5 грамм шихты соответственно. Реагенты перетирались в течение двух часов, прессовались в таблетки и спекались в течение 5 часов при температуре 1400 °C. Более подробные результаты будут приведены в докладе.

Работа выполнена по теме Гос. Задания ИГЕМ РАН.

Мищенко О. Е. Фазообразование при раствор-расплавной кристаллизации редкоземельно-циркониевого феррита со структурой граната: Дипломная работа / Кристаллографии и кристаллохимии ; МГУ. - Москва: [б.н.], 2007.

Юдинцев С. В. Сложные оксиды структурных типов пирохлора, граната и муратаита – матрицы для иммобилизации актинидных отходов ядерной энергетики : Диссертация / Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН). 2009. С. 148.

Gale J. D., Rohl A. L. The general utility lattice program (GULP) //Molecular Simulation. 2003. Т. 29. №. 5. С. 291-341.

Galuskina I. O., Galuskin E. V., Armbruster T., Lazic B., Kusz J., Dzierzanowski P., Gurbanov A.G. A new uranian garnet from the Upper Chegem caldera, Kabardino-Balkaria, Northern Caucasus, Russia // American Mineralogist. 2010. 95(8-9). P. 1172-1181

Создание комплексной трехмерной геолого-геофизической модели уранового месторождения Южно-Широндукуйское Стрельцовского рудного поля (юго-восточное Забайкалье) с целью прогноза локализации скрытого оруденения

Тубольцев И. С.[1], Сорокин А. Г.[1], Гребенкин Н. А.[1]

[1]*ФГБУ «ВИМС», г. Москва, tubolcev@vims-geo.ru*

Актуальность выявления скрытых и слабопроявленных урановорудных объектов в связи с необходимостью наращивания минерально-сырьевой базы урана растет с каждым годом. Развитие и внедрение новых поисковых методов посредством проведения опытно-методических работ позволит повысить информативность, достоверность и экономическую эффективность проводимых геологоразведочных работ. Практически на всех стадиях геологических исследований необходимо иметь объемное представление о строении изучаемой площади для формирования наиболее актуального комплекса методов поиска скрытых объектов. Подобные опытные исследования целесообразно проводить на эталонных месторождениях определенных геолого-промышленных типов. Одним из таких эталонных объектов в данной работе выбрано жильно-штокверковое месторождение Южно-Широндукуйское, для которого на основании тщательно подобраного комплекса геолого-геофизических работ создана объемная геолого-геофизическая модель, учитывающая особенности геологического строения и локализации урановых руд. Подобный подход позволяет прогнозировать локализацию скрытых урановорудных тел на флангах и определить вектор дальнейших геологоразведочных работ.

Месторождение Южно-Широндукуйское расположено в восточной части Стрельцовского рудного поля и приурочено к области пересечения глубинной долгоживущей Аргунской зоны разломов субширотного простирания с Широндукуйской зоной разломов, имеющей северо-западную ориентировку, и меридиональным разломом. Геологический разрез участка месторождения представлен образованиями верхнего и нижнего структурных этажей и по составу является типичным для восточной части Стрельцовской кальдеры. Нижний структурный этаж представлен валообразным выступом, сложенным преимущественно палингенно-анатектоидными среднезернистыми лейкократовыми позднепалеозойскими гранитами, интенсивно микроклинизированными и слабо альбитизированными. Породы верхнего структурного этажа представлены образованиями приаргунской (J_3) и тургинской (K_1) свит, имеющими моноклинальное, близкое к горизонтальному, залегание. Первая сложена перемежающимися покровами андезито-базальтов и трахидацитов с конгломератами в основании, вторая – конгломератами, покровами андезито-базальтов и фельзитов с горизонтом конгломератов в нижней части. Сверху залегают четвертичные элювиальные отложения мощностью от 5 до 30 м (Ищукова, 1998).

Основными рудовмещающими породами являются гранитоиды фундамента и образования верхнего структурного этажа – трахидациты и андезито-базальты нижнего и среднего покровов (рис. 1). Рудоконтролирующее значение имеют глубинная Аргунская зона разломов, а также крутопадающие швы субмеридионального направления. В южной части месторождения оруденение контролируется субвертикальными нарушениями северо-восточной ориентировки.

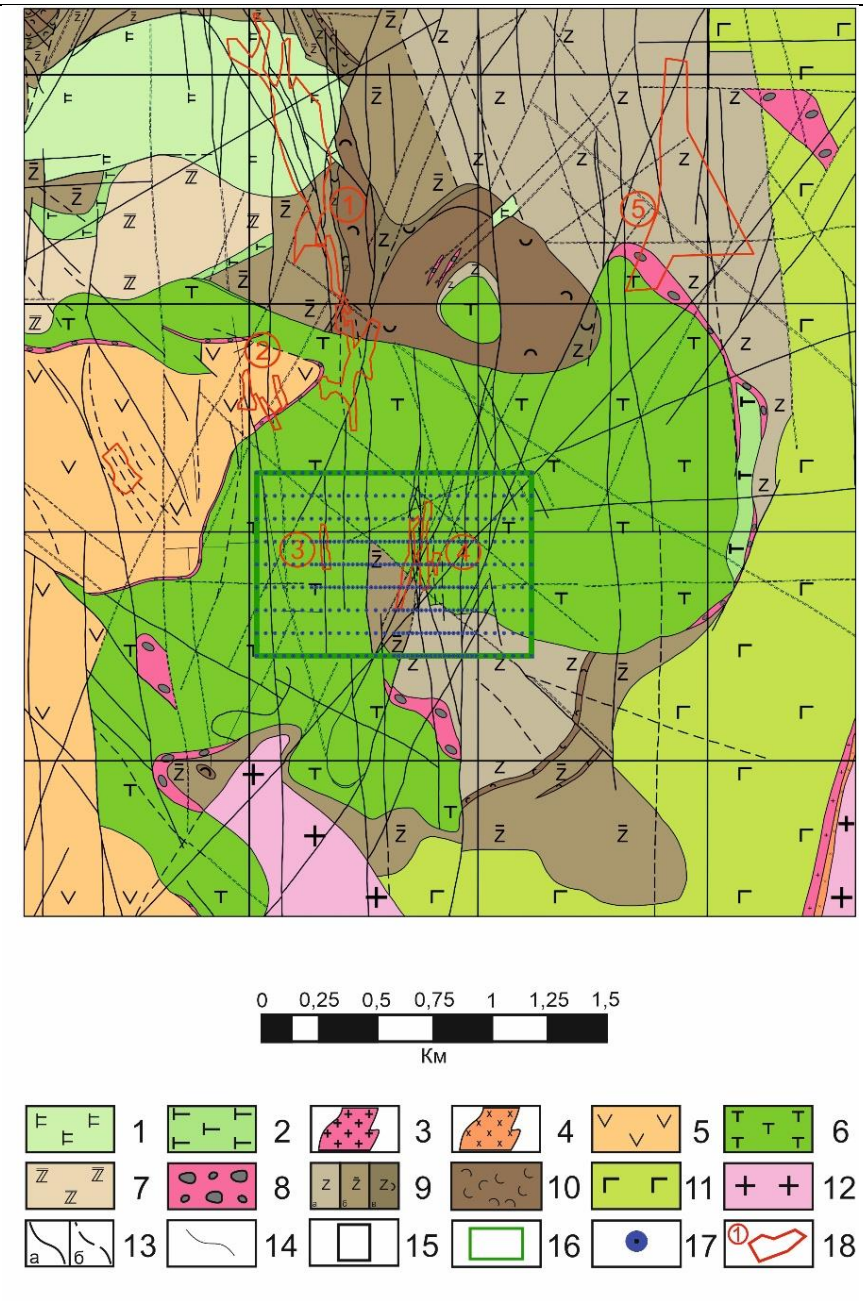


Рисунок 1. Схема геологического строения территории работ (Ищукова, 1989) с дополнениями авторов.

1-2 – дайки и субвулканические экструзивные тела: 1 – мелкопорфировые липариты; 2 – сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиениты, сиенито-диорит-порфиры; 3 – массивные фельзиты; 4 – плагиоклазовые андезиты массивные и миндалекаменные, их лавовые брекчии с горизонтами мелкогалечных конгломератов; 5 – базальты, андезито-базальты массивные и миндалекаменные; 6 – массивные трихидациты; 7 – конгломераты разногалечные, красноцветные; 8 – базальты массивные и миндалекаменные, их лавовые брекчии; 9 – трахидациты: массивные (а), полосчато-флюидальные (б), туфолавы с горизонтами песчаников (в); 10 – туфы трахидацитов; 11 – андезито-базальты, базальты и миндалекаменные с горизонтами конгломератов; 12 – граниты средне- и крупнозернистые порфировидные лейкократовые и биотитовые; 13 – тектонические нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б); 14 – геологические границы, 15-16 – контуры: 15 – предшествующих геологических работ м-ба 1:10 000, 16 – наземных геофизических и геохимических ОМР; 17 – точки отбора проб (пикеты); 18 – месторождения урана: 1) Широндукуйское, 2) Западно-Широндукуйское, 3) Южно-Широндукуйское (Западная залежь), 4) Южно-Широндукуйское (Восточная залежь), 5) Восточно-Широндукуйское.

Околорудные гидротермальные изменения представлены альбитизацией, каолинизацией, широко развитой гидрослюдизацией, которые сопровождаются прожилками криптокварца, карбонатов, флюорита, реже – барита.

Особенности локализации оруденения на месторождении определяются его положением в восточном обрамлении Стрельцовской кальдеры в области развития сложно построенной Широндукуйской зоны разломов субмеридианального, северо-западного простираний, сформировавшейся над валообразным поднятием гранитного фундамента, где породы оказались интенсивно раздробленными и проницаемыми в период гидротермальной деятельности и рудоотложения.

Оруденение «слепое», верхняя граница его развития проходит в 100-400 м от дневной поверхности. Положение этой границы чаще всего определяется пологим срывом на контакте трахидацитов с вышележащими базальтами или с горизонтом туфов.

Нижняя граница рудоносной зоны без перерыва переходит из трахидацитов в граниты и прослеживается в последних еще на 50-100 м, а бедные и забалансовые руды установлены в 120-200 м ниже кровли гранитов.

На месторождении проявлены два морфологических типа рудных залежей – жилообразные и штокверкоподобные. В гранитах, базальтах и андезитах развиты только жилообразные залежи вдоль крутопадающих разрывов субмеридионального и северо-восточного простирания. Они отличаются простым строением, небольшой протяженностью (100-150 м) и размахом оруденения по вертикали 50-70 м. В трахидацитах рудные залежи штокверкоподобные с раздувами и апофизами. Высота раздувов 30-50 м, протяженность 200-300 м. На их выклинивании образуются простые по форме жилообразные тела, линейно вытянутые вдоль разрывов. Значительным развитием на месторождении пользуются забалансовые руды. Балансовые руды в целом являются рядовыми при вариациях содержаний урана от 0,050 до 2,6 %.

Для создания трехмерной геолого-геофизической модели месторождения с целью выявления скрытого уранового оруденения определён и применён комплекс геолого-геофизических методов, который включал геологическое картирование, топогеодезические работы, атмогеохимическое опробование (378 проб), изотопно-почвенный метод (387 проб), гравиразведку с использованием гравиметров Scintrex CG-6, гамма-спектрометрию прибором МКСП-01 «РАДЭК» с кристаллом NaJ(Tl) 80х80 мм. Ниже приведено содержание и краткие результаты ключевых работ.

Определение плановых и высотных координат гравиметрических пунктов выполнены при помощи двухчастотных спутниковых антенн Trimble R8 GNSS. В месте обнаружения локальной гравиметрической аномалии выполнено сгущение профилей с расстоянием между ними 50 м. Базовая станция GPS располагалась на территории проведения работ. За топографическую основу принята карта рельефа местности масштаба 1:10 000 с относительной погрешностью плановой привязки 1,2 м. В результате проведения наземной гравиметрии создана схема, на которой выделяются рудные зоны, маркирующиеся локальными минимумами гравитационного поля. Однако говорить об уверенном картировании рудных залежей по данным проведённых гравиметрических работ нельзя. Для увеличения точности гравиметрических работ необходимо проработать методику учёта вариаций гравитационного поля в условиях сейсмичности района при сохранении достаточно высокой производительности съёмок.

В результате гамма-спектрометрических работ построены схемы содержаний калия, радия, тория и мощности экспозиционной дозы (МЭД). На схемах содержаний калия и радия рудные залежи отмечаются повышенными значениями. На схеме МЭД и схеме содержаний тория повышенные значения отмечаются только на восточной группе залежей, западная залежь отмечается скорее пониженными значениями. Однозначность выделения рудных объектов осложняется небольшой положительной корреляцией содержаний калия и тория с рельефом местности, что, по всей видимости, обусловлено уменьшением мощности четвертичных отложений на возвышенностях, о чем свидетельствует геологическая схема участка (рис. 1).

При проведении атмогеохимического опробования исследовались геохимические и изотопно-геохимические ореолы газообразных, летучих и сопутствующих компонентов, выделяемых в процессах образования руд и их последующих изменений, а также общей

дегазации Земли. С развитием газовой хроматографии и масс-спектрального анализа появилась возможность привлекать для решения поисковых задач новые атмохимические индикаторы скрытого оруденения, например, аномальные концентрации содержания нанофракций металлов в составе геогаза (Cao et al., 2010, Noble et al., 2013; Cao et al., 2015). На исследуемом участке проведено атмогеохимическое опробование с использованием газовых коллекторов, представляющих собой флаконы, наполненные гранулированным активированным углем марки «Carbonut VP» и закрытые пластиковой пробкой с отверстиями для свободного доступа воздуха. Отбор проб осуществлялся по 9 профилям. По результатам лабораторных исследований составлена серия схем аномалий. Визуально отдельно взятые схемы аномалий не позволяют однозначно говорить о фиксации рудных зон, однако, сопоставив имеющиеся карты атмогеохимических аномалий с учтенным среднеквадратичным отклонением, становится очевидно, что рудные зоны в центральной и западной частях локализованы на пересечении аномалий по нескольким элементам. В южной части участка имеется наложение ряда аномалий, что может говорить о большей протяженности центральной рудной зоны в южном направлении. У восточной границы участка наблюдается похожая обстановка, которая может свидетельствовать о невыявленной ранее рудной залежи. Также относительно линейное расположение аномалий может свидетельствовать о связи с разломными зонами.

Изотопно-почвенный метод (Бахур и др., 2011; Овсяникова, 2017) применялся для опробования представительного почвенного горизонта с экстракцией радионуклидов раствором соляной кислоты, радиохимическом выделении и определении активностей изотопов ^{210}Pb и ^{210}Po с последующей интерпретацией полученных результатов измерений. По результатам анализов построена схема мультипликативного показателя Po-Pb, которая позволяет локализовать отдельные части уже известных рудных зон.

Для геолого-геофизической интерпретации полученных данных использован метод «Составных аналитических функций» (САФ) (Сорокин и др., 2020). Сущность метода САФ заключается в выделении зон пересечения геофизических и геохимических аномалий от соответствующих им тектонически контролируемых зон гидротермально-метасоматических изменений горных пород, включающих в себя крутопадающее урановое оруденение жильно-штокверкового типа. Гидротермально-метасоматические тектонические зоны охарактеризованы неоднородностями, проявляющимися в виде неравномерно распределенных вдоль них аномалий различных геофизических и геохимических полей. На контрастность выделения аномалий оказывает влияние мощность покровных отложений, интенсивность различных гидрогеохимических процессов, количество используемых съемочных методов (признаков) и погрешности измерений. Выделение перспективных зон производится путём суммирования аномальных признаков и вычислением САФ. Установлено, что контрастная аномалия значений САФ фиксируется непосредственно над месторождением.

Для пространственной оценки результатов проведенных геолого-геофизических работ, формирования наиболее актуального комплекса методов поиска скрытых объектов и прогноза локализации перспективных урановорудных зон построена трехмерная геолого-геофизическая модель месторождения (рис. 2А). При построении дополнительно использованы данные по 10-ти пробуренным на этом участке скважинам. Также на основе построенной ранее геологической карты масштаба 1:10 000 создана и интегрирована в общую модель цифровая модель рельефа территории. По разрезам и планам горизонтов предшественников отстроены каркасы рудных тел. После получения новых данных в модель добавлены 6 разрезов САФ и на их основе отстроены разломы (рис. 2Б).

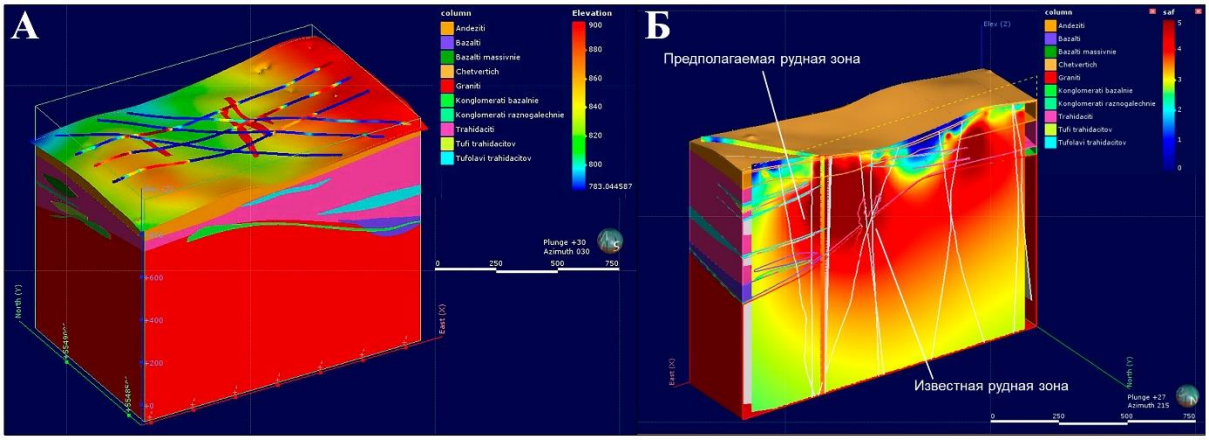


Рисунок 2. А – Общий план комплексной трехмерной геолого-геофизической модели месторождения Южно-Широндукуйское. Сверху в цветовой палитре представлен рельеф дневной поверхности и показано расположение интерпретационных профилей. Цветовыми градациями каркасов указана литологическая характеристика горных пород. Б – Прогноз локализации уранового оруденения на основе трехмерной интерпретации геолого-геофизических разрезов, построенных методом САФ.

Применение объемного компьютерного геолого-геофизического моделирования позволило сделать следующие выводы:

- установлен наложенный характер разломных структур, что говорит об отсутствии связи рудоносности и литолого-формационных обстановок;
- геолого-геофизические разрезы, построенные методом САФ позволили определить углы падения и направления простираний, в том числе рудоконтролирующих, разломов, а также уточнить их на составленной ранее геологической карте;
- использование предложенного комплекса геофизических и геохимических методов и их трехмерная пространственная интерпретация не только позволили в высокой степени точности зафиксировать уже известные рудные зоны, но и выявить новую перспективную зону (рис. 2Б);
- объемное моделирование месторождения позволило наиболее точно локализовать перспективные участки и в значительной мере сократить объемы буровых работ.

Бахур А.Е., Коноплев А.Д., Зуев Д.М., Овсянникова Т.М., Стародубов А.В., Мануилова Л.И., Гулынин А.В., Гребенкин Н.А., Донец В.В. Изотопно-почвенный метод и его современные модификации при поисках слепого уранового оруденения // Разведка и охрана недр. 2011. № 1. С. 52-59.

Ищукова Л.П., Игошин Ю.А, Авдеев Б.В. и др. Геология Урулюнгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 529 с.

Овсянникова Т.М. Геохимические методы поисков скрытых месторождений // Разведка и охрана недр. 2017. № 8. С. 13- 20.

Сорокин А.Г., Ермохин К.М., Березнев М.В., Павлович Г.Д., Макаров А.И. Применение комплексной геолого-геофизической технологии для прогнозирования урановорудных объектов жильно-штокверкового типа на примере месторождений Стрельцовского рудного поля. Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Информационный сборник КНТС по геологии урана. Выпуск 161. Москва. 2020. С. 72-82.

Noble R.R.P., Lintern M.J., Townley B. et al. Metal migration at the North Miitel Ni sulphide deposit in the southern Yilgarn Craton: Part 3, gas and overview // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2013. v.13. P. 99-113.

Cao J.J., Liu C., Xiong Z.H., Qin T.R. Particles carried by ascending gas flow at the Tongchanghe copper mine, Guizhou Province, China // Science China Earth Sciences. 2010. V. 53. Issue 11. P. 1647-1654.

Cao J.J., Li Y.K., Jiang T., Hu G. Sulfur-containing particles emitted by concealed sulfide ore deposits: an unknown source of sulfur-containing particles in the atmosphere // Atmos. Chem. Phys. 2015. Vol. 15. P. 6959–6969.

Влияние состава тигля на фазообразование керамик Nd-Ti-Zr-O

Уланова А. С.[1], Никольский М. С.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва, ulanova-amina@mail.ru*

Подбор условий синтеза керамических материалов очень важен для получения материалов с заданными структурой свойствами. К таким условиям относятся: температура, давление, время, метод спекания или обжига, изменение состава исходной шихты и т.д. (Laverov, 2003; Yudintsev, et al., 2019; Ji, et al., 2021). Тип используемого тигля также может существенно влиять на состав фаз. Например, С.В. Стефановский и др., (2007) показали, что в керамики состава 5%Al_2O_3, 10%CaO, 55%TiO_2, 10%MnO, 5%Fe_2O_3, 5%ZrO_2, 10%UO_2 (масс.%), полученной плавлением оксидной шихты при использовании стеклоуглеродных тиглей, появляются примеси фаз кричтонита, рутила и пирофанита-ильментита. А при использовании платиновой ампулы присутствуют следы стеклофазы из-за загрязнения расплава материалом обмазки холодного тигля (Стефановский и др., 2007).

В данной работе представлены результаты исследования керамик, полученных твердофазным синтезом в системе $NdO_{1.5}$ -TiO_2 -ZrO_2 при температуре спекания 1500°C в течении 8 часов с использованием алундового и стеклоуглеродного тиглей. Нами были получены 3 образца с составами Z-10 (35%$NdO_{1.5}$, 26%ZrO_2, 39%TiO_2) Z-11 (35%$NdO_{1.5}$, 13%ZrO_2, 52%TiO_2), Z-12 (35%$NdO_{1.5}$, 65%TiO_2).

Фазовый состав образцов определялся методом порошковой рентгеновской дифракции на дифрактометре Empyrean Malvern Panalytical (cukα, 40 kv, 20 ma, шаг 0.02°, ИФХЭ РАН). Строение керамик и определение химического состава фаз, слагающих образцы, проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-5610lv, оснащенном энерго-дисперсионным детектором ULTIM MAX-100 и системой анализа AZtec.

Образцы Z-11 и Z-12, полученные в алундовых тиглях, расплавились и полностью диффундировали в тигель. Образец Z-10 частично диффундировал в тигель. Анализ остатков образца Z-10 показал, что он состоит из: шриланкита, пирохлора, перовскит-подобной структуры и цирконолита. Отметим, что в образце присутствует значительное количество алюминия (2-9 моль. %), которого не было в исходной шихте и в составе цирконолитовой фазы его больше всего (>8%). Это связано с диффузией алюминия из алундового тигля в образец Z-10.

Образцы, полученные после спекания в стеклоуглеродных тиглях, имеют следующий фазовый состав:

Z-10- деффектный пирохлор $Nd_{1.24}(Zr_{0.49}Ti_{1.51})_2O_{5.86}$, бадделеит $(Zr_{0.95}Ti_{0.03}Nd_{0.01})_1O_{1.99}$

Z-11- цирконолит $Nd(Zr_{0.74}Nd_{0.22}Ti^{4+}_{0.04})(Ti^{4+}_{1.6}Ti^{3+}_{0.4})O_7$, деффектный пирохор $Nd_{1.35}(Ti_{1.41}Zr_{0.59})_2O_{6.02}$, рутил $(Ti_{0.86}Zr_{0.07}Nd_{0.07})_1O_{1.97}$

Z-12- перовскит $Nd_{0.71}Ti_1O_{3.07}$, рутил $Ti_1O_{2.00}$

Во время спекания стеклоуглеродный тигель из-за нагрева выделяет большое количество углерода, что приводит к восстановлению титана из Ti^{4+} в Ti^{3+} по реакции: $2TiO_2+C \xrightarrow{870°C} Ti_2O_3+CO$.

Образец Z-10, из-за большего количества ZrO_2, самого тугоплавкого компонента в системе ($T_{пл}$=2700°C), не подвергся процессу плавления во время спекания в отличие от образцов Z-11 и Z-12 (рис.1). Цирконолит имеет общую формулу $CaZrTi_2O_7$, и поскольку в образце Z-11 Ca отсутствует, при формировании данной фазы происходит частичная компенсация заряда в процессе замещения позиции Ca^{2+} + Ti^{4+} на Nd^{3+} + Ti^{3+}. Образец Z-12 состоит только из оксидов Nd и Ti, поэтому при восстановлении Ti фазы разделились на более неодимовую фазу с Ti^{3+} со структурой перовскита и фазу рутила.

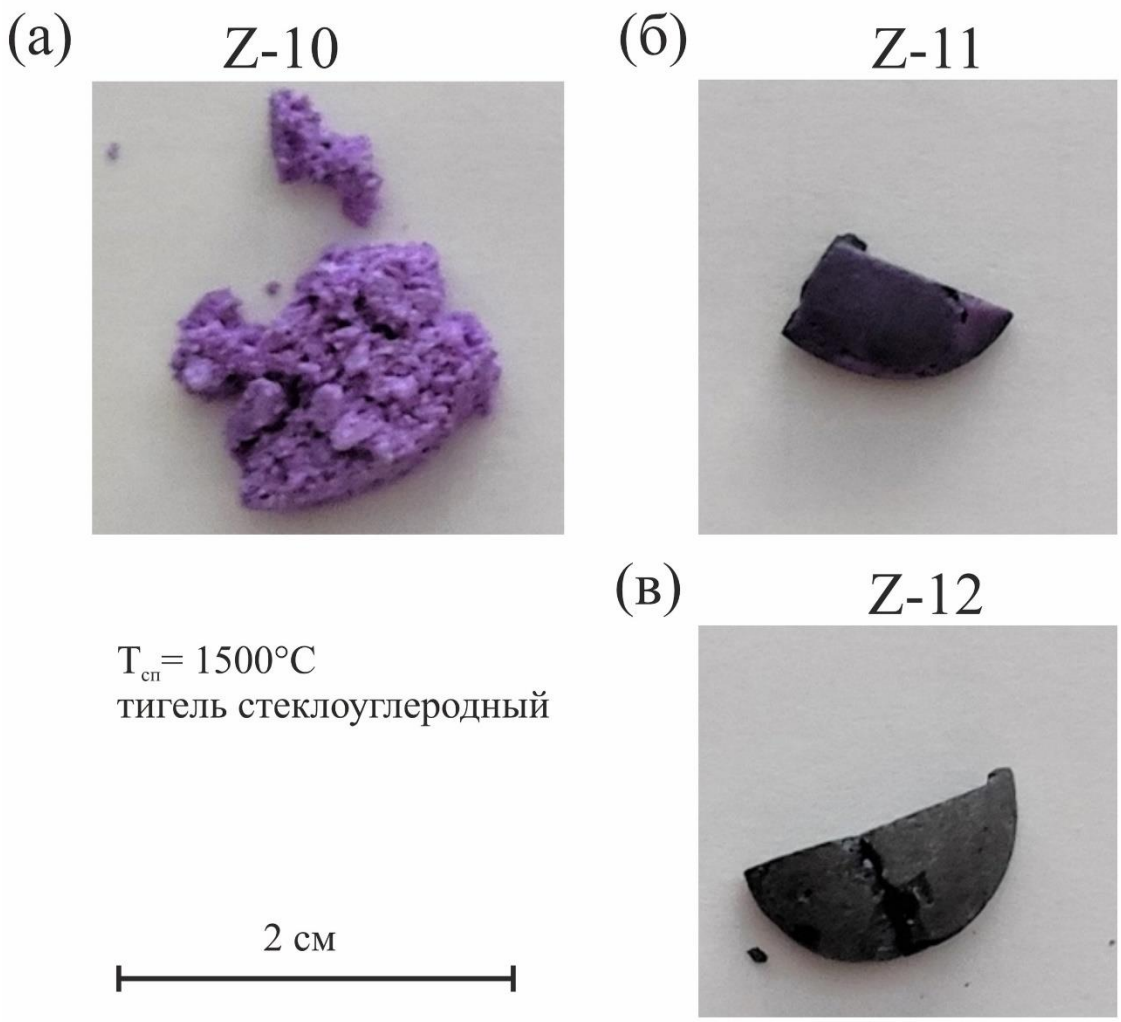


Рисунок1. Вид образцов а) Z-10, б) Z-11, в) Z-12, полученных после спекания в стеклоуглеродных тиглях при температуре 1500°C в течении 8 часов.

Стефановский, С. В. И др. Влияние условий синтеза на фазовый состав и строение урансодержащей муратаитовой керамики. 2007. С. 42–49.

D.J. Gregg, E.R. Vance, Synroc tailored waste forms for actinide immobilization // Radiochim. Acta. 2007. 105. P. 907–925 https://doi.org/10.1515/ract-2016-2604

Ji, S. Et al. Higher valency ion substitution causing different fluorite-derived structures in $CaZr_{1-x}Nd_xTi_2-xNb_xO_7$ ($0.05 \leq x \leq 1$) solid solution // Ceram. Int. 2021. 47. P. 2694–2704.

Laverov, N. P., Yudintsev, S. V., Lapina, M. I., Stefanovsky, S. V., Chae, S. C., & Ewing, R. C. (2003). Phases Formation Rate at Synthesis of Actinide Waste Forms // Materials Research Society Symposium – Proceedings. 757. P. 321–328. Https://doi.org/10.1557/proc-757-ii3.20

Shoup S. S., Bamberger C. E., Tyree J. L., Anovitz L. M. (1996). Lanthanide-Containing Zirconotitanate Solid Solutions 1,2. // Journal of solid-state chemistry. 1996. Vol. 127.

Yudintsev, S. V. Et al. Phase formation at synthesis of murataite-crichtonite ceramics // J. Nucl. Mater. 2019. 517. P. 371–379.

Расчёт химической кинетики реакций природных гипсов различной чистоты в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН)

Упорова Н. С.[1], Леонова Л. В.[1], Гуляева Т. Я.[1]

ИГГ УрО РАН, г.Екатеринбург, nuporova84@gmail.com

Гипс, безусловно, является наиболее распространенным сульфатным минералом, по составу дигидрат сульфата кальция с химической формулой $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Гипс — это типичный осадочный минерал, который встречается в эвапоритовых отложениях или связан с известково-осадочными отложениями (Freyer and Voigt, 2003). Гипс является универсальным материалом, используемым в нескольких сферах деятельности, таких как строительство, цементная и фарм-промышленности, производство гипса, сельское хозяйство и др. Производство гипса осуществляется двумя способами: природного гипса, который поступает из месторождений, и синтетического гипса, который является побочным продуктом химической обработки природного фосфата (фосфогипса) или десульфуризации дымовых газов (ДДГ) (Sebbahi et al, 1997). Потребление гипса растет с каждым годом и вследствие промышленного интереса к гипсу как к одному из самых экологичных огнестойких строительных материалов, исследование его физико-химических свойств в широком интервале температур является актуальной задачей. Гипс применяется как в формах дигидрата и полугидрата, так и в безводных его формах (ангидрит III, ангидрит II), поэтому так необходимо знать температуры дегидратации и полиморфных превращений гипса разной химической чистоты, а также энтальпии этих процессов для прогнозирования энергозатрат на обработку материала.

Методика исследования

Исследование физико-химических процессов и термических характеристик образцов природного гипса 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 (±1°), ошибка в определении изменения массы (±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, 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 CuKα-излучением в диапазоне углов 3 — 70°, с шагом $\Delta(2\theta) = 0{,}02°$ и экспозицией 1,2 с на каждом шаге. Расшифровка рентгенограмм материалов была проведена с помощью программного обеспечения SiroQuant. Местонахождения образцов и результаты рентгеноструктурного анализа сведены таблице 1.

Результаты

В данной работе исследованы термические свойства и состав десяти образцов природного гипса (Таблица 1). Типичные дериватограммы гипса представлены на рис 1. При нагревании дигидрата сульфата кальция происходит обезвоживание гипса в два этапа с образованием промежуточного полугидрата ($CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$ (бассанит)) (Иванова, 1974). Температура реакции гипс-бассанит варьируется в интервале (174-181)°С. Далее, полугидрат гипса, при повышении температуры превращается в ангидрит (γ-$CaSO_4$ - ангидрит III), температура завершения дегидратации находится в интервале температур (199-206)°С. Далее при нагревании следует экзотермическая реакция, обусловленная необратимым полиморфным превращением γ-

ангидрита (ангидрит III) в нерастворимую орторомбическую β-фазу (ангидрит II)) без потери массы, температура которого колеблется в пределах (358-369)°C. Далее фиксируется эндотермическая реакция при температуре (1211-1218)°Место для уравнения.C, связанная с обратимым полиморфным превращением (ангидрит II → ангидрит I) без изменения массы. Теоретические значения потери массы для чистого гипса составляют 20,95 %, связанные с дегидратацией. Наши данные по термогравиметрии близки теоретическим значениям в интервале (30-650)°C. Однако стоит отметить, что при высоких температурах, в интервале (650-1300)°C значения потери массы для образцов гипса разнятся между собой, что (рис.1). Имеются несколько образцов, в частности #3, 4, 5,10 для которых зафиксированы значительные изменения ТГ и составляют от 2 до 7%. Скорей всего это связано с ранним разложением ангидрита (Sebbahi, 1997) по реакции $CaSO_4 \rightarrow CaO + SO_2 + 1/2O_2$, где примесь является затравкой для начала деструкции. Проанализировав данные по термогравиметрии и рентгеновской дифракции, получаем некоторую корреляцию потерей массы ангидрита при высоких температурах от чистоты образцов.

Таблица 1. Характеристика образцов природного гипса.

№ образца	Месторождение, местонахождение	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	SiO_2	$CaCO_3$	$CaSO_4$	Слюда
1	Карьинское месторождение	~100%	<<1%			
2	Кунгурская пещера	~100%			<<1%	
3	Гайское месторождение	98%	2%			
4	Мыс Казантип, Крым	~89-91%	~7-8%			~2-3%
5	Таманский п-ов	~95%	~2%	~3%		
6	Сафьяновка, Крым	100%				
7	Карлюкские пещеры, Туркменистан	~96%		~4%		
8	Гаурдак, Туркменистан	100%				
9	Тенишево, р. Волга	~100%			<<1%	
10	Кыштырлинское месторождение	~100%	<1%			

Чтобы получить полную кинетическую оценку механизма дегидратации гипса и другие кинетические параметры, такие как предэкспоненциальный фактор A 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.2). В результате данного исследования, с помощью программы NETZSCH Thermokinetics, определены значения эффективных энергий активации, параметр модели реакции и кинетическая модель химических и физических процессов гипса с использованием неизотермического метода нелинейной регрессии, которая основана на минимизации разницы между экспериментальными и расчетными данными с использованием уравнения.

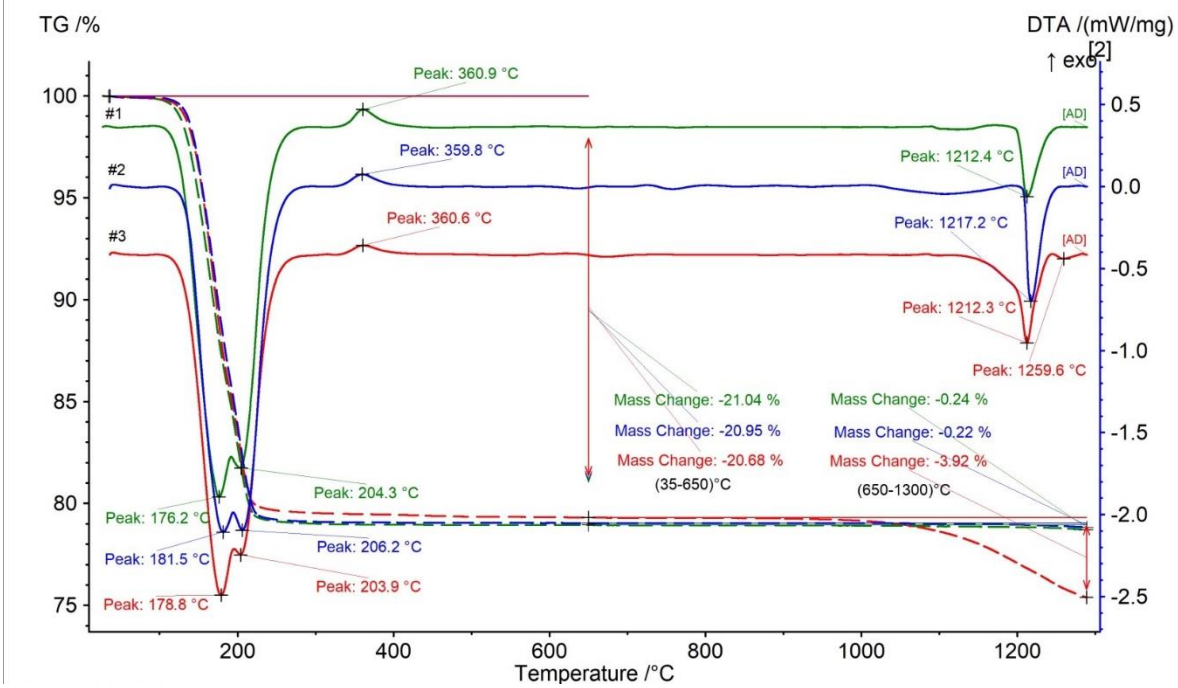


Рисунок1. Температурные зависимости ДТА-ТГ для образцов гипса #1, 2, 3, полученные при скорости сканирования 10 К/мин.

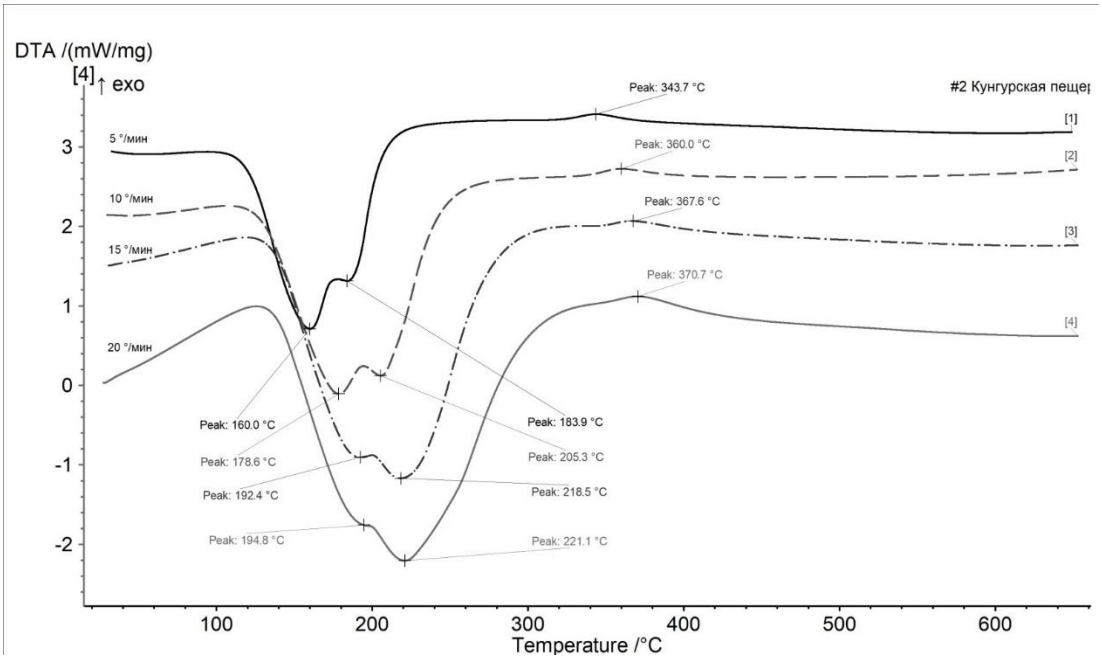


Рисунок2. Температурные зависимости ДТА для гипса #2, полученные при скоростях сканирования 5,10, 15, 20 К/мин.

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).

Freyer D., Voigt W. Crystallization and phase stability of $CaSO_4$ and $CaSO_4$-based salts // Monatsh Chem. 2003. V. 134. P. 693–719.

Sebbahi S., Ould Chameikh M.L., Sahban F., Aride J., Benarafa L., Belkbir L. Thermal behavior of Moroccan phosphogypsum, Thermochimica Acta. 1997. V. 302. P. 69–75.

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. // Л., «Недра». 1974. 399 с.

Отходы горно-металлургического комплекса, содержащие благородные металлы

Федоров С.А.[1, 2], Амдур А.М.[2], Курмачева В.С.[2]

[1]*ИМЕТ УрО РАН, г. Екатеринбург, saf13d@mail.ru*
[2]*УГГУ, г. Екатеринбург, engineer-ektb@rambler.ru, verounya55@mail.ru*

В России ресурсный потенциал техногенных золотосодержащих объектов оценивается во многие сотни тонн Au, что соответствует 55-60 % от объемов добытого в стране золота (Кузнецова и др., 2019). А отходы горно-металлургических предприятий содержат в себе более 1000 т металлов платиновой группы (Янин, 2008). К настоящему времени существует общая классификация всех техногенных месторождений по типу промышленного производства (Макаров и др., 2018). В работе объединены все известные техногенные отходы, которые могут служить потенциальным сырьевым ресурсом на золото и платину, приведена классификация по типам.

Техногенные отходы, представляющие собой продукты горно-металлургических комплексов, характеризуются близкими минеральным и химическим составами к природным рудам, относительно невысокими содержания золота и платины (в среднем 1-2 г/т), значительными запасами, преимущественно мелкозернистым составом (размер зерен менее 1-2 мм). Несмотря на то, что техногенные отходы – упорное минеральное сырье, которое требуют нетрадиционных способов обогащения, себестоимость извлечения золота и платины из такого сырья ниже, чем при обогащении исходных руд, поскольку из технологической цепочки исключаются дорогостоящие операции добычи, дробления и измельчения. Однако, только ограниченное число техногенных отходов имеет содержания золота и платины близких к природным рудам. На этом основании рассмотрено и выделено только 9 типов потенциального сырья, которые с краткими характеристиками приведены в таблице 1.

Отвалы вмещающих и вскрышных пород. Довольно бедные отходы по содержаниям благородных металлов (золото в среднем 0,1-0,5 г/т, МПГ менее 1 г/т) (Кирильчук и др., 2019). Основная доля золота в отходах находиться в самородной форме, сплавах и интерметаллидах систем Au-Cu, Au-Ag, Au-Ag-Cu, реже – образует сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, висмутиды, сульфосоли (Бортников и др., 2012). Также может быть представлено твердыми растворами преимущественно в мышьяксодержащих сульфидах. Размер золотосодержащих частиц обычно меньше 10 мкм. Платиносодержащий техногенный материал представлен ультраосновными, основными породами и метасоматитами, которые содержат в себе небольшие вкрапления рудных минералов (пирротин, халькопирит, пентландит) размером до 1 мм, с которыми часто ассоциируют тетраферроплатина и сперрилит с размерами зерен несколько мкм (Макаров и др., 2018).

Хвостохранилища обогатительных фабрик. Отходы данного типа являются самыми богатыми по запасам золота и платины из всех известных: сформировано до 600 млрд. тонн хвостов, в которых сохраняется по разным оценкам от 10 до 40% неизвлеченного золота со средним содержанием 0,2–0,5 г/т (Наумов и др., 2018) и 1000 т металлов платиновой группы (Петров и др., 2013). Золото в хвостах находится преимущественно в свободном виде, остальная его часть – образует минеральные формы аналогичные, что в отвалах вмещающих пород. Размер частиц золота варьирует от 1 до 50 мкм, содержание его в хвостах от 0,1 до 6 г/т (при среднем 0,3-1,0 г/т) (Кирильчук и др., 2019; Петров и др., 2013; Цемехман и др., 2010). Платина встречается в форме сперрилита $PtAs_2$, бреггита PtS, куперита PtS_2, тетраферроплатины PtFe и изоферроплатины Pt_3Fe. Размер зерен платиновых минералов варьирует от 0,1-0,2 до 200 мкм, содержание в хвостах обогащения от 0,1 до 2,1 г/т (среднее содержание всех МПГ 1-1.5 г/т) (Петров и др., 2013; Цемехман и др., 2010).

Таблица 1. Техногенные отходы, содержащие золото и платину.

Тип отходов	Содержания металлов, г/т	Форма нахождения металлов	Примеры месторождений
Отвалы вмещающих пород	Au 0,1 – 0,5 МПГ менее 1	Самородное золото; сплавы систем Au-Cu, Au-Ag, Au-Ag-Cu; твердые растворы с медными сульфидами, арсенопиритом и мышьяксодержащим пиритом; размер частиц варьирует от 1 мкм до 4 мм. Тетраферроплатина, сперрилит, брэггит, куперит от менее 1 до 200 мкм, твердые растворы в пирротине и пентландите	Отвалы рудника им. III Интернационала, отвалы Буримбаевского ГОКа
Хвостохранилища обогатительных фабрик	Au 0,1 – 8,5 Pt 0,1 – 2,1		Хвостохранилища Норильской ОФ, Качканарского ГОКа, Семеновской и Артемовской ЗИФ, Учалинской и Сибайской ОФ
Лежалые пирротиновые и магнетитовые концентраты	Au 0,3 МПГ 1,2 – 26	Микродисперсные частицы самородного золота и твердые растворы с сульфидами. Тетраферроплатина, сперрилит, куперит, сплавы с оловом, висмутом, свинцом от 1 до 200 мкм, твердые растворы в пирротине	Лежалые пирротиновые концентраты и хранилища магнетитовых концентратов ГМК «Норильский никель»
Пиритные концентраты	Au 1,1 – 3,7	Самородное золото; интерметаллиды и сплавы Au-Cu, Au-Ag, Au-Ag-Cu; твердые растворы с сульфидами	Отвалы Левихинского и Кабанского рудников (Средний Урал)
Техногенные россыпи[1]	Au 0,5 – 65,9 МПГ 0.1 – 2,6	Самородное золото; сплавы Au-Hg, Au-Ag-Hg, Au-Hg-Pb, Au-Ag-Hg-Pb; размер зерен от 5 до 500 мкм. Изоферроплатина от 3 до 30 мкм	Техногенные россыпи по р. Щучья (Норильский район), по р. Сосьва (Средний Урал), р. Нагима (Верхнее Приамурье)
Отвалы пиритных огарков	Au 0,7 – 1,5	Форма нахождения золота и размер его частиц не установлены	Твердые отходы сернокислотного производства ОАО «Минудобрения», Полевского сернокислого завода
Шлакоотвалы	Au 0,1 – 0,4 МПГ 0,4 – 2,2	Сплавы золота с медью и сурьмой, интерметаллиды Au_3Cu, AuCu, размерами от 0,1 до 20 мкм. PtFeNi, PtFe, полярит – от 0,1 до 25 мкм	Шлакоотвалы Никелевого завода, Медного завода (Норильский район), Среднеуральского медеплавильных заводов
Отходы гидро-металлур-гического производства[1]	Au 0,019 – 0,046 Pt 0,05 – 0,25	Предположительно железооксидные, органические и комплексные соединения	Хвостохранилища и пруды-отстойники заводов по переработке медного и никелевого сырья
Иловые техногенные отложения	Au 0,1 – 0,3	Самородная форма; размер частиц не более 5 мкм	Пруды-отстойники металлургических комбинатов

Примечание: МПГ – металлы платиновой группы; [1]содержание в мг/л.

Лежалые пирротиновые и магнетитовые концентраты. Хранилища пирротиновых концентратов в открытых источниках известны только на территории ГМК «Норильский никель» (Петров и др., 2013; Цемехман и др., 2010). Сформировались более 10 млн т концентратов, в которых среднее содержание золота составляет 0,3 г/т. Материал сложен частицами класса крупности -0,045 мм. Золото в них находится, предположительно, в самородной форме (с размером частиц в несколько мкм) и в виде твердых растворов с сульфидами. Содержание металлов платиновой группы лежит в пределах от 1,2 до 10 г/т. Образуют они тетраферроплатину PtFe, сперрилит $PtAs_2$, куперит PtS_2, сплавы платины с оловом, висмутом, свинцом. Размер минералов от 1 до 200 мкм. Магнетитовые концентраты состоят преимущественно из магнетита, основной минерал МПГ – тетраферроплатина, а их содержания в концентрате достигает 26 г/т (Петров и др., 2013; Цемехман и др., 2010).

Пиритные концентраты. В настоящее время отвалов пиритных концентратов мало, все они уходят в производство серной кислоты. Являются продуктами флотационного обогащения.

Содержание золота в таких материалах варьирует от 1,1 до 3,7 г/т (Мустафин и др., 2017). Золото, как и во всех предыдущих материалах, находится в самородной форме, сплавы и интерметаллиды, твердые растворы с пиритом и другими сульфидами.

Техногенные россыпи. Золото в таких материалах, по сравнению с предыдущими отходами, высокопробное и находится в самородной форме, намного реже – сплавы и интерметаллиды систем Au-Hg, Au-Ag-Hg, Au-Hg-Pb, Au-Ag-Hg-Pb. Содержание благородного металла в россыпях очень сильно варьируется от 0,1 до 65,9 г/т, однако среднее содержание менее 1 г/т (обычно 0,3-0,5 г/т). Частицы золота имеют размеры от 5 до 500 мкм (Мустафин и др., 2017; Кузнецова и др., 2019). Платина в россыпях встречается в форме изоферроплатины Pt_3Fe, тетраферроплатины PtFe, размеры которых от 3 до 30 мкм (в редких случаях 1-2 мм). Суммарное содержание МПГ от 0,1 до 2,6 г/м^3 (Бортников и др., 2012; Гурская и др., 2016).

Отвалы пиритных огарков. Отходы представляют собой дисперсный порошок буроватых цветов с размером частиц от 5 мкм до 2 мм. В минеральном составе преобладает гематит, магнетит и кварц. Содержание золота в огарках 0,7-5,0 г/т (Бортников и др., 2012; Макаров и др., 2012). Предположительно оно находится в самородном виде.

Шлакоотвалы. Золото образует сплавы с медью и сурьмой, и интерметаллиды Au_3Cu, AuCu размерами от 0,1 до 15-20 мкм. Содержание Au в шлаках достаточно низкое 0,1-0,4 г/т, суммарно с металлами платиновой группы их содержание достигает 1-2,2 г/т (Петров и др., 2013; Amdur at al., 2021). Платина образует PtFe и PtFeNi размерами от 0,1 до 25 мкм (встречается исключительно только в сплаве FeNi). Благородные металлы концентрируются только в сульфидных корольках (Amdur at al., 2021).

Отходы гидрометаллургического производства. Малоизученный техногенный тип золото- и платиносодержащих отходов. Он отличается от всех других тем, что большая часть благородных металлов находится в ионной форме в растворах. В осадках золото и платина, предположительно, образует железооксидные, органические и комплексные соединения. Скапливаются растворы в прудах-отстойниках и хвостохранилищах заводов по гидрометаллургической переработке медного и никелевого сырья. Содержание золота составляет 0,019-0,046 г/м^3, платины – 0,05 – 0,29 г/м^3 (Цемехман и др., 2010).

Иловые техногенные отложения. По аналогии со сточными водами – так же малоизученный тип отходов. Часто образуются в прудах-отстойниках металлургических комбинатов, связанных с цветной металлургией. Лежалые илы состоят из тонкой фракции, размер зерен менее 0,5 мм. Золото присутствует в самородной форме, иногда образует сплавы с ртутью, размер зерен не более 5 мкм. Содержание Au достигает 0,1-0,3 г/т (Банщикова и др., 2009).

Главная проблема техногенных отходов – извлечение микродисперсных золота и платины. Так же трудности вызывает частое нахождение этих металлов в сростках. К примеру, в золотоносных техногенных месторождениях Якутии золото представлено сростками (95,7 %), из которых до 36 % - в не извлекаемой форме (в силикатах) и только лишь 22 % Au находится в свободной форме (Ковлеков, 2002). Наличие сростков вызывают существенные затруднения на современном обогатительном оборудовании. Микродисперсное золото будет извлекаться только после укрупнения, что возможно в процессе нагрева и плавления минерального сырья. Платину, за счет ее нахождения в сульфидах, можно извлекать также после укрупнения сульфидных капель в оксидных расплавах.

Исследование подготовлено в соответствии с государственным заданием, выданным Минобрнауки РФ, на выполнение НИР для ФГБОУ ВО «Уральский государственный горный университет» № 075-03-2022-401 от 12.01.2022 «Разработка и эколого-экономическое обоснование технологии рекультивации нарушенных горно-металлургическим комплексом земель на основе мелиорантов и удобрений нового типа».

Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В. Вещественно-минеральная характеристика техногенных россыпей – потенциальных источников благородного металла (на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья, Россия) // Георесурсы. 2019. № 21(1). С. 2-14.

Янин Е.П. Платиновые металлы в окружающей среде (распространенность, источники, техногенное загрязнение, рециклинг) // Научные и технические аспекты охраны окружающей среды. 2008. № 5. С. 2–94.

Макаров А.Б., Талалай А.Г., Хасанова Г.Г. Геолого-промышленные типы техногенных месторождений // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 8. С. 80–85.

Кирильчук М.С., Рассказова А.В. Доизвлечение трудноизвлекаемого золота из техногенно-трансформированного минерального сырья с использованием активационного кучного выщелачивания // Проблемы недропользования. 2019. № 2. С. 101-106.

Бортников Н.С., Дистлер В.В., Викентьев И.В., Гамянин Г.Н., Григорьева А.В., Гроховская Т.Л., Служеникин С.Ф., Тагиров Б.Р. Формы нахождения благородных металлов в рудах комплексных месторождений: методология изучения, количественные характеристики, технологическое значение // Проблемы минерагении России. Москва: РАН, Отделение наук о Земле, 2012. С. 365-384.

Наумов В.А., Фиоруччи А., Голдырев В.В., Брюхов В.Н., Фетисов В.В. Научные основы управления геологическими процессами в техногенно-минеральных образованиях // Международный научно-исследовательский журнал. 2018. № 9 (75). С. 89-92.

Петров Г.В., Бодуэн А.Я., Мардарь И.И., Иванов Б.С., Богинская А.С. Ресурсы благородных металлов в техногенных объектах горно-металлургического комплекса России // Успехи современного естествознания. 2013. № 3. С. 145-148.

Цемехман Л.Ш., Фомичев В.Б., Ерцева Л.Н., Кайтмазов Н.Г., Козырев С.М., Максимов В.И., Шнеерсон Я.М., Дьяченко В.Т. Атлас минерального сырья, технологических промышленных продуктов и товарной продукции ЗФ ОАО ГМК «Норильский никель». Москва: Руда и металлы, 2010. 336 с.

Мустафин С.К., Анисимова Г.С., Трифонов А.Н., Стручков К.К. Техногенное минеральное сырье регионов недропользования: природа, состав и перспективы рационального использования // Наука и образование. 2017. № 4. С. 7-16.

Гурская Л.И., Снежко О.Н., Васильев С.П., Молчанов А.В. Техногенные месторождения платиновых металлов – новый источник ценного промышленного сырья // Региональная геология и металлогения. 2016. № 66. С. 80-90.

Макаров А.Б. и др. Техногенно-минеральные месторождения пиритных огарков и их влияние на природную окружающую среду // Известия УГГУ. 2012. № 11-12. С. 38-45.

Amdur A.M., Fedorov S.A., Yurak V.V. Transfer of Gold, Platinum and Non-Ferrous Metals from Matte to Slag by Flotation // Metals. 2021. No 11 (10). pp. 1-14.

Банщикова Т.С., Литвинцев В.С., Шокина Л.Н. Проблемы извлечения золота из иловых отложений техногенных россыпей // Известия Высших учебных заведений. Горный журнал. 2009. № 3. С. 15-19.

Ковлеков И.И. Техногенное золото Якутии. Москва: МГГУ, 2002. 303 с.

Исследование фазовых соотношений в системе стилватерит, Pd_8As_3-мертиит, Pd_8Sb_3

[1]Федяева М. А.[1,2], Каримова О. В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва; oxana.karimova@gmail.com*
[2]*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; femaal.femaal3@yandex.ru*

Актуальность работы заключается в важности изучения фазовых отношений в ря- дах твердых растворов палладиевых минералов (Cabri, 2002; Vymazalova, 2018). В нашей работе проводится анализ синтетических и природных образцов с помощью порошкового рентгенофазового и рентгеноструктурного анализа, а также электронно-зондового микроанализа и сканирующей электронной микроскопии. Это важно для предсказания стабильных минеральных ассоциаций в природных условиях. Также данные могут быть использованы при моделировании условий возникновения и накопления платиноидов в природе. Это особенно актуально в настоящее время ввиду важности использования платиноидов в современной технике и технологиях.

Методами сканирующей электронной микроскопии и микрозондового анализа проведено исследование составов арсенидов и стибнидов палладия, отобранных на месторождении Каареоджа Ривер, Финляндия. Проведено исследование природных образцов с месторождения Каареоджа Ривер (Северная Лапландия, Финляндия) методами сканирующей электронной микроскопии и рентгеновской монокристальной дифракции. При изучении природных образцов удалось зафиксировать образование на данном месторождении минералов изомертиита, Pd11Sb2As2, арсенопалладинита, Pd8As2.5Sb0.5, и мертиита-2, Pd8Sb2.5As0.5, и чисто мышьяковистая разность – стилватерит, Pd8As3. Наличие минерала мертиита-1 доказать не удалось. По результатам данных экспериментов были рассчитаны эмпирические формулы исследуемых фаз (Булах, 1964). Рентгено-дифракционными методами установлены их кристаллохимические характеристики. Проведено уточнение кристаллической структуры минерала изомертиита.

Проводится синтез аналогов минералов в ряду составов Pd_8Sb_3 - Pd_8As_3 с разным соотношением Sb:As. Синтетические фазы проанализированы методами сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондового анализа и рентгенофазового анализа. По результатам экспериментальных исследований оценивается область устойчивости структурных типов в зависимости от содержания Sb и As. Также ведется разработка методики синтеза монофазных образцов с промежуточными составами для проведения уточнения их структуры.

Булах А. Г., Руководство и таблицы для расчета формул минералов. Издательство “НЕДРА”. 1964

Cabri L.J. The platinum-group minerals. In: The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements (L.J. Cabri, editor). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Special Volume 54. CIM, Quebec, Canada. P. 70–71.

Vymazalova A., Chareev D. A., Experimental aspects of platinum-group minerals // Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas through Space and Time. January 2018, P.303-354.

Жипкошинский шток редкометальных гранитов в Восточном Забайкалье: геохимия, минералогия и проблемы рудоносности

Ферапонтова С. Ю.[1], Баданина Е. В.[1]

[1] *СПбГУ, Санкт-Петербург, st063671@student.spbu.ru*

Как известно, в составе плюмазитовых редкометальных гранитов выделяются два геохимических подтипа – литий-фтористый и «стандартный», которые при близком петрогеохимическом составе исходных биотитовых гранитов контрастно различаются направленностью кристаллизационной дифференциации, геохимической и металлогенической специализацией предельных дифференциатов. В пределах Восточного Забайкалья эти породы характеризуются пространственной разобщенностью: Li-F тип завершается образованием танталоносных литионит-амазонит-альбитовых гранитов и характерен для Газимуро-Аргунской структурно-формационной зоны, “стандартный” тип с образованием на позднем этапе вольфрамоносных мусковитовых микроклин-альбитовых гранитов типичен для Агинской зоны. Стандартный тип редкометальных гранитов рассматривается нами на примере Саханайского интрузива, с окружающим его ореолом массивов-сателлитов (Зун-Ундур, Барун-Ундур, Жипкошинский шток, расположенного на Агинском террейне).

Изучаемый Жипкошинский шток является сателлитом Саханайского интрузива. Редкометальные граниты данной территории представлены своеобразным низкофтористым малолитиевым геохимическим типом мусковит-кварц-альбитового парагенезиса с Sn-W редкометальной нагрузкой. Развитие Саханайского массива проявляется в смене порфировидных крупнозернистых биотитовых, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами (Сырицо и др.,1989). Процесс дифференциации в его сателлите – Жипкошинском штоке завершается образованием мелко- и тонкозернистых пород мусковитового микроклин-альбитового состава. Предварительные исследования этих пород показали повышенные содержания в них Nb, Ta, F - нетипичных для данного типа гранитов рудных компонентов. В связи с чем была поставлена цель – оценить возраст формирования Саханайского и Жипкошинского массивов, детально изучить петрохимические и минералого-геохимические особенности гранитов штока.

В результате проведённых исследований можно сделать следующие выводы.

Возраст формирования гранитов Саханайского интрузива и Жипкошинского штока соответствует 143,30 ± 7,81 Ma при $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,702 ± 0,013, MSWD = 0,21 (Rb-Sr метод, породно-минеральная изохрона), что находится в хорошем согласии со временем кристаллизации массивов редкометальных гранитов в Восточном Забайкалье 145±3 Ma (Rb-Sr метод) (Костицын и др., 2004) и соответствует представлению о них, как о позднеюрской завершающей фазе Кукульбейского комплекса.

Петрохимический состав гранитов Жипкошинского штока соответствует геохимическому типу плюмазитовых редкометальных гранитов (Таусон, 1977) с низким содержанием редких щелочных элементов. Предельные дифференциаты этого штока, представленные мелкозернистыми мусковитовыми микроклин-альбитовыми гранитами характеризуются высокой глиноземистостью, повышенным содержанием Na, Mn, Rb, F, W, Ta, Nb при низком суммарном содержании РЗЭ, La_N/Yb_N-отношении порядка 1. К минералогическим особенностям изучаемого сателлита относятся присутствие в гранитах Li-фенгит-мусковита, вольфрамоиксиолита и необычных зональных фторапатитовых микрожеод. Вольфрамиксиолит обнаружен в виде самостоятельного рудного минерала, без ассоциации с вольфрамосодержащими тантало-ниобатами, является типоморфным акцессорным минералом Li-F гранитов и служит индикатором редкометальных гранитов с оловянно-редкометальной рудной минерализацией.

Учитывая равноценно повышенное содержание в гранитах, с одной стороны - W, характерного для «стандартного типа» редкометальных плюмазитовых гранитов, с другой – Ta, Nb и F, типичных для редкометальных Li-F гранитов, а также наличие в качестве главного

рудного минерала сложного оксида W, Nb, Ta - вольфрамоиксиолита (а не вольфрамита или колумбита-танталита), есть основание относить Жипкошинский шток к особому «гибридному» типу редкометальных плюмазитовых гранитов.

Таким образом, на примере Жипкошинского штока показано, что малые массивы-сателлиты крупных интрузивов кукульбейского комплекса представляют собой более дифференцированный и специализированный на редкие элементы расплав, отщепившийся в малую камеру. Именно поэтому в Восточном Забайкалье редкометальное оруденение сосредоточено исключительно в малых массивах-сателлитах.

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере

месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 9. С. 940–948

Сырицо-Баданина Л.Ф. и Михайлов В.В. Крупномасштабное минералого-геохимическое прогнозирование редкометального оруденения на территории южной части Восточного Забайкалья (Читинская обл.), Саханай-Дурулгуевская зона, Таптанайский и Куранжинский участки. Отчет по хоздоговору ЛГУ № 432; Чита, 1989г.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1977. 278 с.

Минералого-геохимические особенности сульфидных руд гидротермального поля Семенов-5 (Срединно-Атлантический хребет)

Фирстова А. В.[1], Суханова А. А.[1], Степанова Т. В[1], Черкашёв Г. А.[1], Бельтенев В. Е. [1]

[1] *ФГУП «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, anetfirst@gmail.com*

Гидротермальное поле Семенов-5 является одним из пяти полей самого большого рудного узла в Срединно-Атлантическом хребте – Семенов. Рудный узел Семенов приурочен к внутреннему океаническому комплексу - ВОК 13º 30’ с.ш., представляющий собой горный массив высотой 800 м, расположенный на западном фланге хребта и сложенный преимущественно глубинными породами габбро-перидотитового комплекса. В вершинной части структуры зафиксированы молодые базальтовые лавы (Черкашёв, 2018).

В результате экспедиционных исследований научного рейса ODEMAR в пределах поля были зафиксированы значительные гравитационные процессы, выраженные в обрушении части склона, которые обнажили подповерхностную часть рудного поля (Escarten, 2017).

Сульфидные руды гидротермального поля Семенов-5 были обнаружены в привершинной части структуры ВОК и пространственно приурочены к двум типам вмещающих пород - гидротермально измененным перидотитам (станция 242) и свежим базальтовым лавам (станция 372, 373) (Pertsev, 2012). Данные процессы дают уникальную возможность проследить особенности вещественного состава сульфидных руд и не только на поверхности морского дна, но и в подповерхностных условиях, что позволит расширить знания об процессах гидротермального рудообразования современных сульфидных руд САХ.

Изученные сульфидные руды гидротермального поля Семенов-5 были отобраны в рейсе №32 НИС «Профессор Логачев» (АО «ПМГРЭ») и подразделяются на отобранные в районе обнаженного склона (станция 242), называемые подповерхностными, и отобранные в привершинной части структуры – поверхностные (станция 372 и 373).

Образцы станции 242 представлены массивными сульфидами с четко прослеживаемым контактом рудной сульфидной части с вмещающими породами - гидротермально-измененными серпентинитами. Образцы характеризуются зональной структурой. Рудная часть сложена пиритовой и халькопирит-пиритовой зонами (рисунок 1а-1б). В пиритовой зоне преобладает пирит с многочисленными следами и реликтами пирротина и изокубанита. В пирит-халькопиритовой зоне преобладают халькопирит и обогащенный кобальтом пирит, редко встречаются реликты пирротина и изокубанита. В рудах отмечается большое количество дипирамидальных идиоморфных кристаллов и зернистых скоплений кварца. В кварце встречаются иголочки рутила, сферолиты и пластинки гематита (рисунок 1в-1г). Главная особенность сульфидных образцов станции 242 - присутствие Cr-шпинели. Cr-шпинель в глубоководных полиметаллических сульфидах встречается впервые (рисунок 1д-1е). Зерна раздробленные, иногда образуют скопления.

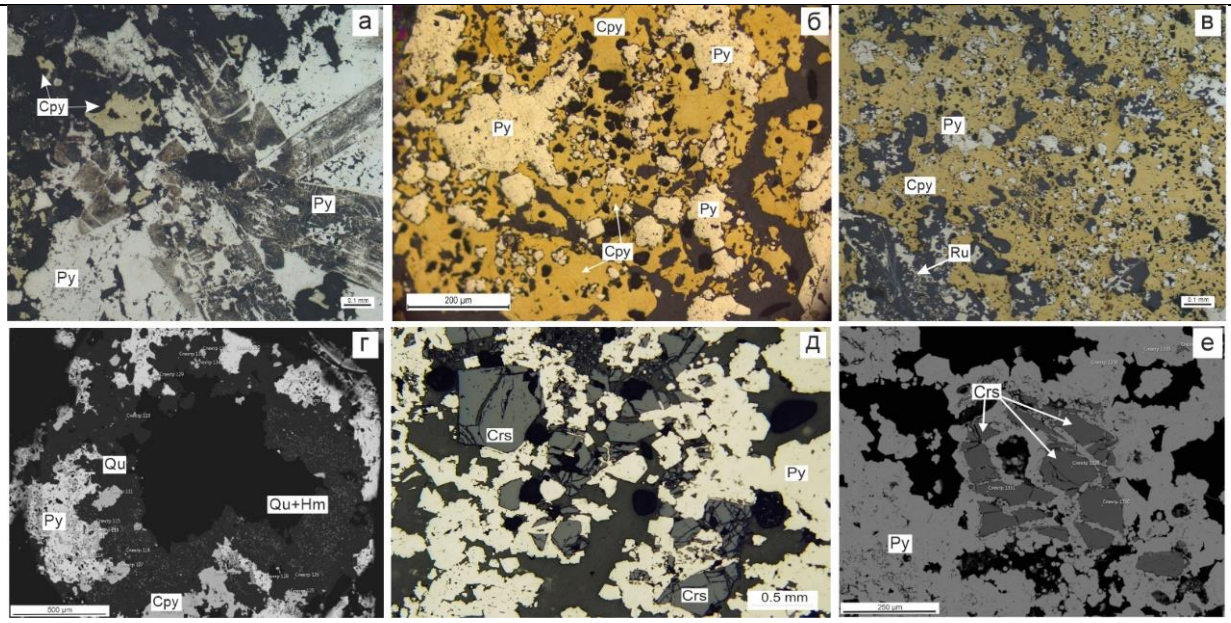


Рисунок 1. Массивные сульфидные руды станции 242: а) пиритовая зона, б) халькопирит-пиритовая зона, в) кварц и рутил в халькопирит-пиритовой зоне, г) гематит в кварце, д) срастания хромшпинели с пиритом, обогащенным Co и Ni, е) зерно хромшпинели с реакционными каймами.

Сульфидные руды станции 242 характеризуются высокими содержаниями Cu (сред. = 11 %), Co (сред. = 1267 г/т), Ni (сред. = 1446 г/т), Cr (сред. = 984 г/т). Среднее содержание хрома в массивных сульфидных рудах поля Семенов-5 в 26 раз выше содержаний хрома в рудах, приуроченных к ультраосновным вмещающим породам, обнаруженным на поверхности морского дна.

Наличие Cr-шпинели и высокие содержания хрома в рудах являются одним из главных индикаторов процессов метасоматоза для континентальных колчеданных месторождений (Malakhov, 2001; Melekestseva, 2007; Ribeiro da Costa, 2022). Таким образом, мы предполагаем, что руды станции 242 были образованы в подповерхностной части рудного поля в результате замещения вмещающих пород рудным гидротермальным флюидом.

Поверхностные сульфидные руды гидротермального поля Семенов-5 (станции 372 и 373) сложены, в основном, пиритом и марказитом с подчинённым количеством изокубанита и кобальтового пирита (рисунок 2). Часто отмечается присутствие барита в образцах. Главная особенность поверхностных образцов - большое количество различных оксидов и гидроксидов железа в центральных частях (гематит) и на поверхности образцов (лепидокрокит и гетит) (рисунок 2б-2е). Гематит из центральных частей, переслаивающийся с сульфидами свидетельствует о неустойчивом, прерывистом характере гидротермального процесса с вариациями режимов O и S. Это явление было ранее встречено и описано в различных частях океана (Mozgova, 2008).

В поверхностных рудах отмечаются невысокие содержания Cu (0,11 – 1,12 %) и Cr. В то же время поверхностные руды обогащены Ni (30 г/т), As (сред. = 161 г/т), Mo (сред. = 143 г/т), Pb (сред. = 294 г/т) и, особенно, U (сред. = 13,5 г/т) и Ba (сред. = 1,35 %), что наиболее характерно для руд, образованных из флюида, смешенного на поверхности с морской водой.

Можно предположить, что данные руды имеют «классический» состав сульфидных руд, приуроченных к базальтам, однако содержание никеля (29,4 г/т) соответствует концентрациям в «ультраосновных» сульфидах (Fouquet, 2010). Вероятно, в пределах гидротермального поля Семенов-5 тонкий покров базальтов на вершине холма не вносит значительного вклада в гидротермальный процесс.

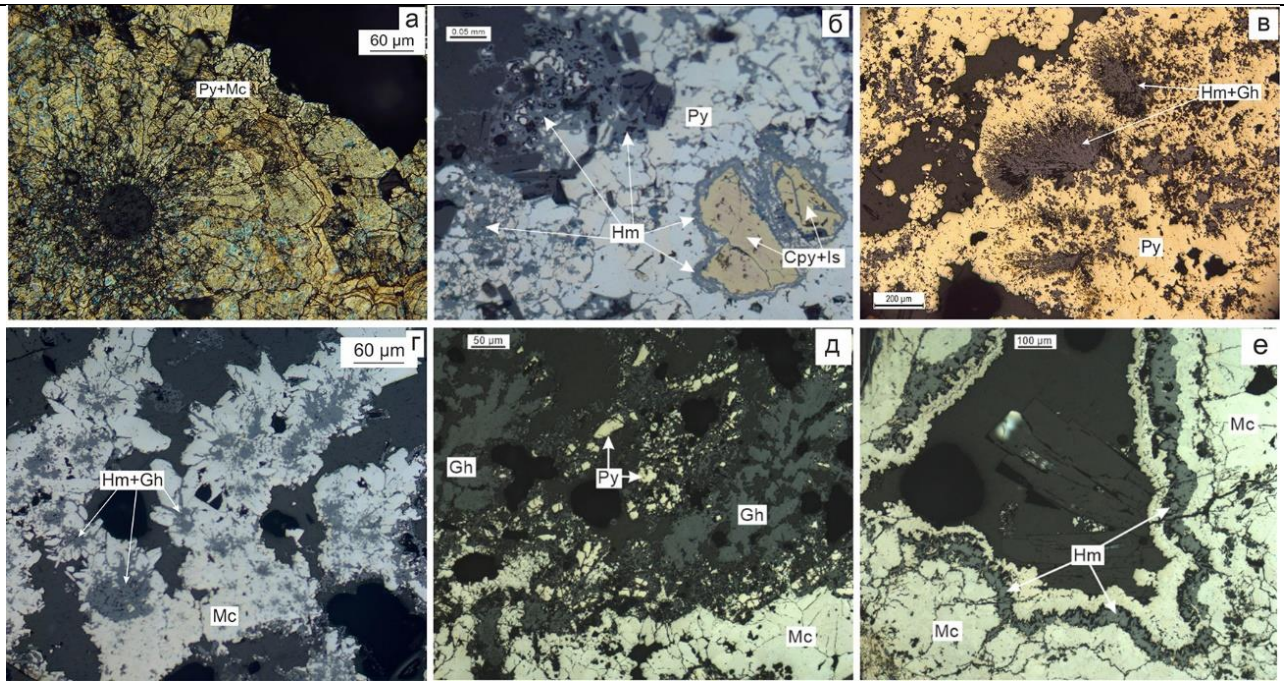


Рисунок 2. Массивные сульфидные руды станции 372 и 373. а) почковидные пирит и марказит, б) срастания пирит, марказита, изокубанита и гематита, в-е) гематит и гетит в сульфидных руда.

Несмотря на значительные различия вещественного состава сульфидных руд трех станций, мы предполагаем, что они связаны общей историей образования, о чем свидетельствуют наличие пирротина, изокубанита, кобальтового пирита на всех станциях, а также общая приуроченность к породам габбро-перидотитового комплекса, что подтверждается повышенными содержаниями никеля и кобальта. Выявленные различия больше связаны с эволюцией гидротермального флюида (температура, вариации режимов O и S) в результате метасоматических процессов в подповерхностной зоне и разгрузки на поверхности морского дна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-27-00375).

Черкашёв Г.А. и др. Глава VII.5. Рудные объекты в пределах Российского Разведочного Района в северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта. Мировой океан. Том III. Под ред. Л.И. Лобковского, Г.А. Черкашева. М.: Научный мир. 2018. С. 90-121.

Escartín, J., Mevel, C., Petersen, S., Bonnemains, D., Cannat, M., Andreani, M., Godard, M. Tectonic structure, evolution and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20N and 13°30N, Mid Atlantic Ridge) // Geochem. Geophys. Geosystems 2017. v. 18. P. 1451–1482.

Fouquet Y. et al Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: A new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposit // American Geophysical Union. 2010. P. 321-368.

Malakhov I.A., Savokhin I.V., Burmako P.L., Kuznetsov V.I. Influence of processes of metamorphism and metasomatism on the composition of chrome spinels in ultramafics and chromites of Urals // Proceedings of the Ural State Mining and Geological Academy. Geology and geophysics. 2001.Issue. 13. P. 66-73.

Melekestseva I.Yu. Heterogeneous Co-bearing massive sulfide deposits associated with ultramafites of paleo-island arc structure. 2007. Moscow, Nauka. P. 245.

Mozgova, N.N., Trubkin, N.V., Borodaev, Y.S., Cherkashov, G.A., Stepanova, T.V., Semkova, T.A., Uspenskaya, T.Y. Mineralogy of massive sulphides from the Ashadze hydrothermal field, 13°N, Mid-Atlantic Ridge // Can. Miner. 2008. 46. P. 545–567.

Pertsev, A.N., Bortnikov, N.S., Vlasov, E.A., Beltenev, V.E., Dobretsova, I.G., Ageeva, O.A. Recent massive sulphide deposits of the Semenov ore district, Mid-Atlantic Ridge, 13◦310 N: Associated rocks of the oceanic core complex and their hydrothermal alteration // Geol. Ore Depos. 2012. v. 54. P. 334–346.

Кавитация и самосборка как часть природоподобной технологии извлечения благородных металлов

Фурсов А. И. [1], Янникова Ю. Ю.[1]

[1]*ВГУ, г. Воронеж, anton87f@gmail.com, miss.yannikova@mail.ru*

Кавитационные эффекты возникают при резком сбросе давления (~ 300 атм.) в жидкостях, когда происходит декомпрессия и жидкость вскипает с образованием микропузырьков вакуума, которые схлопываясь создают микроударные волны, разрушая частицы, на поверхности которых они образуются. Степень диспергации при этом неограниченна, в связи с чем вскрываются наноразмерные частицы. Применение кавитационных установок в технологических процессах извлечения благородных металлов все чаще используется на обогатительных предприятиях (Ненахов и др., 2021).

Другое интересное явление (в аспекте обогащения руд) является самосборка. Самосборка и укрупнение относятся к числу инновационных способов обогащения, которым принадлежит будущее. Эта технология базируется на «эффекте Матвиенко-Калашникова», заключающегося в появлении надбалансовых содержаний благородных металлов при супертонком измельчении руды, содержащей так называемые кластерные формы (Ненахова и др., 2018).

В таким образом, совмещение супертонкого измельчения с помощью кавитационных явлений и самосборку можно получить достаточно эффективную природоподобную технологию.

Понятие «природоподобные технологии» рассматривается как некая технология в той или иной мере моделирует процессы происходящие в природе. Некоторые источники так же под этим термином понимают естественный ресурсооборот, который должен быть экологичным, энергоэффективным, интеллектуальным и целесообразным. Переход к природоподобным технологиям является закономерным этапом научно-технологического развития цивилизации (Ковальчук и др., 2019).

Отработка месторождений полезных ископаемых рассматривается как

самостоятельный геологический процесс. Продукты переработки месторождений должны быть рассмотрены не как «отходы производства», а как неоцененный минеральный ресурс. Неизвлекаемые компоненты руд, которые могли бы обеспечить реализацию

дополнительной продукции и экономию при использовании природных ресурсов, создают экологические проблемы при разрушении их в отвалах (Наумов, 2022).

Природоподобные технологии следует вовлекать в полный технологический цикл разработки, обогащения вещества месторождений, управления качеством, составом ТМО и путями их использования.

Основное преимущество использования природоподобных технологий заключается в том, что они направлены на устранение причин, а не на внедрение технологий борьбы с последствиями и снижением воздействия на изменение состава и качества окружающей среды. Результатом разработки и внедрения технологий является обеспечение выхода горно-геологических производств на четвертый, пятый и шестой индустриальный технологический уклад, что может быть достигнуто путём в том числе следующего. Использования нанобио- и хемотехнологий укрупнения и диспергации минеральных форм, переводом их в состояние благоприятное для извлечения существующими и перспективными технологиями обогащения минерального вещества и химических элементов.

В Воронежском государственном университете на геологическом факультете проводятся исследования по эффекте самосборке на тонкоизмельчённом продукте кавитационной обработке золотосодержащих высокоуглеродистых руд (м-я Сухой Лог (Иркутская область), Глухое (Приморский край) и др.). Результаты показывают повышение содержания ценных компонентов в тяжелой фракции после поведения операций по самосборке.

Самосборка производилась на установке собственной конструкции, состоящей из пластиковой емкости и приводного механизма. Она позволяет продолжительное время

проводить непрерывное перемешивание пробы в вихревом потоке во всем объеме. Далее полученный продукт подвергался гравитационному обогащению. Полученная тяжелая фракция имела повышенное содержание ценных компонентов при перерасчете на исходную руду.

Таким образом, возникает перспективная технология обогащения руд включающая последовательное кавитационное суперизмельчение, самосборка, гравитационное обогащение, позволяющая достичь более полного извлечения благородных металлов.

Источник финансирования: Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90079 "Разработка теоретических основ технологии извлечения наноразмерного золота из руд связанных с высоко углеродистыми сланцами".

Ковальчук М.В., Нарайкин О.С., Яцишина Е.Б. Природоподобные технологии: новые возможности и новые вызовы // Вестник Российской академии наук. 2019. Т. 89. №5. С. 455-465. doi: 10.31857/S0869-5873895455-465

Наумов В.А., Наумова О. Б., Брюхов В. Н. и др. Природоподобные технологии на пути освоения техногенно-минеральных образований Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 181-187. DOI 10.17072/chirvinsky.2022.181. EDN GDOZSW.

Ненахова Е.В., Сахно В. Г., Калашников Ю. Д. и др. Самосборка нанодисперсных форм платиноидов как метод их извлечения на примере золото-серебряных руд Милоградовского проявления (Приморский край) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2018. № 4. С. 102-106. EDN SNXRRV.

Ненахов, В. М., Золотарева, Г. С., & Дубков, А. А. (2021). Черные сланцы сухоложского типа и их благороднометальный потенциал: современное состояние изученности, технологические реалии и перспективы. Вестник ВГУ. Серия: Геология, (1), 53-64. https://doi.org/10.17308/geology.2021.1/3337

Марченко, Л. Г. Нанотехнология извлечения благородных металлов из тонкодисперсных руд месторождений "черносланцевого" типа - природоподобная технология // Золото и технологии. 2017. № 3(37). С. 138-147. EDN YBMDPV.

Янникова, Ю. Ю., Фурсов, А. И., Зыкова, Л. Ю. (2021). Геология и технологические особенности золоторудного месторождения «Красное» (Иркутская область) // Вестник ВГУ. Серия: Геология, (2), 52-63. https://doi.org/10.17308/geology.2021.2/3488

Влияние полиморфизма ZrO_2 на строение Nd-пирохлоровых керамик

Циркунова В. Д.[1,2], Никольский М. С.[1]

[1]*МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, vasilisk-707@yandex.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, Москва, mnickolsky@gmail.com*

Проблема утилизации высокоактивных отходов является одной из важнейших задач, стоящих перед современной экологией. В настоящее время в качестве матриц для иммобилизации ВАО предлагается использовать кристаллические матрицы, в частности, титанаты и цирконаты со структурой пирохлора (Ewing et al, 2004).

Для уточнения строения фазовой диаграммы $NdO_{1.5}$-TiO_2-ZrO_2 методом твердофазного синтеза нами были получены 6 образцов с 60 моль.% $NdO_{1.5}$ с переменным содержанием оксидов Ti и Zr от 0 до 40 моль.% с шагом в 8 моль.% и 6 образцов с 35 мас.% $NdO_{1.5}$ с переменным содержанием оксидов Ti и Zr от 0 до 65 моль.% с шагом в 13 моль.% (рис. 1). Навески оксидов перетирались и прессовались в таблетки. Синтез проводился путём спекания таблеток в корундовых тиглях в муфельной печи «Снол 12\16» в течение 8 часов при температурах 1350, 1450 и 1500 °C с целью определения оптимального температурного режима.

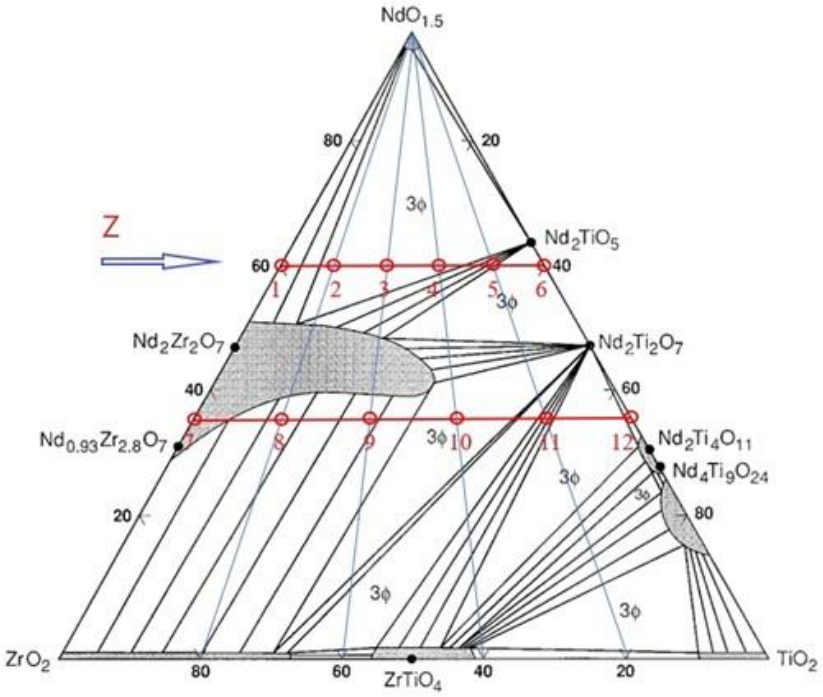


Рисунок 1. Фазовая диаграмма $NdO_{1.5}$-TiO_2-ZrO_2 при 1400-1500°C (Shoup at all; 1996). Положения экспериментальных точек показаны на красной линии.

Синтезированные керамики были исследованы методом порошковой рентгеновской дифракции на дифрактометре Empyrean Malvern Panalytical (CuKα, 40 kV, 20 mA, шаг 0.02°, ИФХЭ РАН). Строение керамик и определение химического состава фаз, слагающих образцы, проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-5610lv, оснащенном энерго-дисперсионным детектором ULTIM MAX-100 и системой анализа AZtec.

Все полученные керамики характеризуются высокой пористостью и четкими межфазовыми границами. При температуре 1500 °C в синтезированных образцах Z-2 (60% $NdO_{1.5}$, 8% TiO_2, 32% ZrO_2 моль.), Z-3 (60% $NdO_{1.5}$, 16% TiO_2, 24% ZrO_2 моль.), Z-4 (60% $NdO_{1.5}$, 24% TiO_2, 16% ZrO_2 моль.), Z-7 (35% $NdO_{1.5}$, 65% ZrO_2 моль.), Z-8 (35% $NdO_{1.5}$, 13%TiO_2, 52% ZrO_2 моль.) наблюдается образование зёрен бадделеита (низкотемпературной модификации ZrO_2) с реакционными каймами пирохлора. Картирование по распределению элементов в

образцах показало, что распределение Nd, Ti и Zr равномерно по всему объему пирохлоровой каймы, включая область вокруг оксида циркония.

Оксид циркония существует в трёх полиморфных модификациях: стабильной моноклинной (m-ZrO_2), встречающейся в природе в виде минерала бадделеита, метастабильной среднетемпературной тетрагональной (t-ZrO_2), присутствующей во многих циркониевых керамиках, и нестабильной высокотемпературной кубической (c-ZrO_2) (Gautam et al., 2016). И моноклинная, и тетрагональная структуры представляют собой искажения кубической структуры типа флюорита с координационными числами 7, 8 и 8 соответственно для этих структурных типов. Переход тетрагональной фазы в моноклинную представляет собой обратимое атермическое (т. е. не характеризующееся какой-либо конкретной температурой) мартенситное превращение (~950 ºC), происходящее с большим температурным гистерезисом (~ 200 ºC), изменением объема (~7 %) и сильной сдвиговой деформацией (~ 15-18 %) (Fedorov, 2021; Platt et al, 2014). Атомные смещения небольшие (около одной десятой расстояния между атомами) и таковы, что приводят к однородной деформации кристаллической решетки с небольшим изменением объема по сравнению со сдвиговой составляющей (Fedorov, 2021; Sylvain). Такое превращение приводит растрескиванию нестабилизированного оксида циркония при охлаждении и обуславливает его плохие механические свойства. Для предотвращения нежелательного перехода t-ZrO_2 в m-ZrO_2 и поддержания t-ZrO_2 при комнатной температуре используются различные стабилизирующие оксиды, в частности, оксиды Ce, Y Ca и Mg (Gautam et al., 2016; Fedorov, 2021; Kelly et al., 2008; Hunter et al., 2019; Sylvain; Rodaev et al., 2021; Evans et al., 1986; Bocanegra-Bernal et al., 2002) . Это увеличивает прочность керамик: механические напряжения у вершины растущей микротрещины инициируют фазовый переход тетрагональной модификации в моноклинную, как следствие, происходят локальные увеличения объёма и, соответственно, давления, что стабилизирует микротрещину, замедляя её рост (Bocanegra-Bernal et al., 2002; Porter et al., 1979). Превращение обратимо и происходит при температуре ~1150 ºC при нагреве (Sylvain).

При анализе на СЭМ в реакционных каймах пирохлора были обранужены ярко проявленные трещины, направленные от центра к периферии (рис. 2). В природе такие трещины характерны для зёрен, которые содержат включение минерала, испытавшего увеличение в объеме при фазовом переходе в процессе метаморфизма (Manzotti et al., 2022). Предположительно, в наших керамиках эти трещины образовались из-за увеличения объема и деформационного сдвига ZrO_2 в результате произошедшего при остывании фазового перехода ZrO_2 из тетрагонального, стабильного при температуре спекания 1500 ºC, в моноклинный ZrO_2. Пирохлор не выдерживает напряжения, создаваемого расширяющимся ZrO_2, и растрескивается. Была обнаружена закономерность: чем больше размер зерна бадделеита по отношению к толщине пирохлоровой каймы, тем больше трещин образуется. В некоторых каймах, где зерно бадделеита значительно меньше, чем толщина пирохлоровой каймы, трещины отсутствуют. Эта закономерность подтверждает предположение о природе трещин в пирохлоре: чем толще кайма, тем большее напряжение она может выдержать. Кроме того, бадделеит имеет большое количество мелких пор (особенно в образце Z-3) и трещин, которые делят зерно на множество отличных по размеру изометричных угловатых частей. Это указывает на то, что оксид циркония действительно испытал фазовый переход из t-ZrO_2 в m-ZrO_2 (Platt et al., 2014).

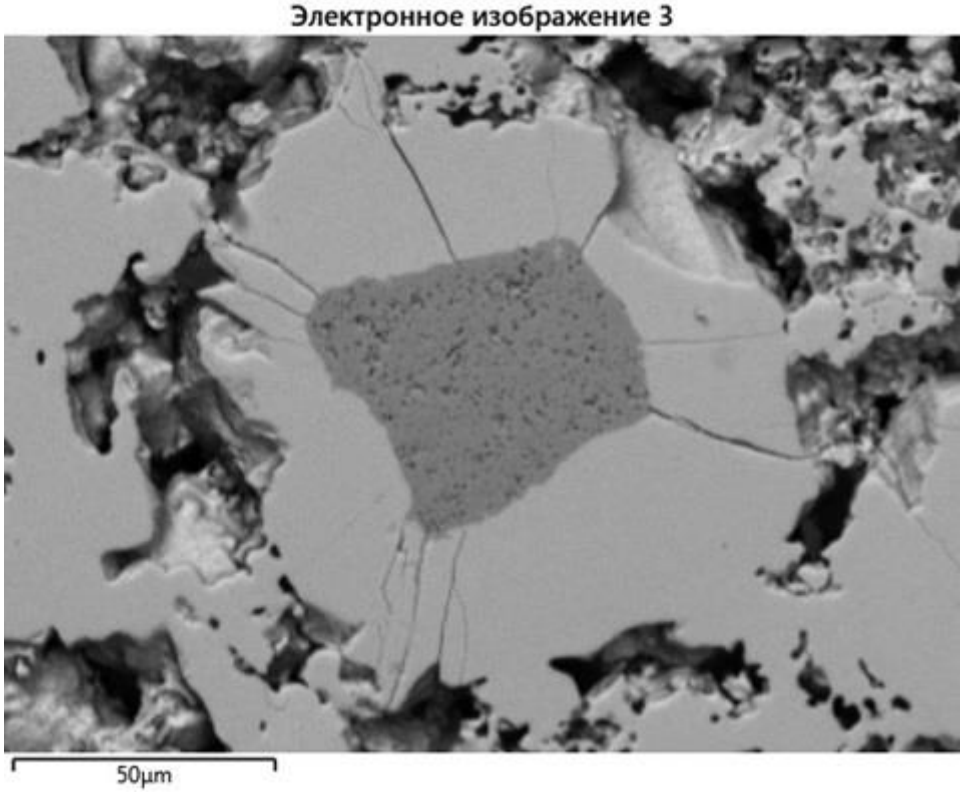


Рисунок 2. Реакционная кайма пирохлора с радиальными трещинами вокруг зерна бадделеита в образце Z-2.

Исходя из вышесказанного, можно сделать следующие выводы:

1) Присутствие оксида циркония в точках Z-2 (60% $NdO_{1.5}$, 8% TiO_2, 32% ZrO_2 моль.), Z-3 (60% $NdO_{1.5}$, 16% TiO_2, 24% ZrO_2 моль.) и Z-4 (60% $NdO_{1.5}$, 24% TiO_2, 16% ZrO_2 моль.) указывает на то, что система не достигла полного равновесия. Для достижения равновесия в системе требуется проводить спекание несколько раз, перетирая и спрессовывая образцы после каждого извлечения из печи.

2) Получение качественной плотной керамики с отсутствием трещин на линии 35 моль.% $NdO_{1,5}$ невозможно без стабилизации тетрагональной модификации ZrO_2. Из литературных данных известно, что добавление оксидов Ce, Y Ca и Mg стабилизирует тетрагональную модификацию ZrO_2 при комнатной температуре и позволяет избежать фазового перехода из t-ZrO_2 в m-ZrO_2 (Gautam et al., 2016; Fedorov, 2021; Kelly et al., 2008; Hunter et al., 2019; Sylvain; Rodaev et al., 2021; Evans et al., 1986; Bocanegra-Bernal et al., 2002).

Ewing R.C., Weber W.J., Lian J. Nuclear waste disposal — pyrochlore (A2B2O7): nuclear waste form for the immobilization of plutonium and “minor” actinides // J.Appl.Phys. 2004. v.95. No.11, P.5949-5971.

Gautam, C.; Joyner, J.; Gautam, A.; Rao, J.; Vajtai, R. Zirconia based dental ceramics: Structure, mechanical properties, biocompatibility and applications // Dalton Trans. 2016. 45. P.19194–19215.

Fedorov P. P., Yarotskaya E. G. Zirconium dioxide. Review. 2021.

Kelly, J.R.; Denry, I. Stabilized zirconia as a structural ceramic: An overview // Dent. Mater. 2008. 24. P. 289–298.

Hunter A. Rauch, Yan Chen, Ke An, Hang Z. Yu. In situ investigation of stress-induced martensitic transformation in granular shape memory ceramic packings. 2019.

Sylvain Deville, Gérard Guénin, and Jérôme Chevalier. Martensitic transformation in zirconia. Part I: nanometer scale prediction and measurement of transformation induced relief.

Rodaev V. V., Zhigachev A. O., Tyurin A. I., Svetlana S. Razlivalova, Korenkov V. V. An Engineering Zirconia Ceramic Made of Baddeleyite. 2021.

Evans, A.G.; Cannon, R.M. Toughening of brittle solids by martensitic transformations // Acta Metall. 1986. 34: .P. 761.

Bocanegra-Bernal M. H., Torre S. D. Phase transitions in zirconium dioxide and related materials for high performance engineering ceramics // Journal of Materials Science. 2002. 37(23). P. 4947–4971. https://doi.org/10.1023/a:1021099308957

Porter, D.L.; Evans, A.G.; Heuer, A.H. Transformation toughening in PSZ // Acta Metall. 1979. 27. P. 1649. doi:10.1016/0001-6160(79)90046-4

Platt P., Frankel P., Gass M., Howells R., Preuss. M. (2014). Finite element analysis of the tetragonal to monoclinic phase transformation during oxidation of zirconium alloys // Journal of Nuclear Materials. 2014. 454 (1-3). P. 290-297.

Manzotti Paola, Schiavi Federica, Nosenzo Francesco, Pitra Pavel, Ballèvre Michel. A journey towards the forbidden zone: a new, cold, UHP unit in the Dora-Maira Massif (Western Alps). 2022. https://doi.org/10.1007/s00410-022-01923-8

Технология бурения в условиях наличия интервалов нестабильных глин.

Цыганков М. А.[1], Щербакова К. О.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, maxconstructor@yandex.ru.*

1 В наши дни прихват буровой установки в нестабильных глинах остается актуальной, потому что в наше время все больше внимания уделяется на добычу труднодоступных залежей, что требует новых технологий, которые помогут повысить эффективность, а следовательно и экономическую часть большинства таких проектов, а прихват может значительно ударить по временным и денежным рамкам.

2 Решение проблемы. В процессе бурения скважины проходя нестабильные участки будет активирован расширитель, с помощью контроля подачи промывочной жидкости, после преодоления необходимого интервала расширитель деактивирован. За счет того, что активатор зависит от потока промывочной жидкости, то управлять данным устройством будет возможно даже ниже телеметрической системы (Калинин и др., 1990).



Рисунок 1. Схема расширителя.

На данной схеме (рис. 1) выделены 3 основные части расширителя:

A - выдвижные блоки с резцами PDC. Представлены несколькими типами конструкций. В нашем случае применяются выдвижные блоки. Конструктивные особенности данного типа, как видно из рисунка, заключаются в том, что резцы PDC расположены в 2 ряда по длине блока, и по направлению вращения КНБК. Данные блоки были разработаны для работы в породах средней твердости. Резцы PDC, вплавленные в блоки, разработаны специально для увеличения скалывающе-дробящего воздействия на породу в процессе расширения, при этом алмазная таблетка на резцах на 70% тоньше, чем в резцах PDC долот. Таким образом, это означает, что в процессе работ данный вид блоков дает улучшенную выбуриваемость породы, при отсутствии потерь в МСП (Овезов и др., 2019).

B - насадки в количестве 3 штук, расположенных непосредственно под режущими блоками, для их очистки потоком промывочной жидкости. Данные насадки также необходимы для создания перепада давления при активации расширителя, т.е. само устройство расширителя предполагает наличие внутри радиально движущегося модуля, активируемого изменением расхода потока ПЖ (промывочной жидкости). При уменьшении давления модуль приподнимается вверх, прокручивается и закрывает клапан, при этом часть ПЖ течет так же через внутреннюю часть расширителя, а другая часть с большим давлением начинает протекать через насадки, что позволяет выдвинуть блоки. Дальнейшее поддержание установленного расхода позволяет обеспечивать работу по расширению ствола скважины с раскрытыми режущими блоками. Деактивация происходит аналогичным способом (Ганджумян, 2010).

C - механическая секция активации/деактивации расширителя. Как уже было сказано выше, данный расширитель обладает способностью активации и деактивации узла модульного механизма на любой глубине интервала бурения путем изменения расхода жидкости, не используя вспомогательных активационных и деактивационных шаров. Специальное устройство механизма активации работает по перепаду давления промывочной жидкости, действующему на модуль, приводя его в определенное положение в зависимости от величины расхода, что соответствует трем зонам:

1. Зона низкого расхода: не влияет на движение режущих блоков – при нахождении в данном диапазоне расхода последующее обнуление расхода не способно повлиять на механизм активации (Алимова и др., 2022).

2. Зона индексирования: влияет на изменение цикла работы активационного механизма и, как следствие, на выдвижение режущих блоков - при нахождении в данном диапазоне расхода с последующим обнулением расхода происходит изменение цикла работы модуля активации, что позволяет регулировать положение блоков расширителя. Повышение расхода выше зоны индексирования, в свою очередь, не влияет на активацию/деактивацию движения блоков (Азмамбетова и др., 2021).

3. Рабочая зона: подъем расхода в рабочую зону после намеренного индексирования приведет к выдвижению блоков в рабочее положение. При этом для принудительного закрытия блоков необходимо сначала опустить расход в зону индексирования, а затем снова поднять в рабочую – только после этого при обнулении расхода произойдет закрытие режущих блоков (Ганджумян, 2007; Литвиненко, 2009).

Данная технология будет востребована бурении в осложненных нестабильными глинами геологических условиях. Тем не менее, нет предела совершенствованию и улучшению технологий и методов разработки и добычи углеводородов.

Научный руководитель: старший преподаватель кафедры СТБС, Б.А. Овезов. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ) г. Москва.

Ганджумян Р.А. и др. Расчеты в бурении. Москва РГГРУ 2007

Ганджумян Р.А., Тунгусов А.А., Тунгусов С.А. Буровые машины, механизмы и сооружения. Учеб. Пособие. М. РГГРУ. 2010.

Литвиненко В.С., Калинин А.Г. Основы бурения нефтяных и газовых скважин: Учебное пособие. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2009. 544 с.

Овезов Б. А., Щербакова К. О., Соловьев Н. В., Повалихин А. С. Коррекция влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно направленного бурения в арктическом регионе // Новые идеи в науках о Земле : Материалы XIV Международной научно-практической конференции: в 7 томах, Москва, 02–05 апреля 2019 года. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2019. С. 278-281.

Азмамбетова Э. А., Алимова М. М., Овезов Б. А., Соловьев Н. В. Автоматизация процесса измерения глубины скважин // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 01–02 апреля 2021 года. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. С. 164-167.

Алимова М. М., Соловьев Н. В., Щербакова К. О., Овезов Б. А. Повышение эффективности технологического процесса бурения с применением долот PDC // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 7(127). С. 72-74.

Факторы локализации месторождении золото в районе Куангнам-Куангнгай, Центральный Вьетнам

Чан В. Т.[1] , Игнатов П. А.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, tiendcb@gmail.com*

Район Куангнам-Куангнгай находится в центральном Вьетнаме и представляет собой участок земной коры площадью порядка 9 тыс. км^2, охватывающий часть массива глубоко метаморфизованных пород Контум и складчатого пояса Чыонгшон (Чан и др., 2014). Это предопределяет сложное строение района с многочисленными сильно деформированными блоками различного состава, размера, возраста и происхождения (рис. 1).

Центральная и южная части района сложена плагиогнейсами, амфиболитами, габбро-амфиболитами, кварцитами, гранат-кианит-силлиманитовыми сланцами, доломитами, линзами амфиболитов, известково-силикатгых пород и кварцитов и линзами метаультрамафитов комплекса Хамдык, которые сложно чередуются между собой и считаются остатками древней океанической коры (Чан и др., 2014). Предполагаются высокие P-T условия образования пород 700-750° C при ~ 6-8 кбар (Осанай и др., 2008).

На севере района распространены плагиоклаз–амфиболовые и плагиоклаз–эпидотовые сланцы позднепротерозойско-раннепалеозойского комплекса Нуйву и слабометаморфизованные раннепалеозойские кварц-серицитовые, хлоритовые и графитовые сланцы и карбонатные породы комплекса Авыонг. Они отнесены к зеленокаменным толщам.

Эти породы несогласно перекрыты раннетриасовыми вулканогенными комплексами и позднетриасовыми аллювиальными и озерными отложениями угленосной молассы (конгломераты, песчаники и угли) бассейна Нонгсон.

В краевых западных и северных частях блока, сложенного метаморфитами комплекса Хамдык, и в зеленокаменных толщах встречаются линзы серпенитизированных дунитов, перидотитов и пироксенитов нижнепалеозойского комплекса Хиепдык.

В районе Куангнам - Куангнгай широко распространены интрузивные породы различного состава и возраста (от силура до триаса). Силурийские и девонские интрузивные комплексы подверглись пластическим деформациям и рекристаллизации. Напротив, более молодые интрузивные тела (которые в настоящее время считаются от Пермские и триасовые подвержены лишь незначительным хрупким деформациям.

В районе также закартированы многочисленные тектонические нарушения. Наиболее протяженные разломы ограничивают крупные более или менее однородные блоки пород и представлены двумя широтными взбросо-сдвиагами и меридиональным сдвигом. Относительномелкие разломы являются сдвигами и сбросами ортогональной и диагональной систем.

Месторождения золота в районе Куангнам-Куангнгай локализованы вдоль зон влияния крупных и мелких разломов, которые пересекают сложно складчатые черные углеродистые сланцы толщ Нуйву и Авыонг, которые имеют высокие фоновые содержания золота (Содержания золото (г/т) месторождений ФуокТхань по данным атомной абсорбции (84 проб) мин: 0.1, макс: 98.8, Среднее: 13.62; кларк концентрации (по А.П. Виноградову, 1962): 0.0043). Рудные объекты представлены кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, пересекающими черные сланцы Оруденение прослежено до глубины 1-5 км. Золоторудные объекты на располагаются в осевых частях тектонических нарушений, а находятся в оперяющих разломах третьего порядка. Однако, по мере удаления от магистральных нарушений уменьшаются запасы руд вплоть до полного их исчезновения на расстояниях до 8 км (Чан и др., 1996).

Содержание сульфидов в рудах обычно составляет 3-10%. Среди них важную роль играют золотоносный пирит и арсенопирит. Золото в сульфидах высокопробные. Средние содержания золота в рудах колеблются от 1 до 17,2 г/т, среднее 2,5-3,6 г/т. Как правило, руды комплексные; наряду с золотом, промышленный интерес представляют серебро, вольфрам, реже мышьяк.

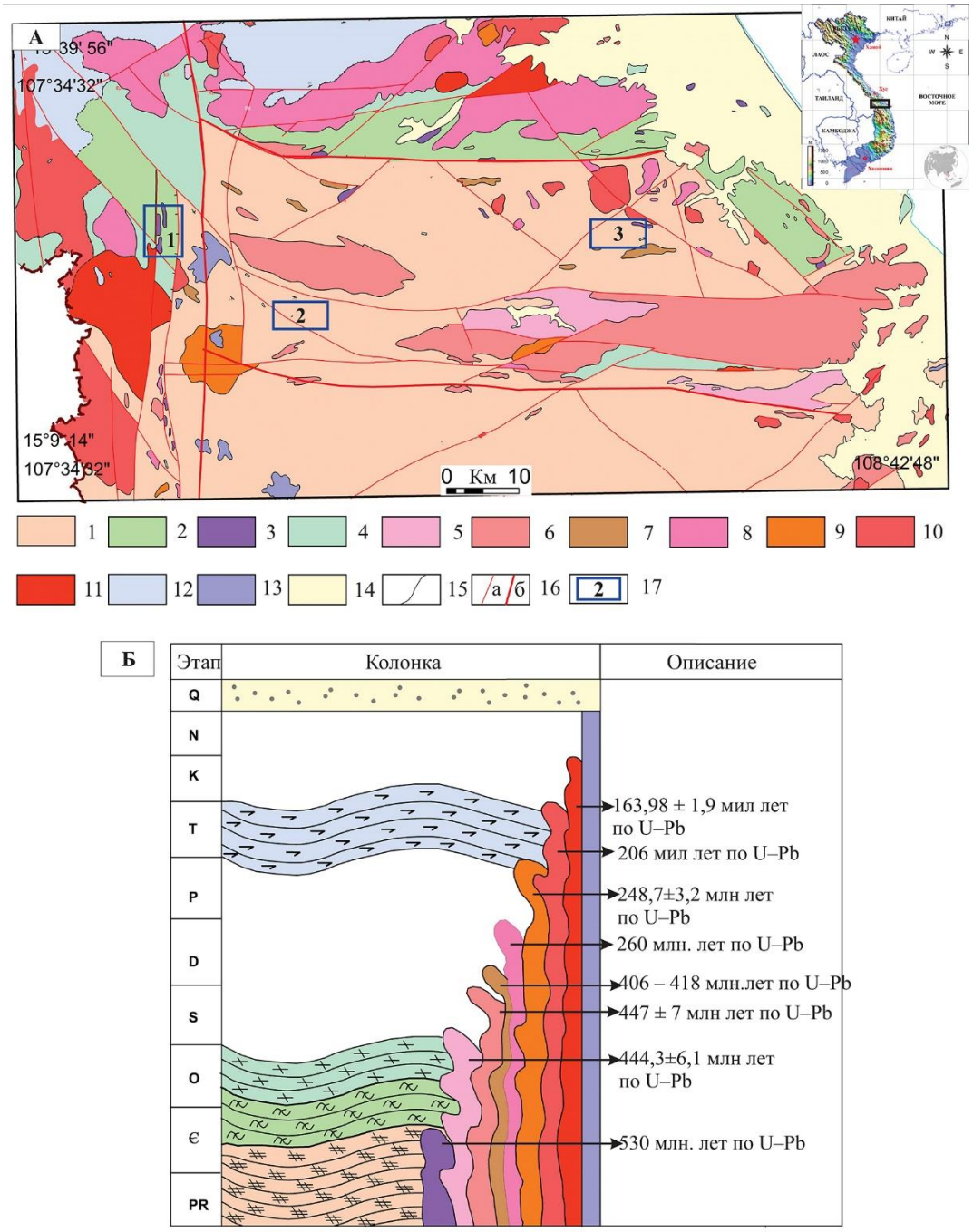


Рис. 1 – А- Геологическая карта района Куангнам–Куангнгай масштаба 1: 500 000 [До В.Ч., 1997; Тх. К, 2004]; Б - Схематические колонки района Куангнам–Куангнгай.

1 –протерозойско–кембрийские метаморфические породы комплекса Хамдык; 2 – протерозойско–кембрийская толща Нуйву (PR–Єnv): плагиоклаз–амфиболовые и плагиоклаз–эпидотовые сланцы; 3 – нижнепалеозойские породы комплекса Хиепдык (σPZ1hd) дуниты, перидотиты, пироксениты; 4 – кембрий–ордовикская толща Авыонг (Є–Oav): кварц серицитовые, кремнистые и кварц–серицит–хлоритовые сланцы; 5 – 11 – интрузивные комплексы: 5 - Чабонг (O–Stb) ордовик-силурийские гранодиориты и диориты; 6 – Чулай (γScl) силурийские гранито–гнейсы, граниты, мигматиты и пегматиты; 7 – Дайлок (γaDdl) девонские гранито–гнейсы, гранодиориты и мигматиты; 8 – Бенжанг–Куешон (PZ3bg–qs) позднепалеозойские диориты, кварцевые диориты, габбро–диориты, гранодиориты и биотитовые граниты; 9 – Бана (γPbn) пермские граниты и биотитовые граниты; 10 – триасовые диориты, граносиениты и биотитовые граниты; 11 – меловые граниты; 12 - триасовые вулканогенные и осадочные породы; 13 – плиоцен–плейстоценовые оливиновые базальты (βN2–Q1); 14 – голоцен–плейстоценовые речные отложения (Q); 15 – геологические границы; 16 – разломы (а) - главные; (б) - второстепенные 17 - месторождения золота (1) Фуокшон; (2) – Фуоктханк; (3) - БонгМиеу

Минерализация произошла в триасовый и меловой периоды, Изотопный возраст по U-Pb методу по циркону составил 200 млн лет (Зунг и др., 1988), по K-Ar методу по серициту - 236.4±2.5 млн лет, по Re- Os методу по молибденит = 239.6±0.8Ma (Чан и др., 2006)

Предполагается рудообразование было в постмагматических относительно закрытых гидротермальных системах в триасовое время на средних глубинах.. Основанные на этих факторах прогнозно-поисковые критерии являются базовыми для локального прогноза новых аналогичных крупнообъемных золоторудных объектов в Куангнам-Куангнгай и других рудных районах с близкой историей геологического развития.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 535—571.

Осанаи Ю., Накано Н., Овада М., Миямото Т., Нам Т.Н., Минь Н.Т., Нам Н.В., Три Т.В.,. Метаморфизм зоны столкновения во Вьетнаме и прилегающей Юго-Восточной Азии: Предложение о трансвьетнамском орогенном поясе.// Журнал минералогических и петрологических наук. 2008. № 103. С. 226–241.

Тхай К. и др. Отчет о геологическом и разведком полезных ископаемых в группе Чами - Такпо в масштабе 1:50 000. Фонды Вьетнамского Министерства природных ресурсов и экологии. Ханой. 2004

Усуки Т., Лан С.И., Юи Т.Ф., Иидзука Ю., Ву В.Т., Тран Т.А., Окамото К., Вуден Дж.Л., Лиу Дж.Г., Раннепалеозойский метаморфизм среднего давления в центральном Вьетнаме : свидетельство возраста циркона SHRIMP U–Pb.// Журнал наук о Земле № 13, 2009. С. 245–256.

Чан В. Ч. (редактор) и др.). Отчет об оценке минеральных ресурсов Вьетнама, 1996. Архив Департамента геологии и полезных ископаемых Вьетнама.

Dzung D.H., 1990. Gold deposits of Vietnam // ESCAP, Epithermal Gold in Asia and the Pacific, 6. P. 206–222.

Tran T.H., Khin Zaw, Halpin J.A., Takayuki Manaka, Meffre S., Chun-Kit Lai, Youjin L, Hai V. L., Sang D. The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications // Gondwana Research. № 26. 2014. С. 144—164.

Tran, T.H., Borisenko, A.E., Ngo, T.P., Izokh, A.E., Vu, V.V., Bui, A.N., Tran, T.A., Pham, T.D. Geochemical isotopic features of Early and Late Mesozoic gold mineralizations in relation to magmatism of southeastern margin of the Indochina Geoblock // Journal of Geology. 2006. 295. 15–24 (In Vietnamese with English summary).

Типы урановорудной минерализации, проявленные в различных породных комплексах на участках Натали и Туюкан (Тонодское поднятие)

Чепчугов А. М.[1], Леденева Н. В.[1], Полбина К. А.[1], Гребенкин Н. А.[1]

[1]*ФГБУ «ВИМС», г. Москва, ledeneva@vims-geo.ru borsch.t.j@gmail.com polbina@vims-geo.ru grebenkin@vims-geo.ru*

Изучаемая площадь располагается в Мамско-Чуйском районе Иркутской области и находится на северо-западной окраине Байкало-Патомского нагорья, в междуречье Витима и Большого Патома. Территория расположена в пределах распространения байкалид, на стыке с Сибирской платформой. На основании предшествующих работ был выделен перспективный участок для проведения поисковых работ на уран. В пределах этого участка расположено месторождение урана Туюкан, прогнозные ресурсы которого составляют 24 тысячи тонн урана, запасы – 5 тысяч тонн со средним содержанием 0,07% (Машковцев и др., 2010) Месторождение приурочено к узлу пересечения субширотной (вероятно, надвиговой), и субмеридиональной структур с падением около 40° и протягивается на глубину до 300 м. Результаты поисковых работ, проведенных коллективом ФГБУ «ВИМС» в 2021 году, позволили охарактеризовать несколько обнаруженных типов урановой минерализации, локализованных в различных вмещающих породах.

В геологическом строении поискового участка выделяются два структурных этажа (рис. 1). Нижний – кристаллический фундамент – представлен раннепротерозойскими гранитоидами Кевактинского массива, а также кварцитами и сланцами кевактинской серии. Локально на площади проявлены мелкие тела основного и среднего состава протерозойского возраста. Верхний – рифейский чехол – представлен в разной степени метаморфизованными терригенными породами Медвежевской свиты.

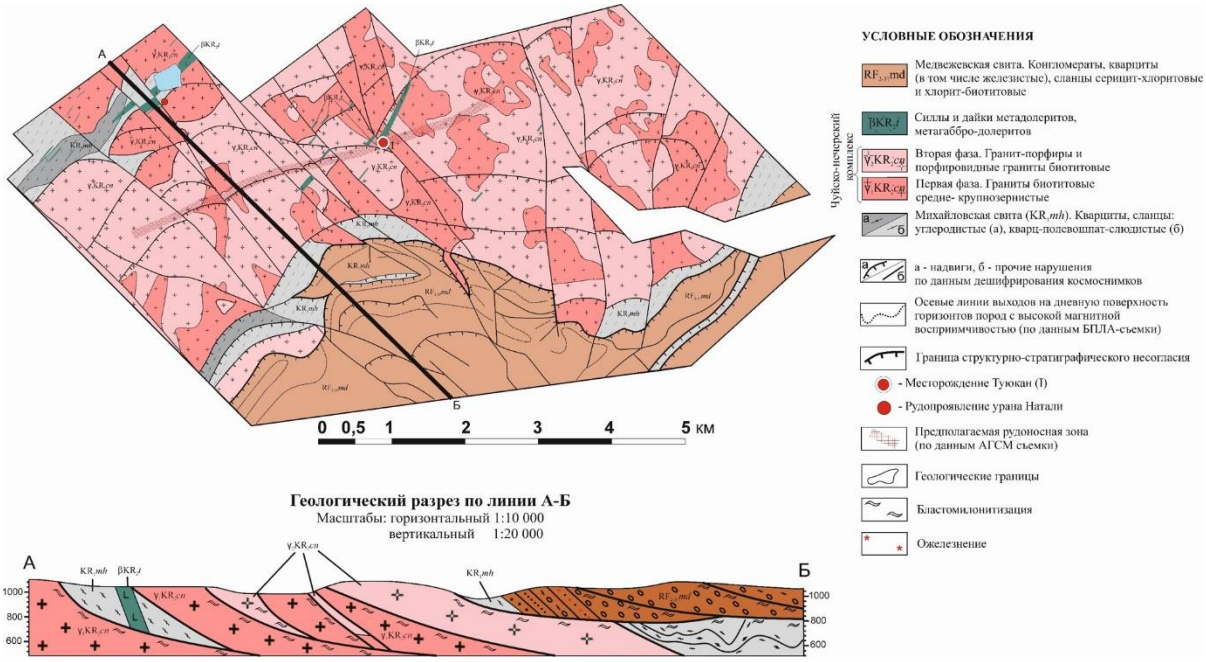


Рисунок 1. Геологическая схема участка Туюкан

В строении участка важную роль играет серия чешуйчатых надвигов с падением на юго-восток, и синхронные с ними сдвиговые структуры субмеридиональной ориентировки. Следует подчеркнуть, что почти все разности пород как фундамента, так и осадочного чехла,

тектонизированы в различной степени: подверглись катаклазу, бластомилонитизации и рассланцеванию.

Гранитоиды слагают фундамент площади, где представлены двумя типами, достаточно уверенно различающимися по внешним признакам – средне-крупнозернистыми массивными гранитами и гранит-порфирами. Те и другие чаще всего в разной степени катаклазированы, либо милонитизированы. Эпигенетические изменения в этих породах наблюдаются неповсеместно и представлены высокотемпературной грейзенизацией (выражающейся в появлении гнезд кварц-турмалинового состава) и низкотемпературной березитизацией (светлые тонкослюдистые изменения кварц-серицит-пиритового состава). Березитовые изменения проявлены в зонах штокверкового катаклаза.

Среди магматических выделены также породы габбро-долеритового и диоритового ряда. Для обеих разностей также характерна различная степень тектонической проработки (рассланцевание, милонитизация) и эпигенетических изменений (диафторез).

Метаосадочные породы рифея представлены полевошпат-кварцевыми песчаниками, кварц-слюдистыми сланцами, гравелито-песчаниками и конгломератами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Сланцы являются продуктами динамометаморфизма, образованными в результате рассланцевания и милонитизации рифейских метапесчаников. Сланцы сложены переменными количествами кварца, хлорита, серицита, биотита, реже – хлоритоида. В них, как и в песчаниках, нередко содержится значительное количество оксидов железа (магнетита и гематита), или тонкодисперсного графита.

Наряду с вышеперечисленными рифейскими сланцами встречаются кварц-полевошпат-биотитовые и существенно биотитовые сланцы, образованные в результате рассланцевания ксенолитов раннепротерозойских сланцев в гранитах фундамента, а также в приконтактовых частях даек основного и среднего состава.

В период камеральных работ 2021 и 2022 годов проведено изучение вещественного состава урановорудной минерализации, гидротермально-метасоматических изменений во вмещающих породах, обнаруженных на рудопроявлении Натали и на флангах месторождения Туюкан.

На рудопроявлении Натали оруденение локализовано в рассланцованных породах кварц-альбит-биотитового состава. Урановорудный минерал, представленный настураном, отлагался в маломощных расщелинах, субсогласных со швами рассланцевания в породе, образуя линзовидные образования (рис. 2 Iа). Настуран образует характерные колломорфные выделения в виде натечных и почковидных форм (рис. 2 Iб), ассоциирует с кальцитом, незначительным количеством Fe-хлорита и сростками халькопирита, сфалерита и галенита. В околопрожилковом пространстве эпигенетически наложенных изменений не наблюдается (рис. 2 Iв). При проведении рентгеноспектрального микроанализа было установлено, что средние содержания урана в настуране составляют около 80%, свинца – около 5-6%. Вторичная урановая минерализация представлена, предположительно, казолитом и уранофаном – силикатами уранила, которые распространены как вокруг почковидных выделений настурана, так и в контракционных трещинах в нем, и в некоторых случаях, больше, чем наполовину замещает гипогенную минерализацию (рис. 2 Iг).

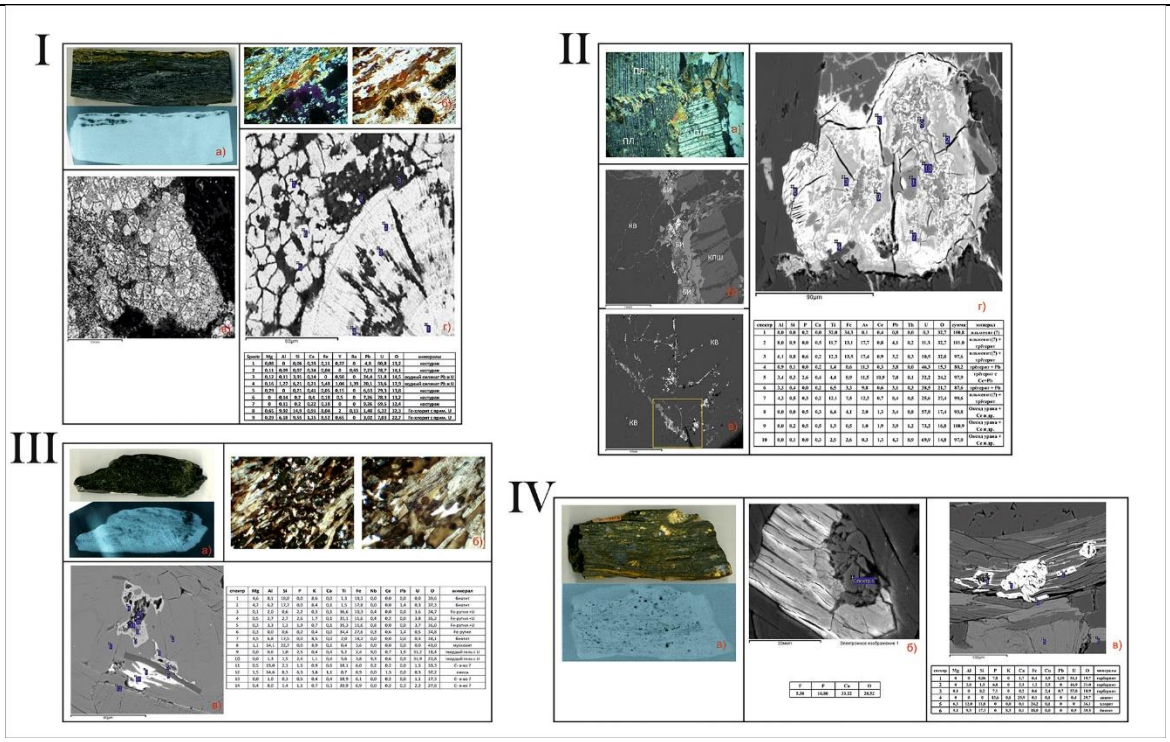


Рисунок 2. I. Урановорудная минерализация рудопроявления Натали.
а) – рудовмещающий бластомилонит кварц-ПШ-биотитового состава и радиография к нему, фото образца, радиография; б) – граница настуранового прожилка с неизмененными вмещающими породами, фото шлифа; в) – скопления колломорфных выделений настурана внутри рудного прожилка, РСМА; г) – замещение гипогенной минерализации по зонам роста и контракционным трещинам, РСМА, таблица составов минеральных фаз. II. Урановорудная минерализация в гранитах фундамента на флангах месторождения Туюкан: а) – катакластическая структура рудовмещающего гранита, фото шлифа; распределение урановой минерализации б) – в скоплениях биотита, в) – в микротрещинах; г) – сросток акцессорных радиоактивных минералов, вероятно, уранинита и монацита, преобразованный в твердый гель, РСМА, таблица составов минеральных фаз. III. Урановорудная минерализация в биотитовых сланцах на флангах месторождения Туюкан: а) рудовмещающий мелкочешуйчатый биотитовый сланец и радиография к нему; б) неравномерные гнездовые скопления тонковкрапленного рутила (серые зерна с высоким рельефом) среди чешуек биотита; в) наряду с колломорфными железо-титановыми образованиями с небольшими содержаниями сорбированного урана (спектры 3-5), встречены высокоурановые выделения ильменорутила (?), для которого характерны и высокие содержания Nb (спектры 9, 10). РСМА, таблица составов минеральных фаз. IV. Урановорудная минерализация в образованиях рифейского чехла: а) – бластомилонитизированный гравелито-песчаник, фото образца, радиография; б) – реликт зерна апатита, замещенного торбернитом, РСМА, таблица составов минеральных фаз; в) – Псевдоморфозы торбернита по апатиту и микропрожилки в пакетах породообразующих слюд, РСМА, таблица составов минеральных фаз.

На флангах месторождения Туюкан такой тип оруденения не встречен. В отличие от рудопроявления Натали, урановорудные концентрации на Туюканском участке обнаружены как в породах фундамента, так и в отложениях чехла. Часть радиоактивных аномалий зафиксирована в крупнозернистых тектонизированных гранитах (рис. 2 IIа). Для них характерны крупные гнезда и просечки биотита, к которым приурочена густая вкрапленность акцессорных, в том числе, урансодержащих минералов: циркона, сфена, апатита, монацита (рис. 2 IIб). Швы катаклаза в породе выполнены серицитом. Новообразованная урановая минерализация представлена микровыделениями оксида урана и тяготеет к радиоактивным акцессориям, а также отлагается в микротрещинах в породообразующих минералах в виде тонкой вкрапленности, что хорошо показали микрозондовые исследования (рис. 2 IIв). Зерна радиоактивных акцессорных минералов часто представляют собой многокомпонентный твердый гель, образовавшийся в результате их метамиктизации, с характерными контракционными трещинами. В одном из изученных образцов обнаружен сросток, вероятно, монацита и уранинита (рис. 2 IIг), о чем свидетельствует неравномерное присутствие церия и урана при исследовании геля. Обособление новообразованной фазы оксида урана произошло в пределах зерен метамиктных акцессориев.

Гипергенная урановая минерализация представлена арсенатом уранила – трёгеритом, который замещает акцессорные минералы, и отлагается в серицитизированных микротрещинках. Его образование связано с тем, что в породе присутствует вкрапленность мелкого арсенопирита, являющегося индикатором проявления гидротермального процесса.

Также оруденелыми породами в фундаменте являются мелкочешуйчатые сланцы, состоящие на 80-90% из биотита, а также кварца, апатита, ильменита, сфена. Радиоактивность в образцах достигала 80-120 мкр/ч, содержания урана по данным РСМА составляют 0,1-0,17%. Повышенные концентрации урана приурочены к участкам, обогащенным оксидно-титановой минерализацией (лейкоксеном, рутилом, ильменорутилом) (рис. 2 IIIб), приуроченной к скоплениям углеродистого твердобитумного вещества (?). Концентрация треков на радиографии имеет вуалевидный облик, что характерно для развития ионно-сорбционных форм урана (рис. 2 IIIа). Также среди оксидов титана отмечаются повышенные содержания фосфора и урана, которые могут быть связаны с микровыделениями фосфатных урановых слюдок. Максимальные содержания урана, приуроченные к ильменорутилу, составляют 31,5% (рис. 2 IIIв). Помимо оксидно-титановой минерализации в сланцах присутствует апатит и реликты акцессорных фосфатов редких земель и тория. Большая часть их разрушена до бесструктурных гелеподобных образований с переменным содержанием компонентов – как оставшихся от первичного минерала, так и привнесенных в процессе ионного обмена, в том числе урана. Его точечные содержания в многокомпонентных гелях достигают 9-11%.

Вмещающими породами для урановорудной минерализации в образованиях рифейского чехла являются подверженные динамометаморфизму гравелито-песчаники (рис. 2 IVа). Матрикс состоит из биотита, в меньшей степени – мусковита, и кварца. Кластический материал состоит из обломков гранита. Радиоактивная минерализация имеет тонковкрапленный характер развития и представлена, по большей части, вторичной фосфатной слюдкой – торбернитом. Этот минерал замещает зерна апатита (рис. 2 IVб) и образует тонкие субсогласные прожилки в пакетах слюды (рис. 2 IVв). Минерализация, с которой связаны урановые концентрации в гравелито-песчанике, представлена урановыми (уранинит?), урансодержащими (циркон) и редкоземельно-уран-ториевыми (монацит?) минералами, являющимися изначально акцессорными минералами гранитоидов. Также, вероятно, присутствует сорбционная форма урана на микровыделениях титановых минералов. Крупные зерна радиоактивных акцессориев отображаются на радиографии как густо насыщенные темные точки, в то время как прожилки торбернита в пакетах слюды дают лишь легкие вуалевые засветы.

В результате изучения описанных выше типов урановой минерализации можно резюмировать, что на флангах месторождения Туюкан в крупнозернистых катаклазированных гранитах, и в гравелито-песчаниках рифейского чехла, основная часть урановой минерализации приурочена к акцессорным урановым и урансодержащим минералам, в то время, как на рудопроявлении Натали гипогенная минерализация представлена только настураном. Каждому из рассмотренных типов присущи свои гипергенные минералы урана. Для рудопроявления Натали это силикаты уранила – казолит и уранофан; для пород фундамента на флангах месторождения Туюкан – арсенат уранила – трёгерит, что связано с разрушением арсенопирита и высвобождением урана в процессе разложения урансодержащих акцессориев, и, как результат, объединению урана и мышьяка в фазу вторичной урановой минерализации; для образований рифейского чехла – фосфатная слюдка – торбернит, замещающая зерна апатита и откладывающаяся также и в межслоевом пространстве в пакетах слюды.

Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран Российских недр. М.: ВИМС. 2010. С. 528-532.

Формы нахождения золота в коре выветривания месторождения «Июньское» (Кемеровская область)

Чумаков А. В.[1,2], Аликин О. В.[1]

[1]*ООО «ЦНТ Инструментс», Санкт-Петербург*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, tchumakov.a.v@yandex.ru*

В настоящее время Российская Федерация обладает обширной минерально-сырьевой базой (МСБ) золота) и динамично развивающейся золотодобывающей промышленностью. Для устойчивого развития отрасли кроме подбора эффективных технологий обогащения для каждого конкретного типа месторождений золота, при которых извлечение полезного компонента будет осуществляться с минимальными потерями необходимо расширение геологоразведочных работ. Для этого необходимо вовлечение в отработку неразрабатываемых золоторудных месторождений, так как сроки исчерпания балансовых запасов, разрабатываемых собственно золоторудных месторождений в целом по стране, составляют около 19 лет, россыпных — менее 7 лет, комплексных — 34.5 года (Государственный доклад…, 2020).

Золото присутствует в рудах различных месторождений преимущественно в виде одного преобладающего минерала – самородного золота (Au,Ag), составы которого могут широко варьировать – от практически чистого золота до самородного серебра (Ag,Au) – (Андрющенко и др., 1984). В настоящее время современные методы исследования вещества позволили открыть 46 новых различных минеральных видов и разновидностей золота (Спиридонов, 2010) в уже хорошо изученных объектах. Стоит отметить, что большая часть новых открытых минералов золота не считаются промышленно значимыми, а лишь являются редкими находками в рудах различных месторождений, однако они вносят существенный вклад в понимание рудообразующих процессов и зачастую являются дополнительными индикаторами геохимических обстановок, а также нельзя исключать их роль в снижении эффективности применяемых технологий обогащения в силу альтернативных минералого-технологических свойств таких форм нахождения золота.

Июньское месторождение находится в Кемеровской области в 42 км на северо-запад от города Салаир. Объект золотоносных кор выветривания «Июньское» расположено в пределах Урского рудного узла, являющегося составной частью Урско-Салаирского рудного района северо-восточного склона Салаирского кряжа (Золотоносность…, 1995; Зубова, 2011; Алямкин, 2012). Структура Урского рудного поля представлена Урско-Бачатской горст-антиклиналью. С северо-запада она ограничена Касьминским, а с юго-востока – Аламбайским поперечными глубинными разломами. Рудное поле сложено главным образом вулканогенно-осадочными породами (риолит-дацитовые порфиры и их туфы, туфо-конгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и др.), залегающими среди известняков (Росляков Н.А. и др., 1995).

Коры выветривания, широко развитые в пределах Северо-Восточного Салаира, по данным Н.А. Рослякова (Росляков и др., 1995), имеют латеритный профиль. Сохранность профиля выветривания во многом определяется геоморфологическими особенностями площади. Июньское месторождение расположено в пределах эрозионно-карстовой долины длительного и унаследованного режима развития на контакте кембрийских карбонатных и эффузивных пород, к которому часто приурочена рудная минерализация. На изученной территории развиты преимущественно остаточные глинистые коры выветривания линейно-трещинного и контактово-карстового типов неполного профиля (Зубова., 2011). Рудоносные коры выветривания формируются в результате окисления золотосодержащей барит-полиметаллической, медно-цинковой и золото-кварцевой минерализаций, которые, наряду с корами выветривания, служили источниками питания россыпей.

Работы по изучению вещественного состава руд участка ведутся в лаборатории пробоподготовки ООО «ЦНТ Инструментс» в рамках исследований на обогатимость по гравитационно-цианидной схеме. Изучены три композитные минералого-технологические

пробы окисленных руд месторождения золота в коре выветривания «Июньское», отличающиеся по вертикальному разрезу: ТИ-1 – нижние горизонты, ТИ-2 средние, а ТИ-3 – верхняя часть КВ.

Общеизвестно, что даже разные по генезису содержащие благородные металлы руды имеют несколько объединяющих их признаков (Рудашевский и др., 2017): 1) низкие концентрации «рудных» минералов; 2) часто малые размеры (<1 мм) зерен «полезных» минералов; 3) высокие значения плотности минералов золота и других благородных металлов (6-20 г/см3); Вышеизложенное обуславливает необходимость интенсивного обогащения исследуемых руд по самым разным технологическим сценариям с целью получения малообъёмных представительных аналитических навесок для, повышающих глубину и качество исследований форм нахождения благородных металлов.

Одним из наиболее эффективных способов обогащения твердых полезных ископаемых в лабораторных условиях является метод гидросепарации (HS), лежащий в основе универсальной технологии минералого-геохимических исследований (Рудашевский и др., 2018). Применение гидросепарации на узких классах крупности позволяет разделять зерна минералов по их удельной плотности, а не по весу частиц, что характерно для большинства гравитационных технологий (от винтовых шлюзов до тяжёлых жидкостей). На начальных стадиях гидросепарации удаляются преимущественно лёгкие минералы жильных и вмещающих пород (кварц, гидрослюды, полевые шпаты и карбонаты), а также их сростки с тяжёлыми рудными минералами. В «тяжёлых» HS-концентратах главным образом концентрируются сульфиды (пирротин, пирит, арсенопирит и другие более редкие).

В ходе пробоподготовки после измельчения на шаровой мельнице материал каждой пробы разделялся мокрым ситованием на 11 размерных классов, диапазоны которых соответствуют границам рудоподготовительных операций для различных технологических сценариев (в порядке уменьшения, мм): >10, -10+5, -5+2.5, -2.5+1.0, -1.0+0.5, -0.5+0.315, -0.315+0.2, -0.2+0.125, -0.125+0.071, -0.071+0.045, <0.045. Из фракции <0.045 мм материала проб класс крупности <0.010 мм отделялся методом отмучивания.

Во всех размерных классах менее 0.5 мм, кроме ультратонкого (<0.010 мм) с помощью гидросепаратора CNT HS-11 материал промывался в три стадии с получением «лёгких» хвостов, промежуточного продукта, «тяжёлых» хвостов и HS-концентратов. Последние представляют репрезентативные выборки зёрен рудных минералов в пределах узких классов крупности, из них изготовлены однослойные полированные шлифы горячим прессованием. Для определения химического состава и изучения внутреннего строения минералов в полированных шлифах и аншлифах использовался: сканирующий электронный микроскоп CamScan MV-2300 (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) – аналитик Антонов А.В.

Зона коры выветривания (зона окисления первичных руд) имеет повышенные содержания благородных металлов: золота и серебра. Это обусловлено процессами выветривания, при которых происходит вынос многих породообразующих компонентов, что в свою очередь приводит к обогащению коры выветривания «полезными» компонентами, имеющими меньшие миграционные свойства. Уже давно различные исследователи (Lesure, 1971; Петровская, 1973; Смирнов, 1982) часто связывают повышенные концентрации золота в коре выветривания с глубоким развитием процессов химического выветривания коренных пород.

По морфологическим признакам преобладают удлиненные индивиды сложного облика или таблитчатые, субизометричные зерна (рис. 1). Поверхность зерен неровная с многочисленными наростами, углублениями и выступами. На относительно гладких участках присутствует множество микропор размером менее 10 мкм. В основном зерна золота представляют собой агрегаты мелких частиц (размером 10-30 мкм), сцементированные вторичными образованиями золота или железистым веществом (рис. 1, а, б, в, г, д). Часто наблюдаются агрегаты, представляющие нарастания вторичного золота на первичным (рис. 1, а, д, ж), что подчеркивает активную роль процессов самоукрупления золота в коре выветривания.

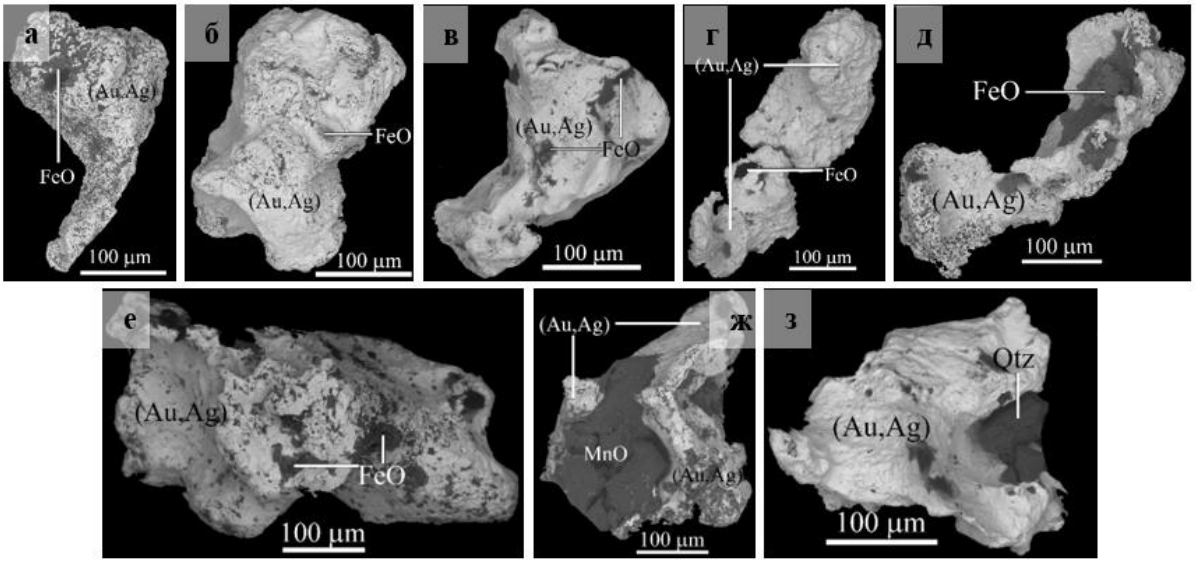


Рисунок. 1. Объемные зерна самородного золота в окисленной руде Июньского месторождения (Проба №1 – ТИ-1).

SEM-фото, (Au,Ag) – самородное золото, FeO – оксидные железистые пленки, MnO – марганцевые минералы, Qtz – кварц.

Наличие оксидных пленок на зернах самородного золота в окисленной руде свидетельствует о формировании частиц золота одновременно с процессами химического выветривания (Некрасов, 1991). Пленки оксидов железа на образцах самородного золота являются типоморфными признаками прохождения стадии коры выветривания (Кузнецова, Сафронов, 2021).

Для исследования вариаций химического состава самородного золота и его размеров проведена расшлифовка зерен до сечения, близкого к срединному, в пределах узких размерных фракций (-0.125+0.071, -0.071+0.045, -0.045+0.010 мм). Результаты показали отсутствие примесей (за исключением серебра) в составе самородного золота. Характерные формы и размеры приведены на рис. 2.

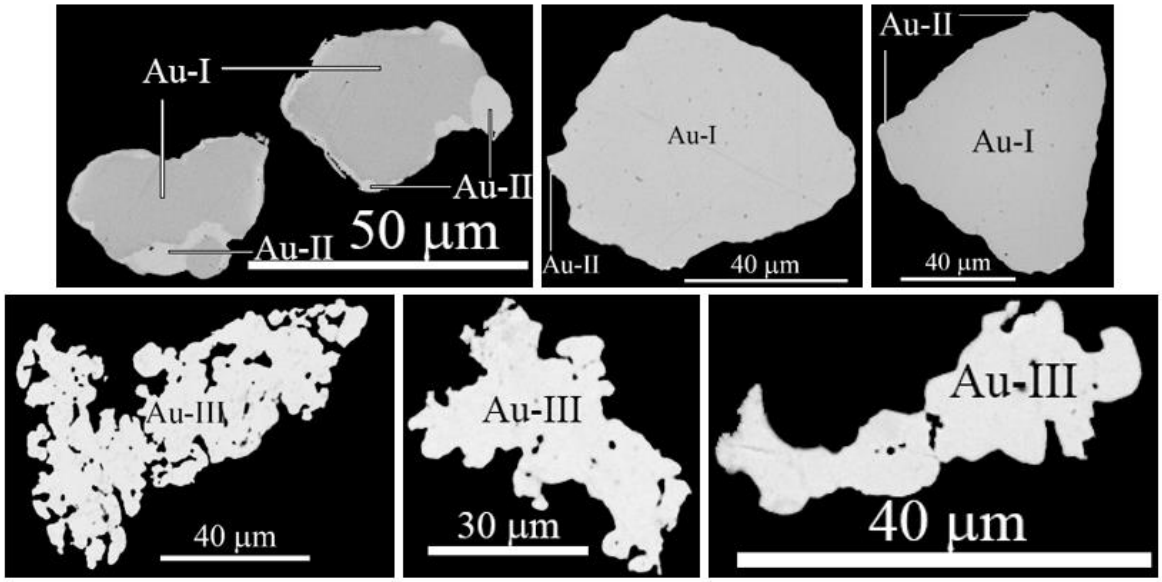


Рисунок. 2. Зерна самородного золота в пробе ТИ-1 из «тяжелых» концентратов гидросепарации (ППШ).

BSE-фото. Au-I – серебристое золото, Au-II – «переходный» тип золота, Au-III – высокопробное золото.

По результатам исследований (рис. 2) определены 3 разновидности золота (по содержанию серебра: 1) Серебристое золото (28-40 мас. % Ag); 2) Переходный тип золота (5-28 мас. % Ag; 3) Высокопробное золото (0-7 мас. % Ag). В пробе ТИ-1 преобладает серебристое

золото. Переходный тип золота часто отмечается вместе с серебристым в виде кайм и корочек на последнем. Высокопробное золото часто обраует почковидные агрегаты неправильной формы и редко встречается в сростках с серебристым и переходным типами золота.

Главный ценный минерал исследуемого золоторудного месторождения – самородное золото, второстепенные – оксиды железа и меди. Оксиды железа представлены магнетитом, гематитом, гетитом и др. Среди самородного золота наиболее распространено серебристое золото (содержание Ag варьируется от 0 до 40.71 мас. %).

Полученные данные вносят существенный вклад в изучение благороднометалльной минерализацией коры выветривания месторождения «Июньское».

Алямкин А.В. Июньское месторождение золота в коре выветривания (Восточный Салаир) // Вестник Томского государственного университета. Томск. 2012. Вып. 335. С. 144-147,

Андрющенко И.А, Ватолин Н.А. Благородные металлы. Справочник. М.: Металлургия. 1984. 592 с.

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевой базы Российской федерации в 2020 году. Отв. Ред. Романов А.Г. Москва, 2021. С.572.

Росляков Н.А., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А., Васильев И. П. и др. Золотоносность кор выветривания Салаира. СО РАН, Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1995. 170 с.

Зубова Т.П. Закономерности изменения вещественного состава в ряду кора выветривания – россыпь на примере Июньского месторождения Северо-Восточного Салаира // Руды и Металлы. Вып №2/2011. С.46-51.

Кузнецова И.В., Сафронов П.Н. Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье) // Литосфера. 2021. том 21. № 2. С. 239–255.

Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука.1991. 302 с.

Петровская Н.В. Самородное золото. М.: «НЩКЛ», 1973. 349 с.

Рудашевский В.Н., Рудашевский Н.С. Минералогия золота // Записки ВМО. 2017. Вып. 1. С. 125–147.

Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н., Антонов А.В. Универсальная минералогическая технология исследования пород, руд и технологических продуктов // Региональная геология и металлогения. 2018. №73. С. 88-102.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 668 с.

Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты: Изд-во К & М. 2010. С. 143–171.

Lesure F. G. Residual enrichment and supergene transport of gold, Calhoun mine, Lumpking Country, Georgie // Econ. Geol. 1971. v. 66. N 1.

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов медно-порфирового месторождения Ак-Суг

Шадчин М.В.[1]

[1]*ИГДГиГ СФУ, г. Красноярск, shamamrmr@gmail.com*

Молибден-меднопорфировое месторождение Ак-Суг находится в Тоджинском кожууне (районе) республики Тыва в 240 км северо-восточнее г. Кызыл неподалеку от административных границ с Курагинским районом Красноярского края и Нижнеудинским районом Иркутской области. Область месторождения относится к горной системе Восточных Саян Алтае-Саянской складчатой области. Объект является типичным представителем месторождений, сформированных во время субдукции океанической коры, в окраинно- и внутриконтинентальных обстановках и связанных с рудолокализующими порфировыми интрузиями основного-кислого состава. Наиболее известными месторождениями аналогичного генезиса в России являются молибден-медные месторождения Кызык-Чадр (респ. Тыва), Малмыжское (Хабаровский край). Ближайшими зарубежными аналогами Ак-Суга можно считать Ою-Толгой, Эрдэнэтуин-Обо (Монголия), Коунрад, Актогай (Казахстан).

Актуальность исследований обуславливается ограниченной освещенностью в печатных изданиях тематики изотопно-геохимических исследований процессов рудообразования порфировых объектов.

Ак-Сугское молибден-меднорпорфировое месторождение входит в состав Ак-Сугского рудного узла, локализованного на сопряжении двух крупных тектонических структур Алтае-Саянской складчатой области: Восточно-Тувинской и Кизир-Казырской складчатых систем, естественной границей между которыми является крупный Кандатский разлом и его оперяющие.

Структура месторождения определяется полифазным строением Ак-Сугской интрузии, вмещающей оруденение, а также его положением относительно структурных элементов района. Массив располагается в зоне влияния Кандатского межрегионального разлома и двух региональных разломов: Ак-Сугского и Челдезрикского. Зона Ак-Сугского разлома является ветвью Кандатского разлома и выражена полосой дробления, интенсивной трещиноватости и рассланцевания пород. В плане ширина тектонически нарушенных интервалов колеблется от первых до десятков метров. Наибольшая густота трещин отмечается в пределах Северной рудной залежи и в центральной части месторождения. Челдезрикский разлом является естественной границей Даштыгойского грабена, сложенного терригенно-вулканогенными отложениями Толтаковской свиты девонского возраста и ограничивающего месторождение с запада. Ак-Сугский интрузивный массив имеет куполовидную ассиметричную форму с характерным зональным строением и крутым падением контактов (70-80º) под вмещающие породы Хамсаринской и Толтаковской свит. Зональность массива и соответственно месторождения объясняется последовательным внедрением интрузивных фаз Ак-Сугского комплекса, представляющих собой гомодромный ряд от диоритов и габбро-диоритов до тоналитов и плагиогранитов. Северная, восточная и южная часть массива представлена диоритами, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами первой фазы Ак-Сугского комплекса, составляющими около 75% площади выхода интрузии на поверхность. Контакт кварцевых диоритов с диоритами на юго-восточном фланге крутой (78-85º) с падением на юг. Следующая интрузивная фаза представлена тоналитами и плагиогранитами, в том числе слабопорфировидными. Данные породы распространены преимущественно в западной и восточной частях Ак-Сугского месторождения с углами падения контактов под породы Толтаковской свиты до 60-80º. Наиболее продуктивными на медное и молибденовое оруденение являются породы третьей (порфировой) фазы Ак-Сугского комплекса, представленные тоналит-порфирами и плагиогранит-порфирами (рис. 1).

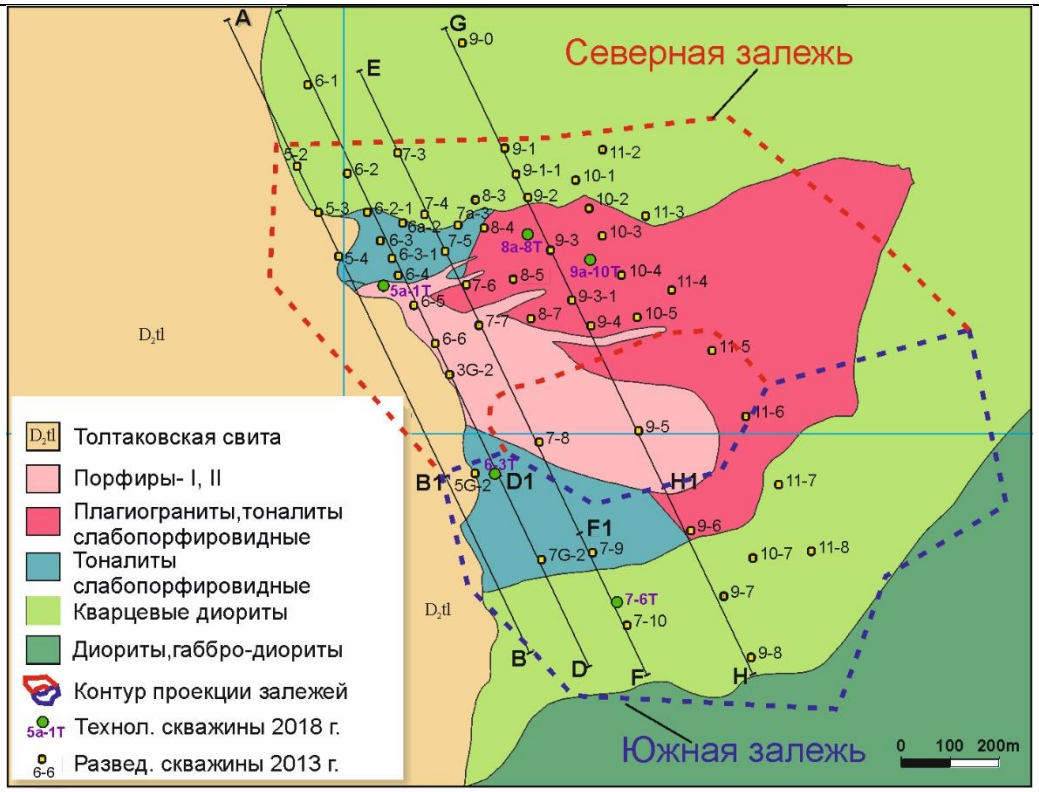


Рисунок 1. Геологическая карта месторождения Ак-Суг (по Pollard et al., 2017, с изменениями автора).

Вещественный состав руд Ак-Сугского месторождения разнообразен и в настоящее время насчитывает более 60 минеральных видов, встречающихся в рудах месторождения, среди которых преобладают сульфиды: халькопирит, борнит, пирит, молибденит, энаргит, халькозин. Из самородных металлов наиболее часто встречаются золото и медь, значительно реже самородное серебро, теллур и висмут (Шведов и др., 2021). Породообразующие и акцессорные минералы представлены кварцем, карбонатами (кальцитом, доломитом, анкеритом), слюдами (биотитом, мусковитом-серицитом), хлоритом, КПШ, плагиоклазами, сульфатами (баритом, ангидритом, целестином). Постоянно отмечаются циркон, эпидот, монацит, рутил, апатит, фторапатит. Наиболее богатые руды месторождения сконцентрированы в западной и центральной частях Северной залежи. Среднее содержание меди здесь составляет около 1%, молибдена 0,02%. Руды преимущественно вкрапленные, подчиненное количество рудных минералов располагаются по зальбандам жил и в основной массе кварц-карбонатных прожилков. Карбонатным минералом, слагающим жильные тела, преимущественно является кальцит. С кварц-карбонатными жилами и прожилками на начальных стадиях формирования руд месторождения связана преимущественно пирит-халькопиритовая и блеклорудная минерализация. С карбонатными образованиями финальных стадий рудогенеза связано отложение редкоземельной минерализации и сульфатов.

Изотопный состав углерода и кислорода месторождения Ак-Суг определен для монофракций кальцита, отобранных абразивной коронкой из карбонатных прожилков керна скважин с различных частей месторождения и глубин. Дополнительный контроль отбираемого материала осуществлялся под бинокуляром. Измерения изотопных отношений проводили в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН г. Новосибирск с использованием газового масс-спектрометра Delta V Advantage в режиме двойного напуска. Для мониторинга подготовительных и измерительных систем использовали международные стандарты карбоната NBS-18 ($\delta^{13}C$= -5,014‰ VPDB, $\delta^{18}O$ = -23.2‰ VPDB), NBS-19 ($\delta^{13}C$ = +1.95‰ VPDB, $\delta^{18}O$ = -2.20‰ VPDB). Точность измерений изотопных характеристик карбонатного вещества составила не хуже 0,1‰ для углерода и 0,2‰ для кислорода.

Изотопный состав углерода и кислорода кальцита месторождения Ак-Суг по полученным данным характеризуется диапазонами: $\delta^{13}C$ от -3,6 до 2,2 ‰ со средним значением $\delta^{13}C$ -1,1 ‰, $\delta^{18}O$ от 10,4 до 21,8 ‰ со средним 14,1 ‰ для 19 измерений (таблица 1).

Таблица 1. Изотопный состав углерода и кислорода месторождения Ак-Суг.

Скважина	Глубина	$\delta^{13}C$, ‰ (VPDB)	$\delta^{18}O$, ‰ (VSMOW)	T*, °C
5а-1т	10	-0,4	+14,8	208
– // –	73,2	-0,6	+12,4	216
– // –	92,6	-0,3	+14,9	204
– // –	234	-1,8	+12,7	282
– // –	361	-1	+13,9	234
– // –	432,1	-0,1	+21,8	197
– // –	446	-1,3	+16,1	250
– // –	478,6	-1,5	+11,3	261
– // –	493,8	-1,2	+12	244
– // –	511,2	+0,2	+21,4	186
– // –	542,6	-0,8	+13,5	224
– // –	575,5	-1,8	+13	282
– // –	653	-2,9	+13,7	-70 < T < 2000
– // –	694,4	-1,1	+13,2	239
6-3т	178,8	+2,2	+18,8	134
7-6т	148,5	-2,2	+10,4	319
8а-8т	93	-3,6	+10,4	-70 < T < 2000
9а-10т	24,9	-1,7	+11,8	275
– // –	53,9	-0,5	+11,9	211
Среднее по выборке		-1,1	+14,1	233

Примечание: *- расчет температур образования проведен по термометрическим зависимостям пары кальцит <=> CO_2 для T <600°C (Ohmoto, 1979).

Все полученные значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ были использованы для построения графиков распределения изотопов в системе координат $\delta^{13}C$/ $\delta^{18}O$, гистограмм накопленной частоты значений углерода и кислорода, а также для установления расчетной температуры образования минерала относительно изотопного состава углерода кальцита (рис. 2).

Изотопный состав проанализированных кальцитов характеризуется умеренно узким диапазоном значений $\delta^{13}C$ (Δ=5,8‰) и широким диапазоном $\delta^{18}O$ (Δ=11,4‰), что с наибольшей долей вероятности может свидетельствовать о неоднородности источников кислорода воды, участвовавшей в образовании жильного кальцита Ак-Сугского месторождения.

Наиболее вероятными источниками углерода и, как следствие, углекислоты карбонатных минералов Ак-Суга являются «мантийные» флюиды, что характерно для зон пропилитизации, широко проявленных на месторождении. Смещение значений $\delta^{13}C$ в положительную сторону от ранних наиболее минерализованных жил к более поздним с меньшей рудной нагрузкой указывает на смешение при гидротермальных процессах углерода различных источников. Примером может служить взаимодействие флюида с вмещающими породами, содержащих рассеянное углеродистое вещество при ограниченном участии метеорных вод (Савинова и др., 2014). Наиболее поздние стадии кварц-карбонатных и карбонатных прожилков несут в себе значительно меньшее количество сульфидной минерализации, но являются благоприятной средой для формирования низкотемпературной минерализации (редкоземельная, сульфатная и пр.). Эти кальцитовые прожилки имеют утяжеленный состав $\delta^{13}C$ и более низкую расчетную температуру образования, что согласуется с теорией изотопного фракционирования.

Источниками воды, мобилизованной для процессов образования карбонатных жил ранних относительно высокотемпературных стадий, вероятнее всего, являются ювенильные, наиболее глубинные воды, связанные с процессами остывания пород Ак-Сугского плутона и конденсации водяного пара. В результате постепенного «угасания» магматической активности и наступления активной стадии метаморфизма-метасоматоза вмещающих пород ведущая роль источника воды и, соответственно, кислорода отводится метаморфогенным источникам при ограниченном влиянии атмосферных метеорных вод. Данная гипотеза находит своё подтверждение близостью

точек ранних карбонатных фаз с наиболее богатой минерализацией к полям магматических карбонатов и более поздних стадий к полям гидротермально-метасоматических образований.

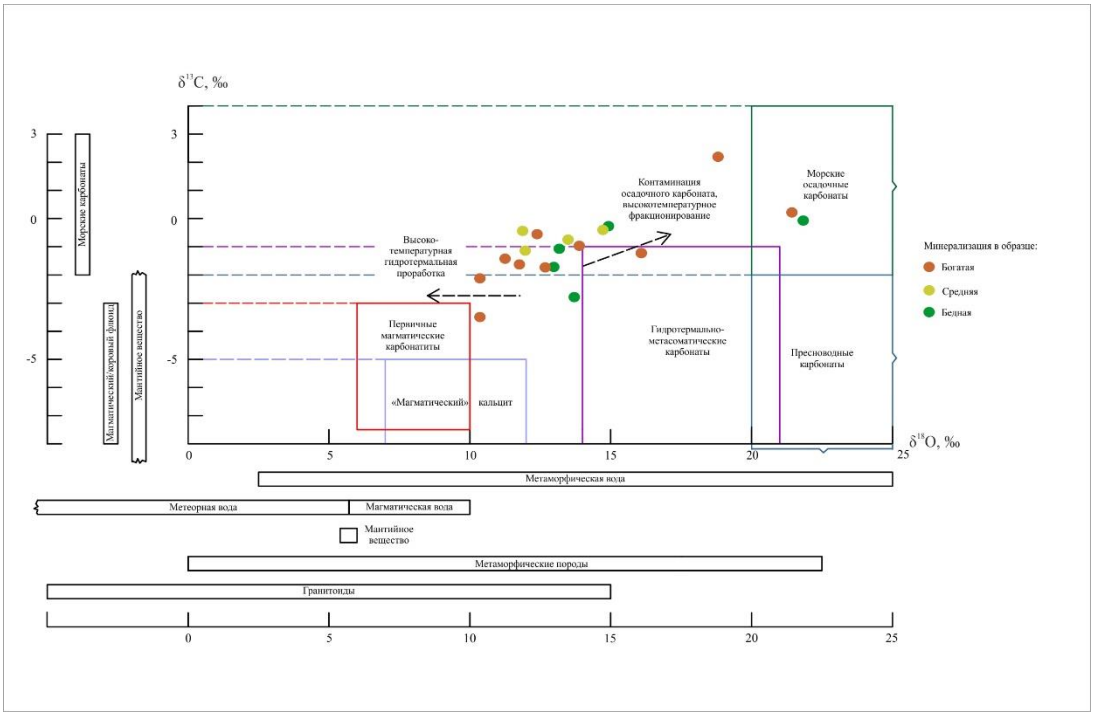


Рисунок 2. Позиция изотопного состава углерода и кислорода на диаграмме $\delta^{13}C/\ \delta^{18}O$ (поля значений приведены по: Краснова и др., 2019, Савинова и др., 2014, Hoefs,2009).

Проведенные исследования по изучению изотопного состава углерода и кислорода молибден-меднопорфирового месторождения Ак-Суг выявили наиболее вероятные источники углекислоты и воды, принимавшие участие в образовании жильного кальцита различных стадий. Ранние карбонатные и кварц-карбонатные прожилки формировались при температурах около 250-300°С при наиболее вероятном участии мантийной углекислоты и магматической воды. Жилы и прожилки промежуточных стадий были сформированы перемежающимися потоками флюидов магматического-метаморфогенного составов с температурами порядка 210-250°С. Отложение карбонатных минералов с наложенной низкотемпературной редкоземельной минерализацией происходило при температурах ~130-210°С и сопряжено с завершением гидротермально-метасоматических процессов. Данные по изотопному составу $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в жильном кальците Ак-Сугского месторождения различных стадий минералообразования подтверждают неоднородный полигенный источник вещества.

Краснова А.В., Ростовцева Ю.В., Гаврилов А.Е. Изотопный состав углерода и кислорода вторичных карбонатов в вулканитах доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2019. №5.

Савинова О.В., Тимкин Т.В., Асканакова О.Ю. Флюидные включения и изотопия карбонатов Топольнинского золото-скарнового поля (Горный Алтай) // Фундаментальные исследования. 2014. № 8-5. С. 1107-1113.

Шведов Г. И., Самородский П. Н., Макаров В. А. и др. Мышьяковистая самородная медь золото-медно-порфирового месторождения Ак-Суг, Восточная Тыва // Руды и металлы. 2021. № 1. С. 77-92.

Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry: Sixth edition// Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2009.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon. Geochemistry of hydrothermal ore deposits// N.-Y., John Wiley and Sons. 1979. P. 509–567.

Pollard P., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of the cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva republic, Russian federation// Inc.Economic Geology. 2017. v. 112. P. 1021–1028.

Золоторудное месторождение Доброе: РТХ-условия формирования и источник минералообразующих флюидов

Шапаренко Е. О.[1], Сильянов С. А.[2], Хоменко М. О.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, shaparenkoe@gmail.com*
[2] *ИГДГиГ СФУ, г. Красноярск, silyanov-s@mail.ru*

Месторождение Доброе находится на Енисейском кряже, который представляет собой позднедокембрийский орогенный пояс. Орогенные месторождения золота в настоящее время вызывают повышенный интерес, так как являются одним из главных источников этого благородного металла. Установление параметров формирования месторождений данного типа крайне важно для составления целостной модели образования месторождений золота.

Золоторудное месторождение Доброе входит в состав Советского рудного узла и находится в 12 км к западу от месторождения Советского, одного из крупнейших в Енисейском кряже (Стороженко и др., 2018). Месторождение относится к золото-кварцевой малосульфидной формации. Рудный узел приурочен к зоне сочленения двух крупных протерозойских структур Енисейского кряжа – Центрального поднятия и Восточной синклинорной зоны. Главной рудоконтролирующей структурой является Ишимбинский глубинный разлом (Сердюк и др., 2010).

Рудные тела представлены гидротермально-измененными сланцами с кварцевыми жилами и прожилками с золото-сульфидной минерализацией. Вмещающие породы представлены кварц-хлорит-серицитовыми отложениями кординской и горбилокской свит, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Рудная минерализация представлена пирротином, арсенопиритом, пиритом и самородным золотом. В подчиненном количестве обнаруживаются халькопирит и галенит. В процессе предшествующих поисково-оценочных работ на месторождении Доброе выявлено восемь рудных тел, территориально объединенных в рудные участки – Добрый, Александрийский и Татьянинский. Каменный материал для исследования флюидных включений в кварце и сульфидах отобран из рудного тела №5.

Кварц, являясь постоянным минералом месторождение Доброе, представлен двумя разновидностями – жильным и гранобластическим. Перегруппировка (грануляция) кварца произошла на предрудной стадии, за которой последовало отложение жильного кварца в виде крупных зерен и прожилков на рудной стадии формирования кварцево-жильных зон месторождения Доброе. Видимое самородное золото (0,001–1 мм) развито, преимущественно, в кварцево-жильных рудных образованиях в виде трещинных, пластинчатых и прожилковидных выделений. Золото образует сростки с сульфидами (арсенопирит, пирротин), а также концентрируется в кварце по микротрещинам. Проба самородного золота варьирует в пределах 838-913‰. Балансовые запасы рудного золота на месторождении Доброе не превышают 10 т, на Татьянинском участке – менее 1т (Сердюк и др., 2004; 2010).

Индивидуальные флюидные включения (ФВ) исследовались в гранобластическом и жильном кварце из линзочек, прожилков и жил, залегающих в зеленых сланцах околорудной и рудной зон. По фазовому составу при комнатной температуре выделены два типа флюидных включений в кварце. Первый тип представлен двухфазными ($Ж_{H2O}$+Г(Ж)$_{CO2±CH4±N2}$) включениями (рис. 1а) с меняющимися соотношениями объемов воды и газа. Форма вакуолей этого типа включений самая разнообразная, размеры их не превышают 10-15 мкм. Второй тип – однофазные газовые или жидкие углекислотно-углеводородные включения (Г(Ж)$_{CO2±CH4±N2}$) (рис. 1б).

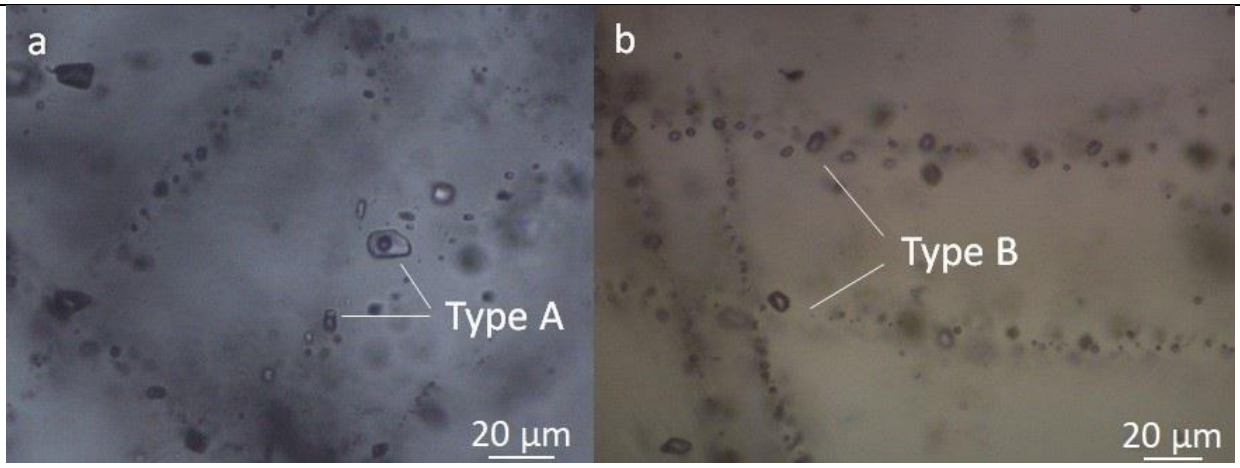


Рисунок 1. Флюидные включения в кварце месторождения Доброе: а – двухфазные ФВ, б – однофазные ФВ.

Обобщение микротермометрических данных, полученных при изучении флюидных включений в кварце месторождения Доброе, показало, что продуктивная стадия рудного минералообразования протекала при температуре 180-360 ºС, солености 1.5-15 мас. %, NaCl – экв. и давлении 0.2-1.3 кбар. Наложение более поздних флюидов происходило при температуре 110 – 230 ºС, солености 0.5 – 2.5 мас. %, NaCl – экв.

Методом рамановской спектроскопии в индивидуальных флюидных включениях в кварце выявлено наличие трех основных компонентов в газовой составляющей флюида: CO_2, CH_4 и N_2 в различных соотношениях. В двухфазных газово-жидких включениях из околорудной и рудной зон преобладает CO_2, а в однофазных включениях – CH_4, N_2. В двухфазных включениях отношение CO_2/CH_4 меняется от 1.7 до 329.3 и в среднем составляет 31.0 (n=28). В то время как в однофазных величина отношения CO_2/CH_4 заметно меньше (0.04-30.5) и в среднем составляет 4.15 (n=18). Полученные данные указывают на наличие двух типов флюида, захваченного в кварце месторождения Доброе: водно-углекислотный и углекислотно-углеводородный. Углекислотно-углеводородный тип флюида захвачен в основном в виде первично-вторичных и вторичных генераций. Это позволяет сделать вывод о более позднем его участии в формировании кварцево-жильных зон.

Методом GC-MS (Бульбак и др., 2020) во флюидных включениях в кварце, арсенопирите и пирите (12 образцов) определен валовый состав летучих. В составе летучих во флюиде обнаружены вода, углекислота, широкий спектр углеводородов и их производных, а также азот-, серо-, и хлорсодержащих соединений (рис. 2). Общее количество обнаруженных компонентов в сульфидах составляет от 133 до 148, а в кварце достигает 202.

В составе летучих из флюидных включений в жильном и грановластическом кварце преобладает CO_2, доля которой достигает 60-70 отн. % при колебании в интервале от 10.7 до 73.8 отн. %. Доля воды в этих включениях в среднем составляет 21.9 отн. % (n=8). Содержание углеводородов, представленных алифатическими, циклическими и кислородсодержащими соединениями, в среднем составляет в кварцах – 16.3 отн. % (n=8), а в сульфидах – 7.4 отн. % (n=5). Для реконструкции окислительно-восстановительных условий минералообразования используются отношения $CO_2/(CO_2+H_2O)$, H/(H+O) и алканы/алкены. По данным GC-MS на месторождении Доброе отношение $CO_2/(CO_2+H_2O)$ составляет 0.2-0.9, алканы/алкены варьирует от 1.2 до 36.7, H/(H+O) меняется от 0.35 до 0.65. Это указывает на то, что в процессе формирования кварцево-жильных зон месторождения Доброе изменялись окислительно-восстановительные свойства флюидов. Летучие компоненты играют важную роль в формировании золоторудных месторождений, повышая растворимость золота в рудоносных флюидах. Органическое вещество, обнаруженное в минералообразующих флюидах, могло участвовать в транспорте металлов. В экспериментальных работах (Migdisov et al, 2017; Crede et al., 2019) показано, что в присутствии в растворе углеводородов растворимость золота и многих других элементов увеличивается.

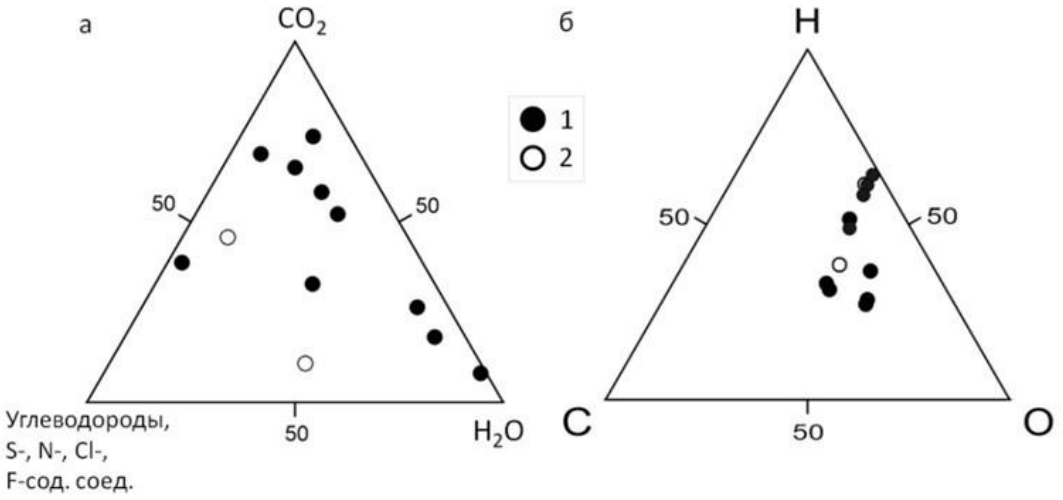


Рисунок 2. Состав летучих во флюидных включениях в кварце и сульфидах месторождения Доброе (по результатам GC-MS): 1 – золотоносная зона, 2 – незолотоносная зона.

Вопрос источника минералообразующего флюида и рудного вещества широко обсуждается в рамках разработки единой генетической модели формирования орогенных золоторудных месторождений (Goldfarb, Groves, 2015; Gaboury, 2019). Для установления источника рудоносных флюидов, которые принимали участие в формировании кварцево-жильных зон месторождения, были применены изотопно-геохимические методы: определение состава серы сульфидов ($\delta^{34}S$) и изотопного состава углерода углекислоты из флюидных включений ($\delta^{13}C$). На месторождении Доброе сульфидная сера арсенопирита обогащена тяжелым изотопом $\delta^{34}S$ в узком интервале от +1,9 до +4,2 ‰. В интервале от +6,0 до +9,0 ‰ определен изотоп серы ($\delta^{34}S$) в пирротине. Существенно расширяется диапазон вариаций $\delta^{34}S$ в пирите – от +3,2 до +17 ‰. Полученные значения $\delta^{34}S$ сульфидов месторождений отвечают гидротермально-осадочным сульфидам золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Значения $\delta^{13}C_{CO2}$ во флюидах золотоносной зоны месторождения Доброе меняются от -4,9 до -8,3 ‰, показывая достаточно узкий интервал колебаний. Во флюидах незолотоносной зоны определен более легкий изотоп углерода и расширяется интервал значений от -3,6 до -11,3 ‰. Вероятное всего, поступление CO_2 во флюид происходило за счет деволатилизации осадочных пород во время процессов тектонической активизации, а затем происходило отложение флюида в разломных зонах. Характер распределения $\delta^{13}C$ во флюидах месторождения Доброе указывает на коровый источник минералообразующих флюидов.

В результате проведенного исследования установлено, что золоторудное месторождение Доброе, сформировано окисленными водно-углекислыми и восстановленными углекисло-углеводородными флюидами в интервале температур от 180 до 360 ˚С, давлений – от 0.2 до 1.3 кбар и солености от 1.5 до 15.0 мас. %, NaCl – экв. Рудообразующие флюиды состоят из H_2O, CO_2, N-, S-содержащих соединений и углеводородов, которые потенциально способны транспортировать рудные элементы. Продуктивная стадия минералообразования и отложения золота связана с более поздними восстановленными углекислотно-углеводородными порциями флюида.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Сазонов А.М., Шапаренко Е.О., Рябуха М.А., Хоменко М.О., Сильянов С.А., Некрасова Н.А. Углеводороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) по данным беспиролизной газовой хромато–масс–спектрометрии // Геология и Геофизика. 2020. №11. С. 1535 – 1560.

Сердюк С.С. Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минерагения и перспективы освоения. Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 480 С.

Сердюк С.С., Комаровский Ю.Е., Зверев А. И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Под. ред. С.С. Сердюка. Красноярск. 2010. 584 С.

Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В. Миллер В. Я., Качевская Г. И., Дмитриева Е. В., Пиманова Г. П., Гладкова Р. Ф., Дмитриев Г. А. Государственная геологическая карта Российской

Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист P–46–XXXIII (Тея). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2018. 164 С. (МПР России, Федеральное агентство, ОАО «Красноярскгеолсъемка»).

Crede L.S., Evans K.A., Rempel K.U., Grice K., Sugiyama I. Gold partitioning between 1–dodecanethiol and brine at elevated temperatures: Implications of Au transport in hydrocarbons for oil–brine ore systems. Chem. Geol. 2019. 504. P. 28–37.

Gaboury D. Parameters for the formation of orogenic gold deposits // Applied Earth Science. 2019. 128:3. P. 124–133.

Goldfarb R.J., Groves, D.I. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. №223. P. 2–26.

Migdisov A.A. , Guo X., Xu H., Williams–Jones A.E., Sun C.J., Vasyukova O., Sugiyama I., Fuchs S., Pearce K., Roback R. Hydrocarbons as ore fluids // Geochem. Persp. Let. 2017. V.5. P.47–52.

Минералогические и физико-химические характеристики Au-Ag месторождений Камчатки: Малетойваям, Бараньевское, Родниковое

Шаповалова М. О.[1], Толстых Н. Д.[1], Шапаренко Е. О.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, shapovalovam@igm.nsc.ru*

Работа представляет сравнительную характеристику на основе минералогических, геохимических особенностей и условий формирования руд трех Au-Ag месторождений Камчатского полуострова: Малетойваям, Бараньевского и Родникового (рис. 1). Среди трех исследуемых месторождений два (Бараньевское и Родниковое) относятся к низкосульфидизированному (LS), а месторождение Малетойваям относится к высокосульфидизированному типу (HS) (Hedenquist et al., 2000).



Рисунок 1. Расположение золоторудных месторождений в контурах вулканогенных поясов по (Цуканов, 2015) в пределах Камчатского полуострова.

Состав рудных минералов всех месторождений анализировался в пластинках на сканирующем электронном микроскопе Mira 3 (Tescan, Чехия) с энергодисперсионным (EDS Oxford X-Max 80) спектрометром. Для получения данных о температурах, давлениях и, составах рудоообразующих флюидов были использованы термобарогеохимические методы: микротермометрия, рамановская спектроскопия и газовая хромато-масс-спектрометрия (GC-MS). Микротермометрические измерения проводились в микротермокамере TH-MSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений от -196 до +600ºС по методике, изложенной в работе (Dubessy et al., 1989). Валовый состав газовой составляющей флюидов определялся методом GC-MS на газовом хромато-масс-спектрометре Focus GC/DSQ II MS (Thermo Scientific, USA). Методика GC-MS анализа описана в (Бульбак и др., 2020).

Месторождение Малетойваям приурочено к Ветроваямской вулкано-тектонической структуре и связано с кварцевыми жилами и вторичными кварцитами среди андезитов, туфов и

туфопесчанников. Рудная минерализация характеризуется соединения Au–Se(S)–Te и Bi–Sb–(Se,S,Te) систем, основные из которых это малетойваямит, калаверит, вторичное высокопробное (горчичное) золото в ассоциации с тетраэдритом и теннантитом и другими редкими соединениями (Tolstykh et al., 2018).

Месторождение Бараньевское структурно приурочено к Агинской палеовулканической постройке верхнемиоценового возраста и расположено в Балхачской вулкано-тектонической структуре в Центрально-Камчатского рудном районе. На Бараневском месторождении выявлены две продуктивные золоторудные ассоциации (Tolstykh et al., 2021): (1) ранняя золото-пирит-кварцевая, и (2) поздняя золото-сульфосоль-кварцевая с высокопробным золотом в срастании с халькопиритом, Bi-тетраэдритом и Bi-теннантитом.

Родниковое месторождение расположено в действующей гидротермальной зоне, севернее Мутновско-Асачинской геотермальной системы в районе Вилючинских горячих источников (Takahashi et al., 2002). Рудную ассоциацию месторождения в целом можно охарактеризовать, как серебро-халькопирит-кварцевую, которая по минеральным парагенезисам подразделяется на две, последовательно сменяющие друг друга: серебро-авгиларит-акантитовую и золото-ютенбогардит-акантитовую ассоциации.

На месторождениях LS типа составы Au-Ag сплавов широко варьируют. На Бараньевском месторождении они относятся к низкопробному (45-70 ат.% Au) золоту в золото-пирит-кварцевой ассоциации и к высокопробному (85-97 ат.% Au) – в более поздней золото-сульфосоль-кварцевой ассоциации. На Родниковом месторождении Au-Ag сплавы соответствуют самородному серебру и электруму в серебро-авгиларит-акантитовой ассоциациии, и электруму и золоту – в золото-ютенбогардит-акантитовой ассоциации. В ходе развития рудоформирующих систем LS месторождений пробность золота увеличивается, пирит уступает место халькопириту, многочисленные соединения Au и Ag сменяются самородным золотом в ассоциации с Bi-Sn-Pb сульфосолями.

Физико-химические параметры рудообразующих флюидов представлены в табл. 1. В целом, они являются сопоставимыми по температурам гомогенизации газово-жидких включений и давлению. Методом рамановской спектроскопии было установлено наличие CO_2 во флюидах каждого из месторождений. В Бараньевском месторождении в составе флюидов установлен также CH_4, а на Малетойваямском–N_2. Методом GC-MS, кроме того, был обнаружен широкий ряд органических соединений в рудообразующих флюидах: 167 соединений (1.6 отн. %) в Бараньевскм, 155 соединений (0.9 отн. %) в Родниковом и 191 органическое соединение (20.4 отн. %) на месторождении Малетойваям, представленные бескислородными алифатическими и циклическими углеводородами.

Таблица 1. Результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений в кварце.

Месторож-дение	TºC гомогенизации	Соленость, мас. % NaCl экв.	Давление, бар	Состав газовой фазы
Бараньевское	210 – 308	0.5 – 1.7	19 – 98	H_2O, CO_2, CH_4, углеводороды и S-, N-содержащие соединения
Родниковое	160 – 265	0.8 – 2.5	6 - 50	H_2O, CO_2, углеводороды и S-, N-содержащие соединения
Малетойваям	173 – 290	1 – 5	8 – 72	H_2O, CO_2, N_2, углеводороды и S-, N-содержащие соединения

Таким образом, изучаемые месторождения были сформированы флюидами сложного состава при температурах от 173 до 308ºC, давлении 6 – 98 бар, солености 0.5 – 5 мас. %. Месторождения LS типа Бараньевское в Центральной Камчатке и Родниковое в Южной Камчатке оказались близкими по составу и соотношению летучих компонентов, относительные концентрации которых (10–15 отн. %) представлены CO_2, а также незначительной долей (0,9-1,6

отн. %) органических соединений. Месторождение Малетойваям (HS типа), кристаллизующееся в тех же условиях температур и давлений, отличается от первых двух значимыми концентрациями органических веществ (20,4 отн. %), которые, вероятно, играли существенную роль в переносе и отложении рудного вещества на Малетойваям. При этом значительно увеличена концентрация CO_2 до 10, 9 мас. % и присутствует азот (N_2) 11 мас.% - этими параметрами это месторождение также отличается от двух предыдущих.

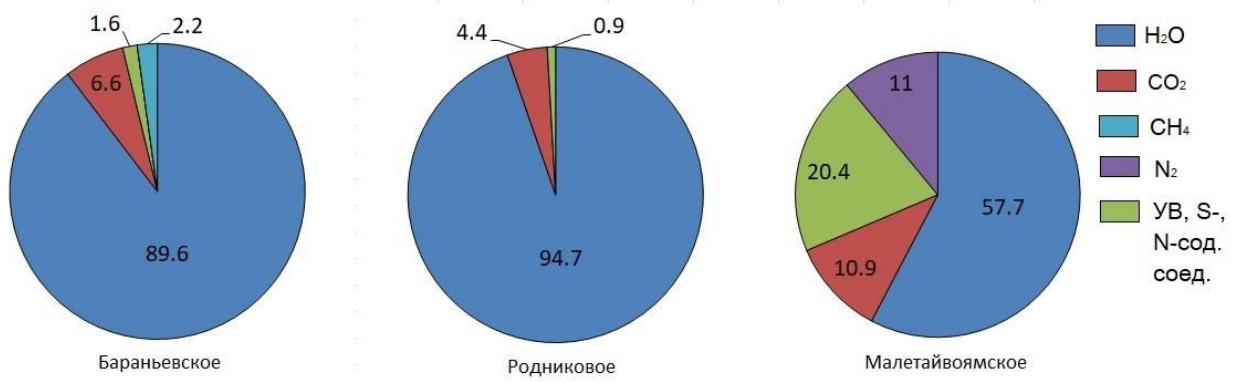


Рисунок 2. Состав (отн. %) летучих компонентов, выделившихся при однократном ударном вскрытии флюидных включений в кварце исследуемых месторождений по результатам GC-MS.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансировании Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

Бульбак Т.А., А.А. Томиленко Н.А., Гибшер А.М., Сазонов Е.О., Шапаренко М.А., Рябуха М.О., Хоменко С.А., Сильянов Н.А. Некрасова Н.А. Углеводороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) по данным беспиролизной газовой хромато-масс-спектрометрии // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1535–15.

Цуканов Н.В. Тектоно-стратиграфические террейны Камчатские активные окраины: структура, состав и геодинамика // Материалы ежегодной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы» Петропавловск-Камчатский ИВС ДВО РАН. 2015. С. 97–103.

Dubessy J., Poty B., Claire R. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions // Eur.J. Mineral. 1989. V. 1. P. 517–534.

Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits // Reviews in Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 245–277.

Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2002. V. 52. № 4. P. 359–369.

Tolstykh N., Vymazalova A., Tuhy M., Shapovalova M. Conditions of formation of Au-Se-Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoivayam ore field), Kamchatka, Russia // Miner. Magazine. 2018. V. 82 (3). P. 649–674.

Tolstykh N., Bukhanova D., Shapovalova M., Borovokov A., Podlipsky M. The gold mineralization of the Baranyevskoe Au-Ag epithermal deposit in Central Kamchatka // Minerals. 2021. 11.

Моносульфидный твердый раствор в системе Fe-Ni-S при параметрах алмазообразования

Шарапова Н. Ю. [1], Бобров А. В.[1,2], Спивак А. В. [2], Искрина А. В. [1,2]

[1]*МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва*
[2]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка, sharapovaninel@gmail.com*

Моносульфидный твердый раствор (Mss), образующийся в системе Fe-Ni-S, является важной фазой при описании включений в алмазах. Он встречается как в эклогитовом парагенезисе, где характеризуется содержанием никеля 0-12 мас.%, так и в ультраосновном, где никель может достигать 34 мас.% (Ефимова и др., 1997). Поэтому его химический состав позволяет идентифицировать тип парагенезисов алмазов (Гаранин, 2006), что является полезным дополнением к традиционному использованию силикатных и оксидных минералов. Кроме того, изучение сульфидных включений позволяет получить информацию о природе сульфидных расплавов, участвующих в формировании алмаза в мантии Земли.

Конечные члены моносульфидного твердого раствора представляют собой фазу α-NiS - краунингшилдит и FeS - троилит. Полиморф α-NiS был найден в 2021 году в составе многофазного включения в алмазе типа IIa из рудника Летсенг, Лесото (Smith et al., 2021). Он имеет поле стабильности при температурах выше 379°C, факторами для его сохранности по данным (Smith et al., 2021) могут служить: давление, поддерживающееся алмазообразующей вмещающей средой, и наличие в сульфидной системе железа, так как эмпирическая формула краунингшилдита $Ni_{0.9}$ $Fe_{0.1}S$. Таким образом, интерес представляет рассмотрение структур сульфида никеля и моносульфидных твердых растворов на основе NiS –FeS. Моносульфидный твердый раствор также обнаружен в составе сульфидных расплавных микровключений в алмазах из трубки Юбилейная (Klein-BenDavid et al, 2003).

Фазы, изучаемые в данной работе, представляют собой соединения на основе FeS–NiS с соотношениями: 10–90, 25–75, 50–50, 75–25, 90–10 (мол.%). В рассматриваемой системе была поставлена серия экспериментов на твердофазовой установке типа «наковальня с лункой» (тороид) при температуре 900ºC–1750ºC и давлении 7 ГПа. Образцы изучались в отраженном свете на наличие структурно-текстурных особенностей, после чего их фрагменты были запрессованы в шашки из эпоксидной смолы и отполированы. По выявленным морфологическим особенностям и установленному методом электронно-зондового анализа химическому составу были выделены сульфиды, попавшие в область субсолидуса. Это образцы, характеризующиеся плотными массами изометричных кристаллов, не имеющие признаков плавления, а также с составом, отвечающим исходным содержаниям компонентов (рис. 1а). Сульфиды с ксеноморфными выделениями, в которых содержится большое количество мелких округлых пор, хорошо выражены закалочные структуры в виде светлых полос сульфидного расплава, отвечают области надликвидуса (в них были достигнуты условия полного плавления) (рис. 1б). В третьей группе образцов выделяются вкрапленники, представленные Mss на основе Fe или Ni, погруженные в закаленный сульфидный расплав, что позволяет предположить, что в данном случае условия соответствуют частичному плавлению.

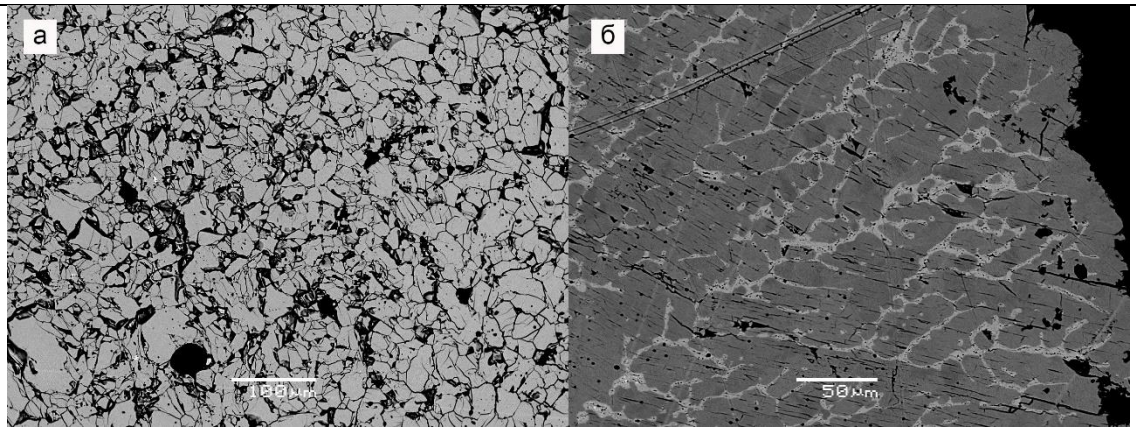


Рисунок 1. Структурно-текстурные особенности сульфидов. а-обр. №965 $Fe_{0.75}Ni_{0.25}S$ T=1450°C, б- обр. №930 NiS T=1750°C.

Для сравнения полученных экспериментальных составов с минералогическими данными включений в природных алмазах, использовалась треугольная диаграмма Fe-Ni-S (рис.2). Расплавные фазы отличаются высоким содержанием никеля и общим увеличением доли металлов относительно серы, моносульфидные твердые растворы располагаются ближе к стороне Fe-S. На диаграмме прослеживается близость моносульфидных твердых растворов с обоими полями включений в алмазах перидотитового и эклогитового типов. Аналогия с природными системами достигнута лишь для стартовых составов с Ni/(Ni+Fe) < 25 мас.%.

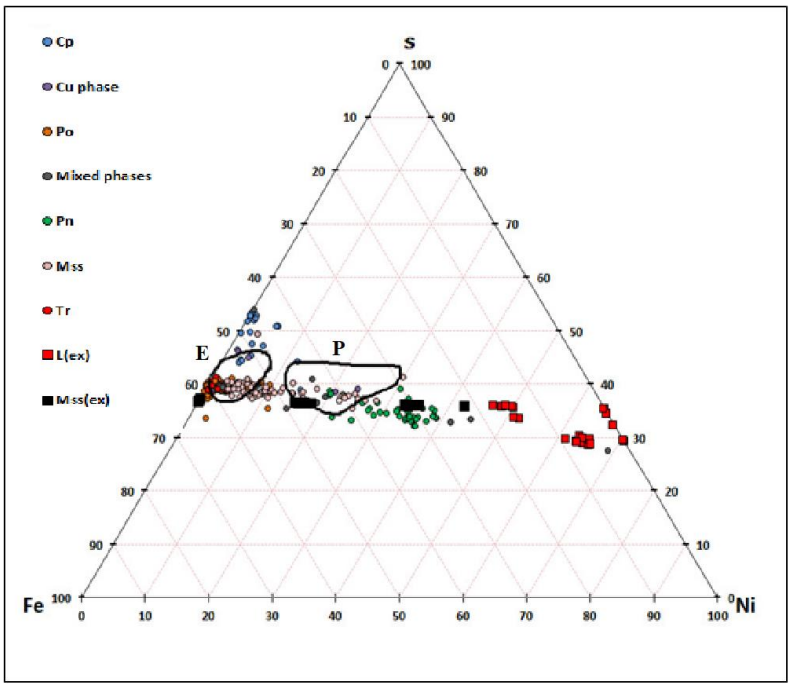


Рисунок 2. Треугольная диаграмма в координатах Fe-Ni-S (мас.%). Цветные кружки-литературные данные, Mix phases-фазы смешанного состава, (ex)- данные полученные экспериментально. (P) и (E) –области состава ультраосновного и эклогитового парагенезиса (Davies et al., 1999, Гаранин, 2006).

Также был проведен расчёт и анализ параметров элементарных ячеек для моносульфидных твердых растворов и их конечных членов с помощью метода рентгеновской дифракции. (табл.1).

Значения, полученные для сульфидов железа и никеля, хорошо согласуются с литературными данными. Структурный анализ также демонстрирует, что параметры решетки твердых растворов и краунингшилдита коррелируют между собой (табл. 1). Троилит имеет другую пространственную группу, и сильно отличается по параметрам элементарной ячейки.

Таблица 1. Данные структурного анализа для сульфидов железа и никеля, а также моносульфидного твердого раствора.

Состав сульфидов	Пр. группа	Ф.Е.	a=b (Å)	c(Å)	V(Å^3)
FeS*	$P\bar{6}2c$	Z =12	5.9650(2)	11.7590(5)	362.34(2)
FeS	$P\bar{6}2c$	Z =12	5.969907	11.75671	362.8703
$Fe_{0.9}Ni_{0.1}S$	*P 6₃/mmc*	Z = 2	3.449677	5.82544	60.03664
$Fe_{0.5}Ni_{0.5}S$	*P 6₃/mmc*	Z = 2	3.449393	5.63286	58.04235
$Fe_{0.25}Ni_{0.75}S$	*P 6₃/mmc*	Z = 2	3.451819	5.52916	57.05395
NiS	*P 6₃/mmc*	Z = 2	3.441502	5.35568	54.93409
NiS*	*P 6₃/mmc*	Z = 2	3.44	5.36(1)	55.0(2)

* Параметры элементарной ячейки для сульфида железа (Skala et al., 2006), для сульфида никеля (Smith et al., 2021).

Bishop, D., Thomas, P., and Ray, A. Raman spectra of nickel (II) sulfide // Materials Research Bulletin. 1998. 33(9). P. 1303–1306.

Davies R., Griffin W.L., Pearson N.J., Andrew A., Doyle B.J., O'Reilly S.Y. () Diamonds from the deep: PipeDO-27, Slave Craton, Canada // 7th International Kimberlite Conference. 1999. P.148–155.

Klein-BenDavid, O., Logvinova, A.M., Izraeli, E., Sobolev, N.V., and Navon, O. Sulfide melt inclusions in Yubileinayan (Yakutia) diamonds // 8th International Kimberlite Conference. 2003. FLA0119.

Skála R., Císařová I., Drábek M. (2006) Inversion twinning in troilite // American Mineralogist. 2006. 91 (5–6). P. 917–921.

Smith, E.M., Nestola, F., Pasqualetto, L., Zorzi, F., Secco, L., and Wang, W. The new mineral crowningshieldite: A high-temperature NiS polymorph found in a type IIa diamond from the Letseng mine, Lesotho // American Mineralogist. 2021. 106(2). P. 301–308.

Yefimova, E.S., Sobolev, N.V. and Pospelova, L.N. (1983) Sulfide inclusions in diamonds and features of their parageneses // Zap. Vses. Mineral. Ova. 1983. 112(3). P. 300-310.

Гаранин В. К. Минералогия кимберлитов и родственных им пород алмазоносных провинций России в связи с их генезисом и поисками/ Автор. дисс.. док. геол.-мин. наук. М., 2006.

Оценка эффективности геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния методом MMI в ландшафтно-геохимических условиях Южной Карелии

Шарипова А.С.[1]

[1]*МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва, aysash2000@mail.ru*

Специальные геохимические методы все больше внедряются в практику при прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых. В исследовании проведен сравнительный анализ и оценка эффективности метода MMI (метод поисков по мобильным ионам) с иными геохимическими методами в зависимости от ландшафтных и климатических обстановок. Метод подвижных ионов металлов (Mobile Metal Ions) разработан в Австралии (Mann A.W. et al., 1998, Mann A.W., 2010) и основан на разложении водорастворимых и адсорбированных почвенных форм под действием слабых растворов реагентов с извлечением целевых групп рудных и ассоциированных металлов в виде устойчивых химических комплексов. Для сравнительного анализа в настоящей работе рассматриваются опубликованные данные результатов площадных опытно-методических геохимических работ (ОМГХР), проведенных в Норильском регионе (Марченко, 2022), и в Восточном Забайкалье (Блинов, 2021). На участке Норильского региона с базитовыми интрузиями преобладает аккумулятивный рельеф, представленный поверхностями холмисто-западинной, ледниковой и озерно-ледниковой равнин; рыхлый покров преимущественно сложен моренными и озерно-ледниковыми образованиями, вмещающими платиноидно-медно-никелевое оруденение. А.Г. Марченко (2022) проведена корреляция следующих методов: MMI, МДИ (метод диффузионного извлечения), ТМГМ (термомагнитный геохимический метод), MEFFA (метод поисков по тонкой фракции рыхлых отложений) и ТЛХС (типовая литохимическая съемка по вторичным ореолам). В результате в условиях Норильского региона методы MMI и МДИ примерно с одинаковой успешностью выявили вторичные ореолы как на полузакрытых, так и на закрытых территория. Тогда как ТЛХС, ТМГМ и MEFFA успешнее выявляют вторичные ореолы на полузакрытых территориях. Площадь работ в Восточном Забайкалье на участке с золото-серебряно-медным оруденением характеризуется равнинным рельефом с небольшой пологостью, территория повсеместно заболочена. Здесь локализованные методом MMI аномалии рудной ассоциации значительно превосходят по интенсивности те, что были локализованы по результатам типовой литогеохимической съемки (ЛГХ) (Блинов, 2021). Это позволяет судить о более высокой поисковой эффективности метода MMI в неблагоприятных ландшафтных и климатических условиях по сравнению с типовой литогеохимической съемкой. На основании изучения материалов публикаций, обоснована эффективность метода MMI для проведения литогеохимической съемки на поисковом участке в южной части Республики Карелия, имеющем условия с аналогичными ландшафтно-геологическими обстановками: рельеф представлен повышенной волнистой равниной с редкими холмами; примерно 45% территории представлено болотами и заболоченными лесами, что осложняет применение традиционных литогеохимических методов съемки; в южной части участка рыхлый покров сложен моренными и озерно-ледниковыми образованиями; территория повсеместно перекрыта четвертичными отложениями.

Блинов А. В., Будяк А.Е., Тарасова Ю.И., Папкин И.В., Ильченко В.О.,.Никулина А.А Сравнительная оценка геохимических методов поисков по вторичным ореолам рассеяния в сложных ландшафтно-геохимических условиях Восточного Забайкалья // Инженерная и рудная геология. 2021.

Марченко, А.Г., В.О. Ильченко, Ю.В. Макарова Эффективность различных геохимических методов поисков по вторичным ореолам при выявлении платиноидно-медно-никелевого оруденения в ландшафтно-геологических условиях Норильского региона // Разведка и охрана недр. 2022. №4. С. 3-15.

Недригайлова И.С., О.Н.Анищенкова, Т.Н. Соколова, В.С. Саванин. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000 (первое поколение). Серия Карельская. Лист P-36-XXVII. Объяснительная записка. М.: 1977. 83.

Овсянникова, Т. М. Геохимические методы поисков скрытых месторождений / Т.М. Овсянникова // Разведка и охрана недр. 2017. №8. С. 13-19

Hamilton, S.M. A prospector's guide to the use of selective leach and other deep penetrating geochemical techniques in mineral exploration; Ontario Geological Survey, Open File Report 6209 2007. 39p.

Hamilton, S.M., Cameron E.M., McClenaghan M.B. & Hall G.E.M. Redox, pH and SP variation over mineralization in thick glacial overburden. Part I: methodologies and field investigation at the Marsh Zone gold property // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2004. Vol. 2. P. 33-44.

Mann, A.W., Birrell R.D., Fedikow M.A.F., de Souza H.A.F. Vertical ionic migration: mechanisms, soil anomalies, and sampling depth for mineral exploration // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2005. Vol. 7. P. 201-210.

Минералогические предпосылки к выделению зональности оруденения Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения (Камчатский край)

Швейгерт П. Е.[1], Жегунов П. С.[1], Москалёва С. В.[1]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, schweigertpe@gmail.com*

Мутновское золото-серебро-полиметаллическое месторождение расположено в Елизовском районе Камчатского края, в 60 км к югу от Петропавловска-Камчатского, относится к Южно-Камчатскому рудному району. Месторождение приурочено к олигоценовой Жировской палеовулканической постройке, располагающейся на пересечении субмеридионального отрезка Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов с Мутновским глубинным разломом северо-восточного простирания. Основное рудоконтролирующее значение в пределах месторождения имеют крутопадающие разломы субмеридионального направления, к которым приурочено большинство продуктивных жил.

Рудные тела месторождения сосредоточены в пределах крутопадающей жильной зоны «Определяющая», имеющей субмеридиональное простирание. Помимо этого, на территории рудного поля установлено и изучено с различной степенью детальности 43 золотоносные жилы. Жилы в основном одиночные, иногда с бифуркацией или переплетением. Золото-серебряное оруденение распространено в первую очередь на северном фланге жильной зоны, приурочено к заключительному этапу функционирования гидротермальной системы и не вписывается в прослеженную для полиметаллического оруденения концентрическую зональность, что свидетельствует о других закономерностях его формирования и даёт повод рассматривать отдельно (Петренко, 1999).

Основным жильным минералом рудных тел северного фланга является кварц, широко развиты карбонаты, присутствует адуляр. Рудная минерализация наблюдается в количестве не более 10%, представлена главным образом пиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами (Петренко, 1999).

Наиболее полное на настоящий момент изучение минералогической зональности Мутновского рудного поля было проведено сотрудниками ИВиС ДВО РАН в 1991 году (Округин и др., 1991). В работе, в частности, были описаны типоморфные особенности пирита, сфалерита, алабандина, блеклых руд, самородного золота, галенита и комплекса жильных минералов рудного поля. По результатам исследования определить и охарактеризовать минералого-геохимическую зональность рудных тел не представилось возможным, что в числе прочего было обусловлено слабой изученностью рудного поля на глубину, отсутствием подземных горных выработок и достаточной сети поисково-разведочных скважин.

В этой работе приводятся результаты изучения керна трёх скважин оценочного этапа, пробуренных на месторождении в 2005 году. Керн был выборочно опробован по рудным интервалам в 2021 году, после чего изучен методами оптической и сканирующей электронной микроскопии.

При изучении методом оптической микроскопии отмечена положительная корреляция между присутствием адуляра в минеральном составе рудного тела и Au/Ag отношения, рассчитанного по результатам химического анализа проб (Артюхов, 2007). Эта закономерность уточнена при исследовании методами сканирующей электронной микроскопии. Адуляр неравномерно распространён в массиве жилы, образуя скопления, к которым тяготеют рудные минералы. При этом в северных, относительно обогащённых адуляром участках самородное золото встречается значительно чаще, чем в южных, главным образом в виде включений в зёрнах аргентита и минералов блеклых руд с изоморфными примесями Ag, As, Sb (рис. 1). В отдельных случаях в составе самородного золота наблюдаются незначительные (до 0,75 масс. %) примеси Te. В южных, относительно обеднённых адуляром участках, самородное золото встречается

значительно реже, при этом наблюдается присутствие не характерного для северных флангов гессита, существенно увеличиваются содержания Sb в составе блеклых руд.

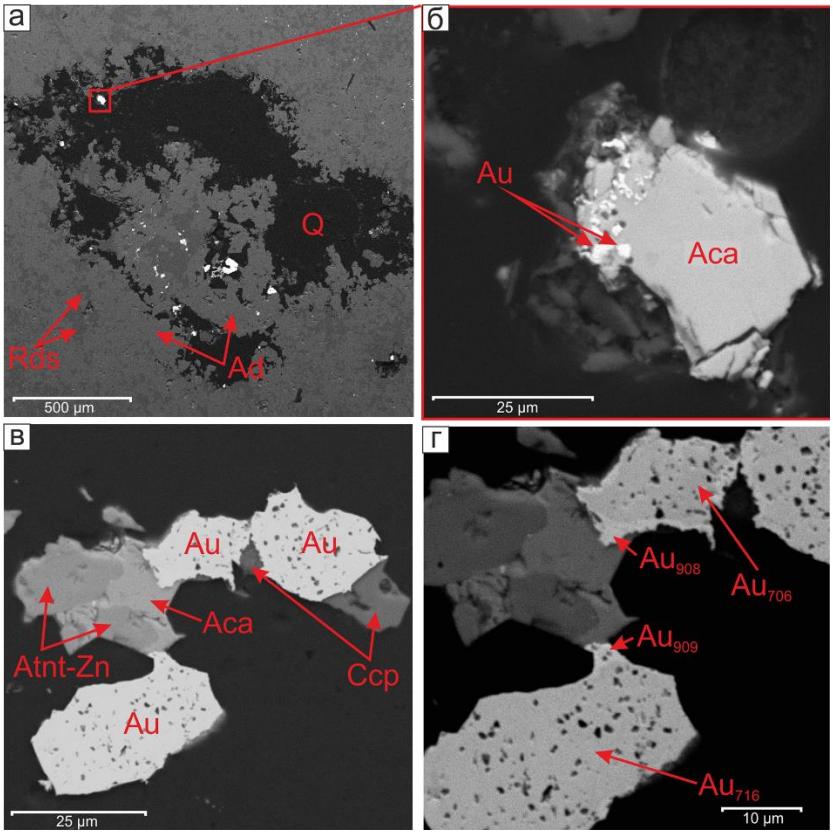


Рисунок 1. Формы нахождения самородного золота в рудах Мутновского месторождения, изображения в спектре обратно-рассеянных электронов: а) адуляровый шлир со скоплением рудных минералов в теле карбонат-кварцевой жилы; б) зерно аргентита с включением самородного золота; в) срастание самородного золота с зёрнами аргентита, халькопирита, аргентотеннантита; г) высокопробные включения в зёрнах самородного золота.

Примечание: Aca – аргентит, Ad – адуляр, Au – самородное золото, Atnt-Zn – аргентотеннантит (Zn), Ccp – халькопирит, Rds – родохрозит, Q – кварц.

Пробность обнаруженных золотин варьирует в зависимости от места отбора образца. В распределении составов проанализированных точек могут быть выделены две популяции (рис. 2, а). Первая, с медианой в районе 710‰ соответствует «типичной» для участка пробности золотин, вторая, с медианой в районе 910‰ – высокопробным включениям. Проанализировав составы золотин, обнаруженных в образцах, отобранных в центральной и южной частях рудного поля (Округин и др, 1991), наблюдается аналогичное распределение при общем снижении пробности: медиана первой популяции в районе 640‰, второй – в районе 870‰ (рис. 2, б).

Таким образом, в пределах Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения при движении с севера на юг наблюдается рост интенсивности серебро-полиметаллического оруденения, в соответствии с выявленной ранее концентрической зональностью (Петренко, 1999). Параллельно этому можно наблюдать снижение интенсивности золото-серебряного оруденения, что может свидетельствовать о зональном распространении золото-адуляр-кварцевой рудной формации. Намеченная закономерность нуждается в проверке методом наращивания выборки и в случае подтверждения может способствовать повышению эффективности разведки и эксплуатации месторождения.

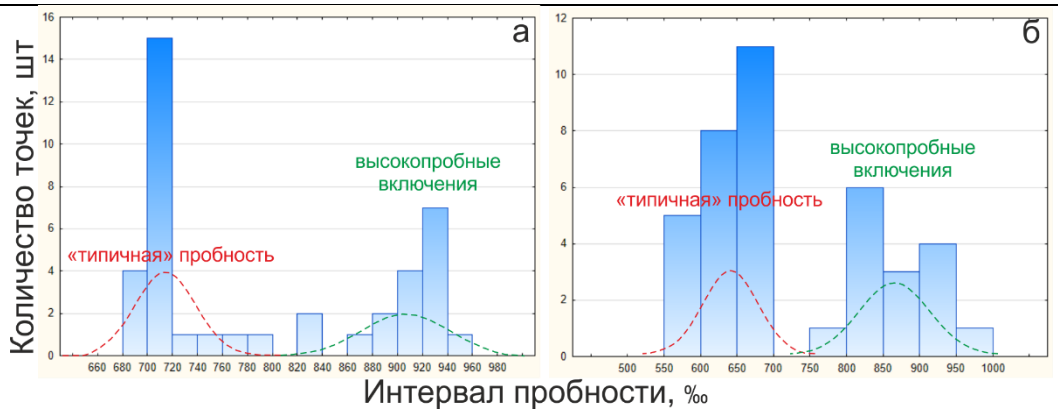


Рисунок 2. Гистограммы распределения частот пробности самородного золота: а) Северный фланг Мутновского месторождения, скважина 109А; б) Южный фланг Мутновского месторождения, обнажения жильной зоны «Определяющая» в районе ручья Августовский (по данным Округин и др., 1991).

Петренко И. Д. Золото-серебряная формация Камчатки. / Петренко Игорь Деомидович; Издательство Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ. СПб. 1999 г. 113 с.

Округин В.М., Ананьев В.В., Гусева В.И. Изучение минералогической зональности Мутновского рудного поля. / ИВиС ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, 1991 г. 181 с.

Артюхов В.Р., Бушуев А.С., Райхлин А.И., Иноземцев И.Н. Отчет о результатах геологических работ на Мутновском золото-серебряном месторождении (1-й этап) с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.2005 года и технико-экономическим обоснованием временных кондиций. / ООО Компания Степпс Ист – Петропавловск-Камчатский, 2005 г. 575 с.

Ферриплантиты – уникальные образования нижнего железистого горизонта латеритов на примере провинции Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка)

Шипилова Е. С.[1], Боева Н. М.[1], Макарова М. А.[1], Внучков Д. А. [2], Слукин А. Д.[1], Мельников Ф. П.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, lenusik.shipilva@rambler.ru*
[2]*МГУ имени. М. В. Ломоносова, г. Москва*

Большинство месторождений латеритных бокситов приурочены к зонам субтропического и особенно тропического климата. Наибольшие площади покровов латеритных кор выветривания находятся в Африке. Провинция Фута Джаллон-Мандинго (ФДМ) расположена в Западной Африке на территории Республик Гвинея, Мали и Гвинеи Бисау.

Независимо от состава и текстурно-структурных особенностей, бокситоносная кора выветривания в целом имеет однотипное зональное строение (Mamedov, 2005). Классический латеритный профиль имеет следующую зональность (сверху вниз) – почва, кираса, боксит, глина и материнский субстрат. Несмотря на различия в генетическом типе бокситов, их положение в профиле выветривания вполне определенное – они находятся в гидрогеологической зоне аэрации и инфильтрации. В нижней части собственно латеритного покрова – между глинистым и бокситовым горизонтами залегают железистые латериты (нижний железистый горизонт), которые совпадают с гидрогеологической зоной колебания зеркала грунтовых вод в сезон дождей. В провинции ФДМ горизонт железистых латеритов развит повсеместно. Генезис железистого горизонта, его приуроченность к гидрогеологической зоне колебания зеркала грунтовых вод недостаточно изучен.

В литературе нет описания этого горизонта, так как, как правило, при бурении скважин на бокситы, при низком бортовом содержании алюминия ($Al_2O_3 \leq 38\%$), на границе бокситового горизонта с железистым, бурение останавливалось.

Были проанализированы данные по почти 500 колонковым скважинам из разных районов ФДМ и в подавляющем большинстве разрезов между бокситами и глинами чётко выделяется горизонт железистых латеритов (Mamedov at all., 2020). Для образования нижнего железистого горизонта необходим геохимический окислительный барьер, связанный с атмосферными осадками, которые образуют три различных по количеству и составу потока вод. Первая часть этих вод скатывается по поверхности напрямую, питая ручьи и реки. Вторая часть – по трещинам от корневой системы и живых организмов быстро просачивается через зону аэрации и инфильтрации к зеркалу грунтовых вод. Эти воды не успевают потерять кислород и пополняют его количество в верхних слоях грунтовых вод. Третья часть, небольшая по объему, питает почву и подпочвенные породы, и медленно просачивается вниз также к зеркалу грунтовых вод. Это так называемые поровые растворы (Макарова и др., 2019). В отличие от второго типа вод (быстро проваливающихся), эти растворы, длительное время находившиеся в контакте с остатками растительности, в присутствии активной биоты, превращаются в главный жидкий реагент. В почве и в загазованной части профиля, в локальных глеевых обстановках, эти поровые растворы мобилизуют железо и перемещают его вниз до встречи с зеркалом грунтовых вод, обогащенных кислородом. Соответственно, в зоне колебания зеркала грунтовых вод действует интенсивный окислительный геохимический барьер, благодаря которому в нижней части бокситов образуется горизонт железистых латеритов.

Мощность нижнего железистого горизонта варьируется от 0,6 м до 9 м, в среднем составляет 3,6 метра. Содержание железа (Fe_2O_3) в отдельных разрезах каждого из рассмотренных районов колеблется достаточно широких пределах от 20-30 % до 60-75%. Усредненные значении железа по районам достаточно близки от 37,6 до 47,6% и в среднем по всем районам составляет 42,6%. Средние содержания глинозема – 29,6% и это практически на 10% ниже его бортового содержания для бокситов, а содержание кремнезема в среднем в 3 раза

больше чем в бокситах провинции. Но частные значения SiO_2 изменяются в очень широких пределах (от 0,7 до 26,4%) (табл.1).

Таблица 1. Данные по химическому составу основных оксидов железистого горизонта.

Район	от Fe_2O_3	до Fe_2O_3	среднее Fe_2O_3	от Al_2O_3	до Al_2O_3	среднее Al_2O_3	от SiO_2	до SiO_2	среднее SiO_2
EAR	20,2	74,9	42,1	8,6	39,9	30,6	0,4	28	6,2
HALCO	-	71,9	45,3	-	-	30,1	-	-	3,4
KOGON	22	68,3	42,6	12,3	39,6	29,9	0,6	34,8	6,9
GAC	30,8	68,8	47,6	14	39,7	27	0,7	19,8	6,3
CARDOZ	27,6	47,2	37,6	24,4	39,6	33,1	1,2	19,6	8
BSGR	32,5	60,6	42,5	15,8	35,4	27	0,6	29,6	12,5
Всего	26,6	65,3	42,9	15	38,8	29,6	0,7	26,4	7,2

Для горизонта железистых латеритов, наряду с очень большим абсолютным накоплением железа происходит накопление Al_2O_3, а также широкого спектра элементов. По данным рентгенофазового анализа горизонт железистых латеритов сложен в основном гётитом, алюмогётитом, гематитом, а также – каолинитом (в нижней части, на границе глинистого горизонта) и гиббситом (в верхней части, в связи с увеличением глиноземистого вещества).

В данном горизонте снизу-вверх уменьшается количество каолинита, он почти полностью замещается гематитом, тонкодисперсным гётитом и алюмогётитом. Повышенные содержания оксидных форм железа (в целом, накопление железа в нижнем железистом горизонте) приводит к образованию линз ферриплантитов, которые названы благодаря уплощённой морфологии, гидроксидных и оксидных форм железа (содержание Fe_2O_3 от 55% до 79%) (Mamedov, 2005). Мощность ферриплантитов – от первых сантиметров до полуметра, преобладают тела мощностью 5-15 см. Это неяснополосчатые или массивные породы табачно-охристого, либо сургучно-красного цвета. Ферриплантиты табачно -охристые имеют массивную или полосчатую текстуру, обусловленную наличием белых прожилков, и тонко-микрокристаллическую структуру. Они сложены преимущественно тонкими агрегатами кристаллов гётита, гиббсита и каолинита. Содержание гиббсита и каолинита составляет первые проценты. Сургучно-красные ферриплантиты, рассмотренные нами, имеют массивную или псевдобрекчиевидную текстуру, обусловленную брекчированием и замещением вещества ферриплантитов светлым материалом, и колломорфно-афанитовую структуру. Они сложены преимущественно гематогелем, имеющим очень густо-красный цвет.

Физико-механические свойства для ферриплантитов весьма разнообразны. Для ферриплантитов большое значение имеет объемная масса. Для определения объёмной массы или плотности ферриплантита необходимо знать вес и объём конкретного образца. Объемная масса ферриплантитов по сравнению с бокситами (1,92-2,1 т/м^3) значительно выше от 2,43 до 3,41 т/м^3, в среднем составляет 2,82 т/м^3. Сургучно-красные ферриплантиты обладают более высокими значениями объемной массы в общем, по сравнению с табачно-охристыми. Минеральный состав тоже влияет на физико-механические свойства ферриплантитов. Ферриплантиты, которые образуются и находятся на границе с глинистым горизонтом менее прочные и более пластинчатые. Потому что в их составе еще достаточно много каолинита, который не успел заместиться выше по разрезу, а также больше гетита (он менее прочный по сравнению с другими железистыми минералами). Ферриплантиты, которые располагаются выше в латеритах переходной зоны, а также и в бокситах, более прочные и менее подверженные механическим повреждением, потому что состоят в основном из гематита, а каолинита в них почти нет.

Плиты и линзы ферриплантитов, в отличие от вмещающих их железных латеритов, отличаются высокой плотностью – малой пористостью и водопроницаемостью. Благородя этому, они при развитии профиля (опускания зеркала грунтовых вод и перехода из гидрогеологической зоны колебания зеркала грунтовых в зону аэрации и инфильтрации – в зону бокситов), медленнее замещаются глиноземистым веществом и остаются почти неизменными. Но следы этого процесса снизу-вверх по разрезу можно проследить. Плиты и линзы ферриплантитов расслаиваются и по контактам и трещинам происходит их замещение глиноземистым веществом.

Здесь за счет привноса глинозема и выноса как кремния, так и железа, происходит замещение железистых латеритов бокситами.

Для выявления закономерностей распространённости ферриплантитов в латеритных бокситоносных покровах были проанализированы 76 разрезов скважин из 16 месторождений бокситов провинции Фута Джаллон – Мандинго. В этих пересечениях всего выявлено 336 тел ферриплантитов, мощностью от 0,5 до 50 см с преобладанием в 2-7 см. Разрезы различаются по зональности. Выделяются две зональности – прямая и обратная (Мамедов и др., 2016) Они различаются распределением Al_2O_3 по глубине. Так для обратной зональности характерно высокое содержание глинозёма которое уменьшается с глубиной, а содержание Fe_2O_3 соответственно увеличивается. Для прямой зональности характерно увеличение содержания Al_2O_3 с увеличением глубины. Статистические данные распределения тел ферриплантитов в различных зонах собственно латеритного покрова приведены в таблице 2.

Таблица 2. Данные о встречаемости ферриплантитов в разных зонах латеритного покрова.

Горизонт	Железистый горизонт	Бокситовый горизонт			Кираса	Всего тел	Количество скважин
		Нижний	Верхний	Без разделения			
Интервал от глинистого горизонта	0-4,5м	4,5-9м	9-13,5м	4,5-13,5м	13,5->13,5м	0-13,5м	
Табачно-охристые ферриплантиты							
общее количество	140	80	53	133	5	278	72(14)
прямая зональность:							
без разделения по субстрату	60	36	36	72	2	134	27(3)
обратная зональность:							
без разделения по субстрату	80	44	17	61	3	144	45(11)
Сургучно-красные ферриплантиты							
общее количество	38	16	4	20	-	58	18(14)
прямая зональность:							
без разделения по субстрату	11	6	-	6	-	17	4(3)
обратная зональность:							
без разделения по субстрату	27	10	4	14	-	41	14(11)

Как видно из этих данных, из общего количества встреченных тел ферриплантитов на нижний железистый горизонт приходится более половины от общего их количества. При этом в нижних 4,5 метрах бокситов количество тел ферриплантитов уже уменьшается до 96 (почти в 1,9 раза). В следующих 4,5 метрах бокситов выше по разрезу уменьшение уже более чем в 3 раза, а в зоне кирас (верхнем железистом горизонте) остаётся всего лишь 5 тел. Из таблицы видно, что количество табачно-охристых ферриплантитов, гораздо выше чем, сургучно-красных, более того, чем выше от зоны контакта глин с латеритным покровом, тем реже встречаются сургучно-

красные ферриплантиты. В зоне кирасы, сургучно-красные ферриплантиты не встречаются вовсе. Это говорит о том, что сургучно-красные ферриплантиты замещаются гораздо быстрее, табачно-охристых.

Выводы:

Горизонт нижних железистых латеритов развит на всей территории провинции и является закономерным образованием в латеритной коре выветривания.

Образование горизонта железистых латеритов, а также нового типа пород с максимальной концентрацией железа – ферриплантитов, происходит благодаря смене геохимических условий.

Тела ферриплантитов образуются исключительно в зоне колебания зеркала грунтовых вод за счёт интенсивного окислительного геохимического барьера, но также встречаются выше по разрезу в бокситах. Это свидетельствует о том, что профиль выветривания развивается – вышележащие горизонты формируются за счет нижележащих.

Хотя ферриплантиты обладают очень высокой плотностью, низкой водопроницаемостью, и общей пористостью, они также замещаются глинозёмистым веществом, что прежде всего видно в значительном уменьшении их количества в нижней части бокситов. В верхней части бокситового горизонта, а также в кирасе, наличие тел ферриплантитов сводится к минимуму.

Сургучно-красные ферриплантиты образуются значительно реже. Условия для образования гётита в латеритных покровах более благоприятны, чем для гематита. Общее количество сургучно-красных ферриплантитов для прямой зональности почти в 2 раза меньше, чем для обратной.

Сургучно-красные ферриплантиты встречаются преимущественно в нижней части разреза, тогда как табачно-охристые ферриплантиты можно наблюдать и выше бокситового горизонта. Замещение сургучно-красных ферриплантитов происходит с большей скоростью, чем табачно-охристых.

Выявление железистого горизонта играет важную роль при разработке и эксплуатации бокситовых месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”

Макарова М. А., Мамедов В. И., Алехин Ю. В., Шипилова Е. С. Уникальная роль поровых растворов при образовании бокситов в латеритных корах выветривания (Гвинейская Республика) // Доклады Академии наук. 2019. том 489. № 1. С. 60-64.

Мамедов В. И., Макарова М. А., Корреа Г. Ж. и др. Особенности бокситоносных латеритных покровов района Сангареди (Гвинейская Республика) // Международный научно-исследовательский журнал. 2016. № 7 (49). С. 114–135.

Mamedov V.I., Shipilova E.S., Boeva 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.

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.

Минералого-геохимическая характеристика пород и руд Этыкинского рудного узла в Восточном Забайкалье

Шубина Н. Е.[1], Баданина Е. В.[1]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, st050572@student.spbu.ru*

Работа посвящена изучению Этыкинского рудного узла в Восточном Забайкалье, представляющего собой уникальный геологический объект, на примере которого выявляется многообразие металлогенических и генетических типов оруденения, связанных с Li-F редкометальными гранитами.

В пределах Этыкинского рудного узла выделяются три главных типа месторождений: танталовое оруденение - в пределах материнского массива представлено тонкозернистой вкрапленностью колумбита-танталита и микролита; касситеритовое кварцево-жильное оруденение Старая Этыка – в ареале массива; рудоносная литиевая залежь метасоматитов в экзоконтакте массива. Наиболее удалёнными от массива являются сульфидные руды, связанные с зонами брекчирования (Левицкий и др., 1963)

Этыкинский массив Li-F гранитов имеет площадь выхода около 1 км^2, прорывает песчано-сланцевые толщи нижне-среднеюрского возраста. (Бескин и др, 1994).

По петрохимическому составу граниты Этыкинского массива относятся к субщелочным плюмазитовым лейкогранитам Li-F специализации. Максимальным содержанием фтора и редких элементов – Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, W характеризуются альбитизированные амазонитовые граниты апикали массива. Для амазонитовых гранитов характерен птицеобразный спектр распределения РЗЭ, нормированных на содержание в хондрите с выраженной Eu-аномалией и тетрад-эффектами.

В разрезе пород Li-F гранитов прослеживается традиционная эволюция состава слюд от протолитионитов глубоких горизонтов к лепидолитам апикали. Однако в отличие от известных массивов Li-F гранитов (Орловский массив в Восточном Забайкалье, Вознесенский массив в Приморье и др.) в ряду дифференциатов вертикального разреза пород этого массива прослеживается заметное падение содержаний лития в породах: от 900 до 200 ppm Li. Вероятно, это связано с выносом лития из гранитного массива, что обусловило процесс экзоконтактовой грейзенизации (возникает уникальная Li-залежь).

В Li-роговиках зоны экзоконтакта массива отмечены высокие содержания лития – до 5930 г/т. Минералы концентраторы лития и фтора – криофиллит, топаз, флюорит и фториды Mg, Ca, Na. Спектры распределения РЗЭ в породах здесь в отличие от массива отражают низкую степень дифференциации, что позволяет предполагать их индифферентность в процессе выноса лития.

Температура кристаллизации амазонитовых гранитов Этыкинского массива, оценённая по степени насыщения силикатного расплава Zr (по Watson&Harrison, 1983), соответствует интервалу 700 – 780 °C, что несколько выше температуры кристаллизации амазонитовых гранитов Орловского массива (600-710 °C) и значительно ниже, чем протолитионитовых гранитов Тургинского массива с U-Th-REE минерализацией (810-850°C).

Исследования проводились с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» Научного Парка СПбГУ. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ проект № 22-27-00427

Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г., Курсинов И.И., Павлова В.Н., Прокофьев В.Ю., Цыганов А.Е., Шмакин Б.М. Этыкинское редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 4. С. 310-325.

Левицкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М.:Изд-во АН СССР,1963.

Watson, E.B., and Harrison, T.M. (1983) Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters, v.64. P. 295-304.

Применение геоинформационных систем для отражения в базе данных состава многолетнемерзлых пород в районе г. Надыма

Щербакова А. А.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва, anutkusik@yandex.ru*

Публикация является продолжением научной работы автора «Создание и визуализация базы данных по результатам длительного мониторинга Надымского геокриологического стационара». В работе описываются результаты применения географических информационных систем для изучения возраста и свойств отложений в зависимости от изменения коэффициента дисперсности.

Ключевые слова: геокриология, инженерная геология, геоинформационные технологии, состав пород.

Геоинформационные системы имеют широкое распространение и применение в современном мире. В этой публикации будет рассмотрено использование геоинформационных систем в инженерной геологии.

Определение состава и свойств пород является важной задачей в инженерной геологии. Не менее важными задачами являются анализ архивных материалов о составе и свойствах пород перед их переносом в базу данных (БД) и выбор методов визуализации. Визуализация позволяет упростить анализ фактического материала, его обобщение.

Район исследования находится в 30 км к югу от города Надым. Первые данные о геокриологических условиях рассматриваемой территории были получены сотрудниками ВСЕГИНГЕО (позднее ИКЗ Тюм НЦ СО РАН) в 70-90 гг. XX века.

В 2005 году при реконструкции газопровода наблюдательная сеть частично была нарушена, позднее удалось частично ее восстановить, с учетом новых представлений о геокриологических условиях. В процессе восстановления наблюдательной сети были заложены новые профили и площадки для мониторинга мощности деятельного слоя, пробурены новые скважины. Появление новых данных и переход стационарной сети в ведение ИКЗ Тюм НЦ СО РАН создало необходимость в создании базы данных. Эта цель была поставлена перед автором.

Для достижения цели по всем скважинам были составлены геокриологические колонки, обобщена и уточнена информация о литологии и рассчитан коэффициент дисперсности. [1–2, 4-6] (Астаскевич и др. 2022, Москаленко и др. 2012, Щербакова и др 2022, Щербакова 2022). Этот коэффициент представляет собой средневзвешенную по мощности, приведённую плотность частиц грунта различных литологических разностей пород и вычисляется по формуле:

$$C_d = \frac{\Sigma \rho'_{si} * m_i}{\Sigma m_i};$$

Где m_i мощность i-ой литологической разности в разрезе; ρ'_{si}- приведённое среднее значение плотности частиц грунта. В свою очередь ρ'_{si} определяется по формуле $\rho'_{si} = (\rho_{si} - 2{,}60) * 100,$ где ρ_{si} - плотность частиц грунта. Этот коэффициент помогает исследовать пространственную изменчивость петрографического состава пород, слагающих приповерхностную часть литосферы. [2, 3](Пендин 1992, Щербакова 2022)

Важным решением является то, что модель базы данных позволяет эффективно рассчитывать коэффициент. Модель созданной базы данных позволила при помощи запроса автоматически рассчитывать коэффициент для каждой скважины.

Таким образом полученные значения коэффициента дисперсности выводятся на карту. Цветом показываются численные интервалы коэффициента. Размером значка показывается современность данных. В моей работе архивные данные, ВСЕГИНГЕО, показаны знаком диаметром 1мм, данные ИКЗ Тюм НЦ СО РАН показаны знаком диаметром 2 мм.

Коэффициент дисперсности изменяется в пределах изучаемой территории от 3.5 до 7.99. Минимальные значения характеризуют отложения песчаного состава, максимальные – суглинистого.

По коэффициенту дисперсности четко видны участки преимущественного развития песчаных и преимущественного развития глинистых отложений (рис.1, рис.2).

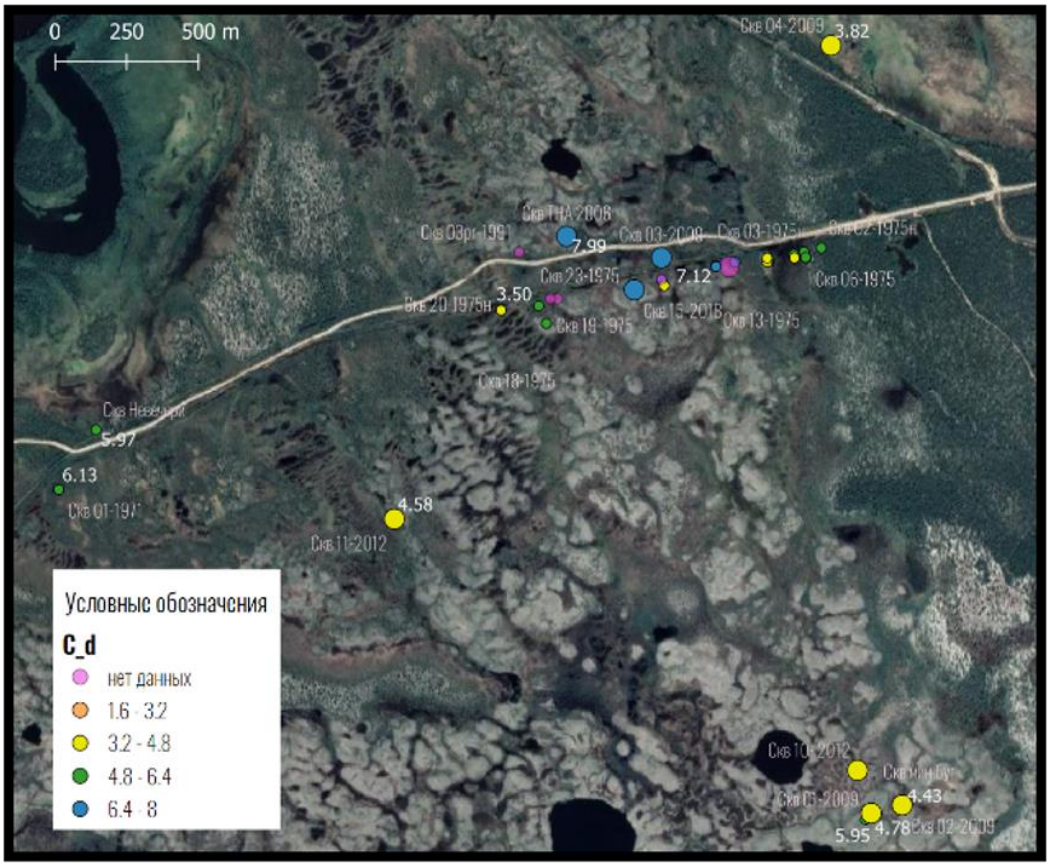


Рисунок 1. Значения коэффициента дисперсности, рассчитанные по данным буровых скважин на космоснимке территории стационара 8-11 км.

Закономерного тренда в изменении коэффициента в пространстве в пределах III озерно-аллювиальной равнины не выявляется, что и ожидалось, так как для озерно-аллювиальных отложений характерна значительная пестрота разреза. Тем не менее, по значением коэффициента дисперсности четко отрисовывается ареал развития отложений с высокой долей суглинков у границы с поймой (на рисунке 1 – область со значками синего цвета, на рисунке 2 – точка зелёного цвета).

Таким образом геоинформационные системы визуализируют данные на карте, что в свою очередь помогает упростить анализ различных точек измерений за длительный период. На примере коэффициента дисперсности можно не только рассчитывать и анализировать другие значения, но и находить новые решения старых задач.

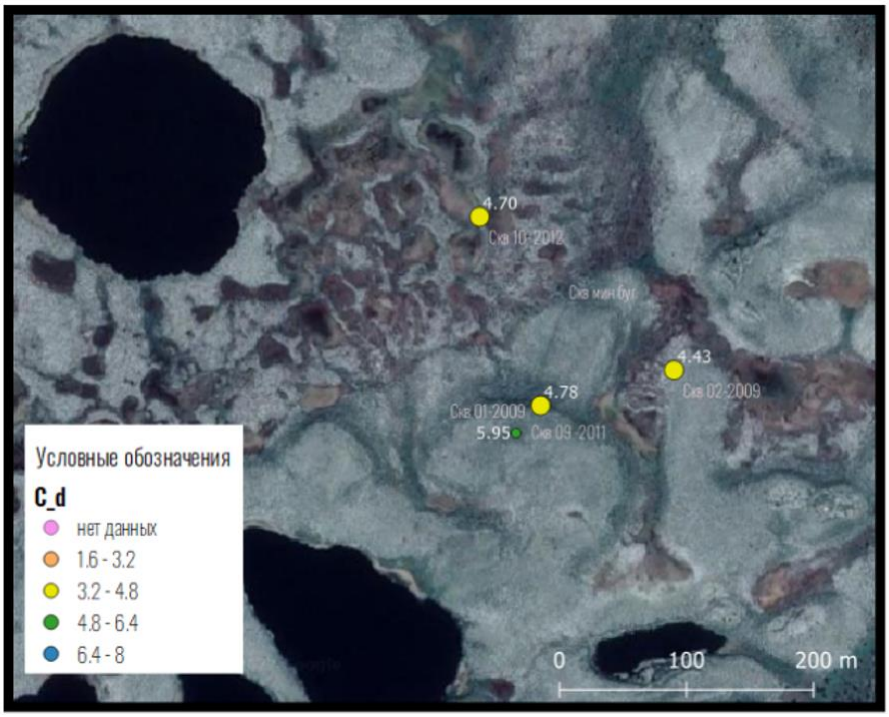


Рисунок 2. Значения коэффициента дисперсности, рассчитанные по данным буровых скважин на космоснимке территории стационара на сегрегационном бугре пучения и возле него.

Научный руководитель: доцент, к.г.-м.н. О.Е. Пономарева, Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе" (МГРИ), o-ponomareva@yandex.ru

Щербакова А. А., Машкова А. М., Щербакова К. О., Овезов Б. А «Визуализация базы данных Надымского геокриологического стационара за длительный период» // Молодые - Наукам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Том 5. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2022. С. 219-223. EDN QOLPUW.

Щербакова, А. А. Информатизация геокриологического мониторинга // Инженерные изыскания в строительстве // Материалы четвертой Общероссийской научно-практической конференции молодых специалистов, Москва, 29 апреля 2022 года. Москва: Геомаркетинг, 2022. С. 149-153. – EDN ADPOMM.

Пендин, В. В. Комплексный количественный анализ информации в инженерной геологии : Теория, методол. , прилож. : диссертация ... доктора геолого-минералогических наук : 04.00.07. Москва. 1992. 424 с.

Москаленко Н.Г., Бляхарчук Т.А., Пономарева О.Е., Устинова Е.В., Матышак Г.В., Емельянова Л.Г., Сорокина Н.В., Гончарова О.Ю., Розанова М.С., Орехов П.Т., Казанцева Л.А., Никитин А.Ю., Гамеев И.А., Бердников Н.М., Гравис А.Г. Комплексный мониторинг северотаёжных геосистем Западной Сибири. /Отв. Редактор В.П. Мельников. – Новосибирск «Гео» 2012 г. 207с.

Щербакова А. А., Машкова А. М., Пономарева О. Е., Щербакова К. О., Овезов Б. А. Создание и визуализация базы данных по результатам мониторинга Надымского геокриологического стационара // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2022. № 3(123). С. 90-92. EDN VTVKWX..

Астаскевич А. И., Машкова А. М., Соловьёв Н. В., Щербакова К. О., Овезов Б. А. Эмиссия метана в Арктике. Разработка системы мониторинга и газогидратной технологии с использованием метода замещения метана // Молодые - Наукам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. С. 177-180. – EDN ISRCUA.

Акцессорное золото из ультрамафитов офиолитов: особенности химического состава и вопросы генезиса

Юричев А. Н.[1]

[1]*НИ ТГУ, г. Томск, juratur@yandex.ru*

Находки акцессорного золота в реститовых ультрамафитах офиолитовых комплексов являются явлением крайне редких, характеризующимся до настоящего времени слабой изученностью и неоднозначной генетической интерпретацией. Последнее обстоятельство преимущественно связывается автором с ограниченным аналитическим заделом по химизму данного рудного минерала, обусловленным сложностью его поиска и последующего анализа (микроскопические размеры (до ~10 мкм) выделений и незначительные (до ~0,1 %) содержания).

В настоящей работе показано акцессорное медистое золото, впервые обнаруженное и проинтерпретированное методом рентгеноспектрального микроанализа в хромититы и вмещающих их реститовых ультрамафитах Агардагского ультрамафитового массива Южно-Тувинского офиолитового пояса (республика Тыва), Кызыр-Бурлюкского и Иджимского ультрамафитовых массивов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян, Красноярский край) и Харчерузского ультрамафитового массива Хадатинского офиолитового пояса (Полярный Урал).

Для решения поставленной задачи применен классический подход минераграфического изучения акцессорных рудных минералов с диагностикой их химического состава методом рентгеноспектрального микроанализа с использованием растровой электронной микроскопии. Изучение отдельных акцессорных рудных зерен и их агрегатов выполнено на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU, интегрированном с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск), аналитик Корбовяк Е.В.

Перед непосредственным исследованием на сканирующем микроскопе из представительных образцов были изготовлены плоскопараллельные аншлифы толщиной ~3…4 мм, с последующим нанесением на их отполированные поверхности тонкого слоя углерода (~25…30 нм).

Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ, текущем токе 15 нА и времени набора спектра 80 с. Диаметр пучка зонда ~1-2 мкм. В качестве эталонов сравнения применялись стандарты MAC (55 Standard Universal Block Layout+F/Cup № 6835).

Учитывая микроскопические выделения изучаемого минерала, его обнаружение и диагностику удалось выполнить только путем трудоемкого детального изучения всей рабочей поверхности аншлифов под микроскопом.

Медистое золото в основном отмечается в виде редких обособленных зерен размером первые микроны (максимально до ~10 мкм), приуроченных, преимущественно, к мелким трещинкам и зонкам кавернозности внутри зерен хромшпинелидов либо неподалеку от них в основной силикатной матрице. Они имеют неправильную комковатую форму, нередко с вмято-пластичной и чешуйчатой скульптурой отдельных индивидов (рис. 1). В химическом составе минерала существенно преобладают два компонента: золото (51,7…62,9 %) и медь (29,5…40,4 %), а серебро наблюдается в виде постоянной примеси (2,9…9,5 %) (табл. 1). При этом отмечено, что при достаточно широких границах смесимости золота и меди практически всегда сохраняется их пропорциональное соотношение, стремящееся к Au/Cu = 2/1. В отношении других химических элементов диагностированная природная триада преимущественно характеризуется «стерильностью». Только в измененных реститовых ультрамафитах Иджимского массива в составе минерала диагностирована незначительная примесь железа (2,0…5,0 %).

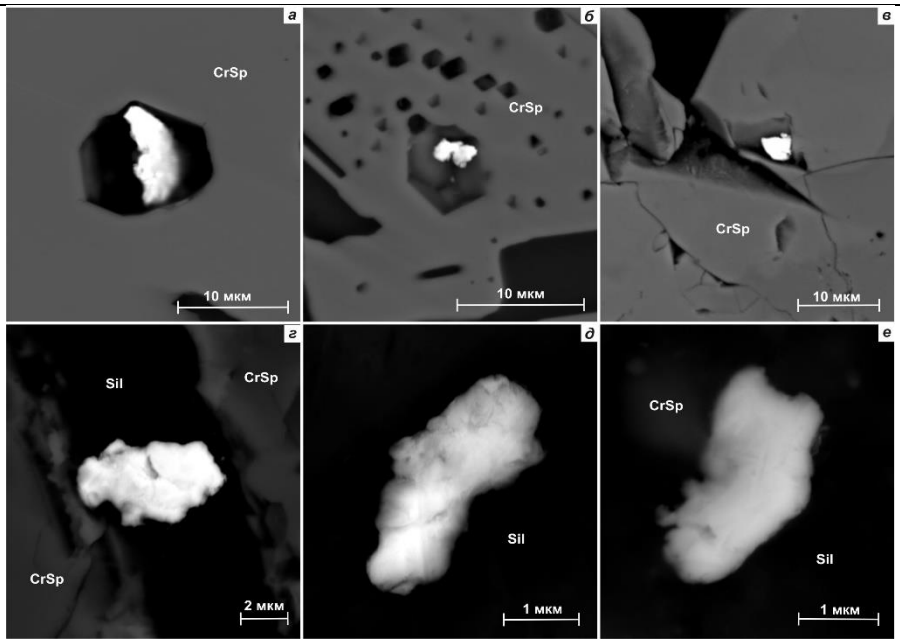


Рисунок 1. Микровключения медистого золота в хромититах Харчерузского массива Полярного Урала (а–в), в хромититах и реститовых ультрамафитах Агардагского массива республики Тыва (г–д) и в реститовых ультрамафитах Иджимского массива Западного Саяна (е).

CrSp – хромшпинель, Sil – силикатная матрица. Изображения в обратно-отраженных электронах (BSE).

Таблица 1. Средние составы медистого золота из реститовых ультрамафитовых массивов, мас. %

Массив	N	Cu	Au	Ag	Fe
Агардагский (Тыва)	8	31,57 30,16–34,31	59,41 58,12–60,51	8,47 7,19–9,47	–
Кызыр-Бурлюкский (Западный Саян)	4	35,10 30,07–40,43	56,65 51,69-61,09	8,31 7,24–9,13	–
Иджимский (Западный Саян)	12	33,31 30,41–39,59	55,66 52,66–57,77	7,00 7,09–8,63	3,45 1,98–4,98
Харчерузский (Полярный Урал)	49	33,80 30,51–38,45	58,87 55,02–62,90	6,89 2,89–8,80	–

Примечание. N – количество анализов в выборке. В числителе показано среднее значение, в знаменателе – минимальное и максимальное значения содержания элемента

Выявлено, что медистое золото из Кызыр-Бурлюкского и Иджимского массивов, входящих в состав единого Куртушибинского офиолитового пояса, характеризуется меньшими содержаниями золота по отношению к другим двум массивам (более чем на 2,0 %). В свою очередь, медистое золото из Агардагского массива Южно-Тувинского офиолитового пояса отличается несколько меньшими содержаниями меди по отношению к другим массивам выборки (~2,0 %)

По химическому составу и соотношению компонентов (Au, Cu и Ag) выделенное в ультрамафитах офиолитов России медистое золото обнаруживает значительное сходство с подобным минералом из подиформных хромититов арсенидного кобальтового месторождения Бу-Аззер (Марокко), отнесенных вместе с вмещающими их серпентинитами к офиолитовой ассоциации позднерифейского возраста (Лебедев, 2020) (рис. 2).

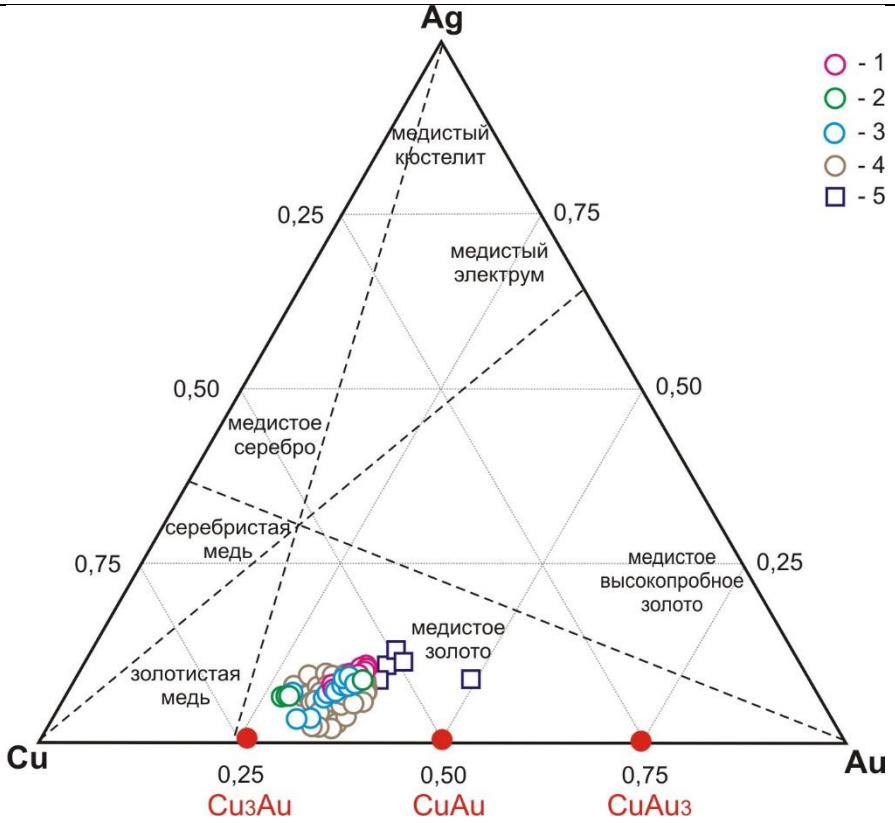


Рисунок 2. Тройная диаграмма Cu–Au–Ag с составами (ат.доли) трехкомпонентных природных сплавов золота, меди и серебра из различных реститовых ультрамафитовых массивов.

1 – Агардагский массив (республика Тыва); 2 – Кызыр-Бурлюкский массив (Западный Саян); 3 – Иджимский массив (Западный Саян); 4 – Харчерузский массив (Полярный Урал); 5 – массив Бу-Аззер (Марокко) (Oen et al., 1974).

Вопрос генетической природы выявленного в реститовых ультрамафитах медистого золота трехкомпонентной Au–Cu–Ag специализации не однозначен и, по мнению автора, требует дополнительного более глубокого изучения. На данном этапе однозначно ясно только то, что его нельзя анализировать обособленно от генетических закономерностей поведения хромшпинелидов и находящихся в тесной ассоциации акцессорных минералов ЭПГ.

Детальный литературный анализ, посвященный генетическим вопросам золотой минерализации в реститовых ультрамафитовых массивах, сводит имеющиеся выводы к единой доминирующей точке зрения о переотложении и локализации такой минерализации в позднюю историю становления массивов ультрамафитов при их метаморфической и метасоматической трансформации (Кузнецов и др., 2007; Мурзин и др., 1999; Knight et al., 2001; Sundman et al., 1998). Тем не менее, автор работы, наряду с другими исследователями (Ковалев и др., 2007), не исключает, что выявленные находки медистого золота, особенно непосредственно капсулированного в хромшпинелидах, могут относиться и к первично мантийному типу, в генезисе которого метаморфические коровые процессы, связанные с заимствованием металлов, находящихся в рассеянном виде в реститовых ультрамафитах или вмещающих породах рамы, не играли какой-либо существенной роли. В пользу этого свидетельствуют высокие концентрации меди в изученной триаде, указывающие на высокотемпературный режим ее формирования (Гаськов, 2017; Bonevet al., 2002), а также в целом близкий состав выявленного медистого золота из различных ультрамафитовых массивов офиолитовых поясов, что, очевидно, может отражать особенности химизма глубинного родоначального мантийного вещества.

Таким образом, принимая выше изложенное, первичные химические характеристики медистого золота из реститовых ультрамафитов (соотношение элементов в трехкомпонентной Au–Cu–Ag системе, количественные содержания элементов-примесей и т.д.) могут нести ценную информацию о специфике состава родоначального мантийного протолита и физико-химических условиях его преобразования, а также выступать в качестве своеобразных маркерных меток при

сравнительном анализе хромититов и вмещающих их реститовых ультрамафитов из различных офиолитовых поясов мира.

Исследования в данном направлении будут продолжены с целью накопления дополнительной статистики по химизму такого акцессорного золота и расширению географии исследуемых объектов.

Гаськов И.В. Главные элементы-примеси самородного золота и связь их с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1359–1376.

Ковалев С.Г., Черников А.П., Бурдаков А.В. Первая находка самородного золота в хромитах массивов Крака (Южный Урал) // Доклады академии наук. 2007. Т. 414. № 3. С. 364–367.

Кузнецов С.К., Онищенко С.А., Котельников В.Г., Филиппов В.Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 1. С. 67–69.

Лебедев В.И., Калинин Ю.А. Минералы-индикаторы арсенидного гидротермального процесса формирования кобальтовых месторождений рудного пояса Бу Оффро – Эль Граара в провинции Анти-Атлас (Марокко) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 6. С. 503–528.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Происхождение оруденения с медистым золотом в альпинотипных гипербазитах // Доклады Академии наук. 1999. Т. 366. № 6. С. 797–798.

Bonev I.K., Kerestedjian T., Atanassova R., Andrew C.J. Morphogenesis and composition of native gold in the Chelopech volcanic-hosted Au–Cu epithermal deposit, Srednogorie zone, Bulgaria // Mineralium Deposita. 2002. V. 37. P. 614–629.

Knight J., Leitch C.H.B. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages // Canadian Mioneralogist. 2001. V. 39. P. 889–905.

Oen I.S., Kieft C. Nickeline with pyrrhotite and cubanite exsolutions, Ni–Co rich loellingite and an AuCu alloy in Cr–Ni ores from Beni-Bousera, Morocco // Neues Jahrbuch Fur Mineralogie, Monatshefte. 1974. P. 1–8.

Sundman B., Fries S., Oates W. A thermodynamic assessment of the Au—Cu system // Calphad. 1998. V. 22. P. 335–354.

Реконструкция процессов современного рудообразования на основе минералого-геохимических особенностей сульфидных руд гидротермального поля Ириновское-1 (Срединно-Атлантический хребет)

Яковенко Е. С. [1,2], Черкашёв Г. А.[1,2], Фирстова А. В.[1], Суханова А. А.[1], Степанова Т. В[1]

[1] *ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, lizushayakovenko@gmail.com*
[2] *СПБГУ, Институт Наук о Земле, г. Санкт-Петербург*

Гидротермальное поле Ириновское расположено в пределах Срединно-Атлантического хребта (САХ) и связано со структурой внутреннего океанического комплекса, которая представлена глубинными габбро-перидотитами, выведенными на поверхность морского дна вдоль глубокозалегающих пологих высокоамплитудных разломов (детачментов).

В качестве материала для исследования была использована коллекция гидротермальных образований, полученных в рейсе №34 НИС «Профессор Логачев» (АО ПМГРЭ) в 2011 году (Бельтенев и др., 2013). Гидротермальные образования по морфологическим и текстурно-структурным особенностям разделены на массивные руды, сульфидные трубы, прожилково-вкрапленные руды, корки и сульфидно-кремнистые образования (Рис. 1). По соотношению главных сульфидных минералов руды представлены пятью минеральными типами: халькопиритовым, марказитовым, сфалеритовым, пирит-марказитовым и халькопирит-марказитовым (табл. 1).

Таблица 1. Минеральные типы и минералы в сульфидных рудах гидротермального поля Ириновское.

Минерал	1																		2			3	4	5
Пирит FeS_2	□	▽	□	▽	□	▽	□	▽	▽	▽							▽	□	□	□		▽	●	
Марказит FeS_2											□	▽							●	●	●	▽	●	●
Сфалерит ZnS	▽		□	▽	▽	□	▽	□		▽			▽					▽		▽	▽	●		
Галенит PbS																				+		+	+	
Халькопирит $CuFeS_2$	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●				▽	□	●
Борнит Cu_5FeS_4						▽	▽	▽																
Ковеллин CuS	▽	▽		▽	▽	▽	▽	□		▽	▽	▽		▽	□	□		□	▽		▽		□	▽
Изокубанит $CuFe_2S_3$																						□		
Халькозин Cu2S							▽																	
Золото Au																		+						
Хлорид серебра ClAg																				+	+			

● - Главные минералы (>25%); □ - Второстепенные минералы (25-10%);
▽ - Редкие (<10%); + - Акцессорные минералы.

Минеральные типы: 1) Халькопиритовый, 2) Марказитовый, 3) Сфалеритовый, 4) Пирит-марказитовый, 5) Халькопирит-марказитовый.

Наиболее распространённым является халькопиритовый тип, это отличает сульфидные руды поля Ириновское от других рудных объектов САХ, делая его более приоритетным с точки зрения практической ценности и дальнейшей разработки. Вследствие преобладания халькопиритового минерального типа руды характеризуются преимущественно медным химическим составом. Кроме того, отмечены повышенные содержаниями никеля, серебра и золота. Высокое содержание меди и никеля характерно для руд, связанных с ультраосновными породами (Fouquet et al., 2010).

Результаты определения абсолютного возраста 230Th/U методом указывают на то, что формирование рудного поля началось не менее 58 тыс. лет назад (Кузнецов и др., 2018). Этот возраст является средним для рудных полей в северной приэкваториальной части САХ и в отличие от соседнего поля Ашадзе, находящегося на начальной стадии гидротермального процесса (7.2±1.8 тыс. лет) (Firstova et al., 2016), даёт основание отнести рудное поле Ириновское к зрелой стадии развития.

В результате совместного анализа состава и возраста сульфидных руд было выделено два этапа формирования гидротермального поля: I этап (58,2 – 25,6 тыс.л.) и II этап (<16,8 тыс.л.) (рис. 2).

На каждом этапе предполагается смена минеральных ассоциаций от высокотемпературных (Cu и Fe) к низкотемпературным (Zn). Предполагается, что этап начинается с разгрузки высокотемпературного флюида (T>350°C) и образования халькопирита в каналах сульфидных труб. Химический состав руды при этом характеризуется высокими содержаниями Se (920 г/т) и Ni (46 г/т). Далее происходит понижение температуры флюида до ~250–200°C, что приводит к образованию среднетемпературного сфалерита с высоким содержанием Fe (до 19%). Этап заканчивается разрушением построек и «запечатыванием» каналов сульфидных труб низкотемпературными минералами (опал и марказит) при температуре флюида менее 100°C.

С учётом данных по возрастным датировкам сделано предположение о миграции зон гидротермальной разгрузки в пределах рудного поля с юго-запада на северо-восток в течение последних 16,8 тыс. лет.

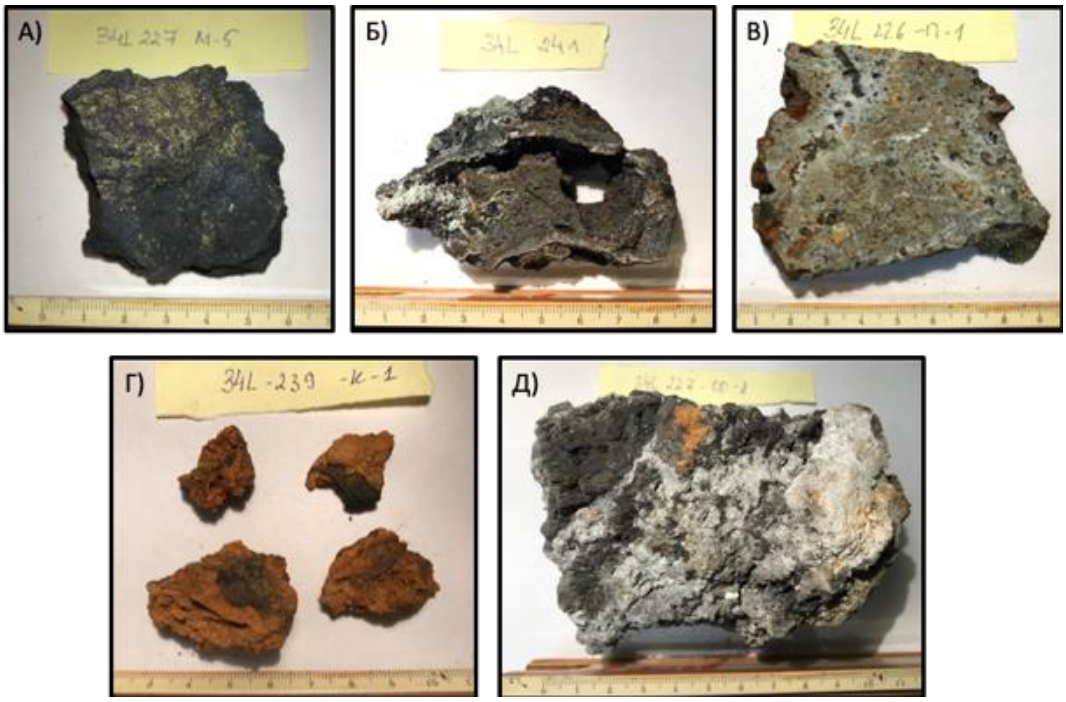


Рисунок 1. Морфологические типы гидротермальных образований рудного поля Ириновское. А) Массивные, Б) Сульфидные трубы, В) Прожилково-вкрапленные, Г) Корки гидроксидов железа, Д) Сульфидно-опаловое гидротермальное образование.

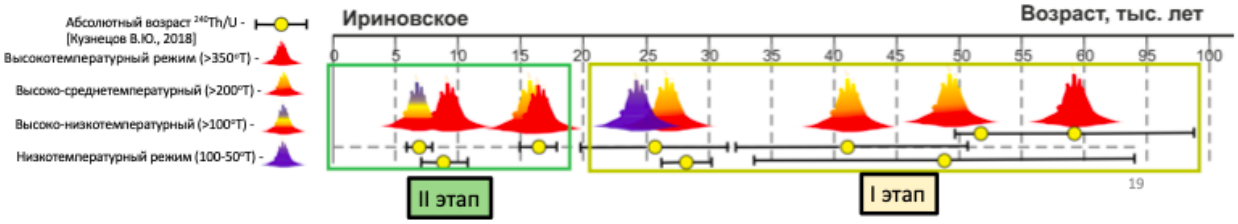


Рисунок 2. Этапы рудообразования гидротермального поля Ириновское.

Бельтенев В.Е., Иванов В.Н., Самоваров М.Л. и др. Геологическое изучение осевой зоны Срединно-Атлантического хребта с проведением опытно-методических работ по использованию новых методик полевых исследований // Отчёт о результатах выполненных работ: библ. ФГУНПП «ПМГРЭ», г. Ломоносов, 2013 г.191 с.

Кузнецов В.Ю., Табунс Э.В., Черкашёв Г.А. и др. Хронология формирования и состав сульфидного оруденения гидротермального поля Ириновское (Срединно-Атлантический хребет) // Доклады Академии наук. 2018. том 478. № 2. С. 1-6.

Escartin J., Mevel C., Petersen S. et al. Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20´N and 13°30´N, Mid Atlantic Ridge) // Geohem. Geophys. Geosyst. 18. AGUPUBLICATIONS. 2017. P.32. Doi:10.1002/2016GC006775.

Firstova A., Stepanova T., Cherkashov G., Gorchakov A., Babaeva S. Composition and Formation of Gabbro-Peridotite Hosted Seafloor Massive Sulfide Deposits from the Ashadze-1 Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge // Minerals. 2016. P. 19. Doi:10.3390/min6010019.

Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J., Charlou J., Ondréas H. et al. Geodiversity of Hydrothermal Processes Along the Mid-Atlantic Ridge and Ultramafic-Hosted Mineralization: A New Type of Oceanic Cu-Zn-Co-Au Volcanogenic Massive Sulfide Deposit // Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges Geophysical Monograph Series 188. Copyright 2010 by the American Geophysical Union. P. 321-364. Doi:10.1029/2008GM000746.

Оценка физико-химических параметров и вертикальной миграции радионуклидов атмосферных выпадений в верховом торфянике Арктической зоны России

Яковлев Е. Ю.[1], Орлов А. С.[1], Кудрявцева А. А.[1], Зыков С. Б.[1]

[1]*ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, evgeny.yakovlev@fciarctic.ru*

Торфяники содержат данные об антропогенных загрязняющих нагрузках, связанных с накоплением широкого спектра атмосферных загрязнителей, таких как тяжелые металлы и различные органические загрязнители. С началом атомной эры на планете торфяники также стали накапливать техногенные радионуклиды и изотопы, выбрасываемые в атмосферу в результате испытаний ядерного оружия и радиационных аварий. Изучение радионуклидов атмосферных выпадений в торфяниках является важнейшим инструментом для понимания хронологии торфа, развития и продуктивности торфяной залежи во времени, изучение изменения климата и др. Основным радионуклидом атмосферных выпадений, используемым в качестве изотопного маркера при изучении торфяников, является ^{137}Cs. Однако из-за относительно высокой биодоступности ^{137}Cs восстановление точной хронологии торфа с использованием только ^{137}Cs может быть затруднено. Естественный радионуклид ^{210}Pb часто используется как независимый параллельный геохронометр при изучении накопления торфяных залежей для проверки данных по искусственным радионуклидам (Fiałkiewicz-Kozieł et al., 2020). Предполагается, что скорость поступления ^{210}Pb на поверхность торфяника относительно постоянна, а миграционная способность ^{210}Pb по торфяному профилю весьма ограничена из-за его химических характеристик. Однако в последние годы в некоторых исследованиях отмечается, миграция ^{210}Pb вниз по торфяному профилю с пиками активности на разных глубинах, что может приводить к значительным ошибкам в оценке возраста и скорости накопления торфа (Cwanek et al., 2021). Возможной причиной увеличения скорости миграции ^{210}Pb является изменение физико-химических показателей торфяной залежи, которые зависят от конкретных природно-климатических условий местности. Очевидно, что сезонные колебания геохимических параметров торфяных месторождений в условиях субарктических районов Европы могут быть более значительными, чем в южных районах. Следует также отметить, что, несмотря на то, что торфяно-болотные экосистемы являются основными биоценозами Субарктики Европейской части России, исследования радионуклидов в торфяниках этих территорий ограничены. Поэтому важно ликвидировать недостаток знаний в области радиоэкологии торфяников для региона.

В данном исследовании поставлена задача определить уровни активности и особенности вертикального распределения ряда радионуклидов атмосферных выпадений.

Отбор торфяной колонки ИСНО-1 (64°18′55,3″N40°41′15,6″E) проведен 12 августа 2020 г. в пределах крупного Иласского болотного массива, являющегося типичным представителем верховых болот. Массив расположен в ~ 20 км южнее г. Архангельска.

Торфяной керн с ненарушенной слоистостью до глубины 49 см извлечен трубой из ПВХ. После доставки в лабораторию торфяную колонку разделяли на слои по 2 см, кроме самого верхнего слоя 0–3 см, и подготавливали (сушка, измельчение) к дальнейшим аналитическим процедурам.

Радионуклид ^{137}Cs 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%. Удельная активность радионуклида ^{137}Cs определена по линии гамма-излучения 661,66 с квантовым выходом 89,90%, принадлежащей его дочернему радионуклиду ^{137m}Ba.

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 счетный образец измеряли на альфа-бета-радиометре «Абелия».

Для определения ^{234}U и ^{238}U навеску торфа массой 5 г озолили в муфельной печи при температуре 600°C. После сжигания в пробу добавляли трассер 1 см^3 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 7M HNO_3. 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 (CF) с использованием метода моделирования Монте-Карло. Эта модель более известна под своим вторым названием — модель CRS. Для этой модели авторы следовали процедуре расчета, рекомендованной (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernandez, 2012), и применяли практический метод расчета (Sanchez-Cabeza et al., 2014), уделяя особое внимание зависимым переменным при оценке ошибок. Из-за сложного распределения ^{210}Pb по торфяному разрезу, связанного с неэкспоненциальным снижением активности ^{210}Pb, авторы использовали дополнительно описанный метод обработки данных (Cwanek et al., 2021).

Активность ^{137}Cs в исследованном профиле торфа ИСНО-1 представлена на рис. 1 варьирует от 3,2 до 45,6 Бк/кг. На графике вертикального распределения отмечаются два ярко выраженных пика активности ^{137}Cs: первый пик с активностью 45,5 Бк/кг находится на глубине 19-21 см, второй пик с активностью 45,6 Бк/кг находится на глубине 3-5 см. Такое распределение ^{137}Cs характерно для верховых болот, где максимум активности ^{137}Cs характерен для верхней части торфяного профиля (Mroz et al., 2017). Отчасти это связано с химическим родством между Cs и K, которые вместе активно переносятся вверх по торфяному разрезу корнями растений. Однако в рассматриваемом случае, помимо пика активности ^{137}Cs в верхней части профиля, сопоставимая активность наблюдается на глубине 19–21 см (45,6 Бк/кг в верхней части профиля и 45,5 Бк/кг на глубине 19-21 см соответственно).

Активность ^{210}Pb в исследованном профиле торфа изменяется от 26,2 до 310,8 Бк/кг. Максимальная активность ^{210}Pb (310,8 Бк/кг) приходится на самый верхний горизонт, что является естественным явлением, учитывая, что единственным путем попадания ^{210}Pb в торфяник являются атмосферные осадки. Ниже горизонта 35–37 см активность ^{210}Pb перестает изменяться и составляет ~ 26 Бк/кг во всех нижележащих горизонтах. Очевидно, что ниже горизонта 35–37 см избытка атмосферного свинца практически нет, а наблюдаемая активность ^{210}Pb в этих горизонтах сохраняется за счет распада ^{226}Ra. Однако почти экспоненциальное снижение ^{210}Pb в верхней части торфяного профиля прерывается пиком активности на горизонте 19–21 см, который составляет 243,9 Бк/кг. С учетом средней скорости образования торфяных месторождений в Субарктике европейской части России и относительно постоянного поступления свинца из атмосферы на глубине 19–21 см активность ^{210}Pb должна быть не менее чем в 2–2,5 раза меньше, чем на поверхности торфяного разреза. Наличие в разрезе горизонта (19–21 см) активности ^{210}Pb, близкой к уровню современного поступления ^{210}Pb из атмосферы, свидетельствует о нисходящей миграции этого радионуклида по торфяному профилю. Следует отметить, что пик активности ^{210}Pb в горизонте 19–21 см также совпадает с пиком активности ^{137}Cs, что могло быть связано с глобальными атмосферными выпадениями в 1963 г.

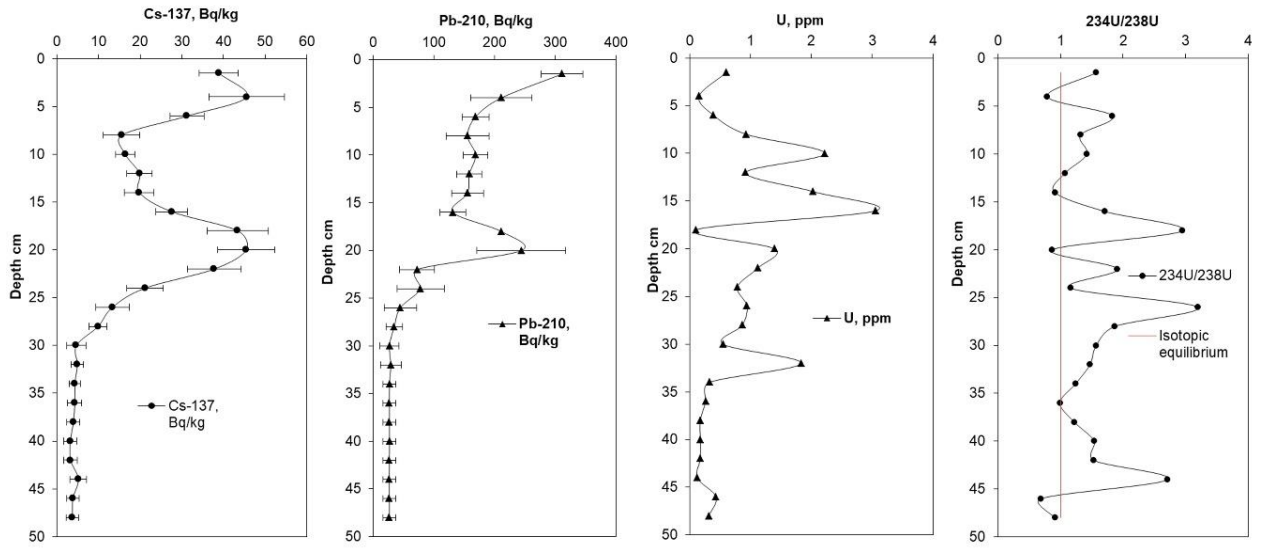


Рисунок 1. Изменение вертикального распределения радионуклидов торфяного профиля по глубине.

В связи с тем, что распределение ^{210}Pb по исследуемому разрезу носит неэкспоненциальный характер, обусловленный миграцией некоторой части ^{210}Pb вниз по разрезу, авторы использовали тройную аппроксимацию метода линейной регрессии для всего массива данных ln ($^{210}Pb_{uns}$) в зависимости от массы каждого слоя (Sanchez-Cabeza and Ruiz-Fernandez, 2012; Cwanek et al., 2021). Расчет погрешностей датирования выполнен методом Монте-Карло (Sanchez-Cabeza et al., 2014). Результаты датирования торфяного разреза ИСНО-1 представлены на рис. 2. Результаты показали, что горизонт 19–21 см, идентифицированный по пику активности ^{137}Cs показывает возраст 1963 г., что подтверждает правильность и адекватность выбранной модели датирования торфяного керна. Как правило, пики антропогенных радионуклидов в торфяных отложениях коррелируют с конкретными крупными событиями в истории радиоактивных осадков, такими как Договор о частичном запрещении ядерных испытаний 1963 г. и авария на ЧАЭС, что служит ориентиром для геохронологических исследований (Mroz et al., 2017). Однако из-за высокой миграции и биодоступности в торфяных отложениях ^{137}Cs не всегда маркирует радиационные события в разрезе (Fiałkiewicz-kozieł et al., 2014).

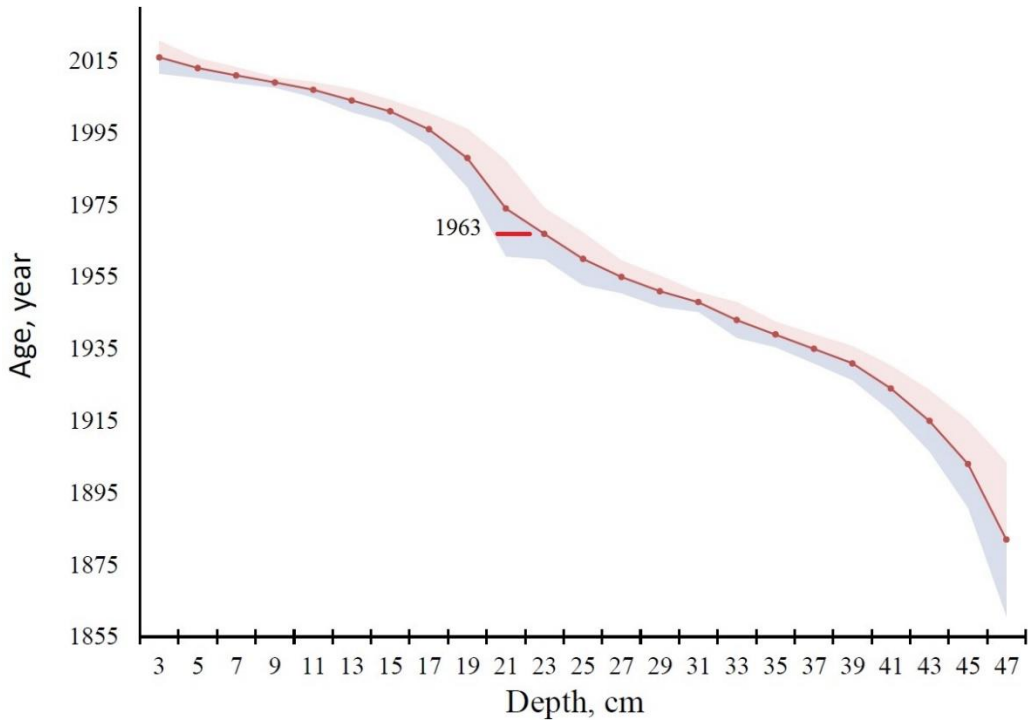


Рисунок 2. Результаты ^{210}Pb хронологии торфяного керна ИСНО-1 по модели CF методом Монте-Карло.

Исследуемая часть профиля торфяной залежи сложена преимущественно сфагновым торфом. Распределение ^{137}Cs по глубине выявляет два ярко выраженных максимума активности в верхней части профиля и на глубине 20 см, что обусловлено особенностями вертикальной миграции и динамикой поступления цезия с атмосферными выпадениями. Для распределения свинца-210 выявлено неэкспоненциальное снижение активности с глубиной с формированием пика активности на глубине 20 см, при котором активность ^{210}Pb близка к значениям на поверхности торфяника и совпадает с максимальной активностью цезия. Распределение урана по глубине, скорее всего, обусловлено в основном динамикой исторических поступлений с атмосферными выпадениями на поверхность месторождения и крайне малой подвижностью урана по профилю. Результаты датирования торфяного профиля по модели CF показали, что горизонт 19–21 см, выделенный по пику активности ^{137}Cs соответствует возрасту 1965 лет; при дополнительном использовании метода Монте-Карло возраст составил 1962 г., что подтверждает правильность и адекватность выбранной модели датирования торфяного керна. Использование модели датирования CF совместно с методом Монте-Карло обеспечивает наилучшее совпадение с эталонным горизонтом для ^{137}Cs (с учетом погрешности). Полученные результаты позволяют расширить представление о процессах миграции радионуклидов атмосферных выпадений в торфяниках Европейской Субарктики, что может служить основой для поддержания стабильной экологической обстановки при освоении и использовании ресурсного потенциала торфяников.

Изучение радионуклидов ^{137}Cs и U выполнено за счет средств научного проекта Российского научного фонда 22-27-20085. Изучение ^{210}Pb выполнено в рамках Гранта Президента Российской Федерации для молодых ученых МК-4298.2022.1.5.

Fiałkiewicz-kozieł B., Kołaczek P., Piotrowska N., Michczyński A., Łokas E., Wachniew P., Woszczyk M., Sensuła B. High-Resolution Age-Depth Model of a Peat Bog in Poland as an Important Basis for Paleoenvironmental Studies // Radiocarbon. 2014. №56 (1). P. 109–125.

Fiałkiewicz-Kozieł B., Łokas E., Gałka M., Kołaczek P., De Vleeschouwer F., Le Roux G., Smieja-Król B. Influence of transboundary transport of trace elements on mountain peat geochemistry (Sudetes, Central Europe) // Quaternary Science Reviews. 2020. Vol. 230. 106162.

Mroz T., Łokas E., Kocurek J., Gasiorek M. Atmospheric fallout radionuclides in peatland from Southern Poland // Journal of Environmental Radioactivity. 2017. №175-176. C. 25–33.

Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernandez A.C., Ontiveros-Cuadras J.F., Peres Bernal L.H., Olid C. Monte Carlo uncertainty calculation of ^{210}Pb chronologies and accumulation rates of sediments and peat bogs // Quaternary Geochronology. 2014. № 23. P. 80–93.

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.

Ретроградные преобразования пород высокобарного комплекса Беломорского подвижного пояса, на примере г. Куропачья

Якушик М. А.[1,2], Сафонов О. Г.[1,3], Козловский. В. М.[2], Голунова М. А.[1,2]

[1]*ИЭМ РАН г. Черноголовка, yakush.mihail@yandex.ru*
[2]*ИГЕМ РАН г. Москва*
[3]*МГУ им. М.В. Ломоносова г. Москва*

История геологического развития докембрийского Беломорского подвижного пояса (БПП), расположенного между Карельским кратоном и Кольской провинцией, включает в себя несколько этапов деформаций и метаморфизма, гранитоидного и базитового магматизма (Слабунов, 2005). Это выразилось в том, что в мигматизированных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсах, входящих в состав БПП, совмещены в виде будин породы, имеющие различные протолиты, дометаморфическую историю и степень метаморфизма (Mints et al., 2014; Козловский, 2010). На ряду с будинами эклогитов, в БПП также присутствуют будины эклогитоподобных пород, схожих внешне и по минеральному составу с эклогитами, но в этих телах не фиксируются такие же высокие значения давления.

В районе г. Куропачья в ТТГ гнейсах керетской толщи выявлены пластовые тела эклогитоподобных пород размером до 100 м. Будины сложены мелкозернистыми гранат-амфибол-эпидот-плагиоклаз-кварцевыми породами с полосчатостью, выраженной в ориентировке амфибола. Характерной особенностью будин является постепенная смена минеральных ассоциаций от их центров к контактам с вмещающим породами. От центров будин к их контактам с вмещающими гнейсами постепенно исчезает массивная текстура пород и формируется гнейсовидность. Изменение минерального состава выражается в уменьшении количества и в конечном счете исчезновении граната, уменьшается количество амфибола, который сменяется эпидотом. Таким образом, в переходной зоне между будинами и гнейсами формируются лейкократовые эпидот-амфибол-кварц-плагиоклазовые породы. Данный переход сопровождается также сменой акцессорных минералов, в частности минералов титана: рутил-ильменит-сфен.

Спектры РЗЭ пород центральных зон будин близки к N-MORB, тогда как приконтактовые зоны заметно обогащены легкими РЗЭ, что отражает активное взаимодействие с вмещающими гнейсами. (McDonough, Sun, 1995). При приближении к контактам с вмещающими гнейсами в породах будин заметно возрастают содержания Rb, Ba, Nb, Ta, Pb, Sr, т.е. характерных для гнейсов элементов, а также резко возрастает содержание K. В породах центральных зон будин проявлена отрицательная аномалия Li, тогда как в приконтактовой зоне с гнейсом содержание Li резко возрастает.

В кварцах центральной зоны будины присутствуют углекислотные и водно-солевые включения. Углекислотные включения представлены псевдовторичными разностями (маркируют трещины, не выходящим за пределы зерен), размером порядка 10-15 мкм, в форме негативного кристалла, иногда неправильной. Гомогенизация CO_2 во включениях в жидкую фазу происходит при температурах 1.8 - 10.9°C. Плотность включений варьирует от 0.916 до 0.854 г/см^3, а температуры плавления в интервале -57.5°C до -58.2°C° указывают на присутствие дополнительных компонентов (вероятно CH_4).

Водно-солевые включения размером 10-15 мкм, а иногда порядка 25 мкм, светлые, плоские, неправильной формы с оттянутыми концами и признаками расшнуровывания. Реже встречаются изометричные, слегка вытянутые мелкие (≤10 мкм) включения. Во всех случаях они концентрируются вдоль залеченных трещин (псевдовторичные). Начальная температура плавления включений от -78.8 до -78°C указывает на вероятное присутствие в растворах LiCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$, KCl, а конечная температура плавления от -19.3°C до -3°C соответствует концентрациям солей 22.16 – 4.94 мас. % NaCl экв.

Моделирование минеральных ассоциаций эклогитов с помощью программного комплекса Perple_X показало, что температуры пика их метаморфизма составляют порядка 750-850°С при давлении 16-17 кбар. Регрессивные преобразования эклогитов начались до попадания их блоков во вмещающие ТТГ гнейсы и знаменовались реакциями омфацита и граната с образованием бедного жадеитом клинопироксена и плагиоклаза в ходе декомпрессии до 11-14 кбар при температурах, близких к температурам пика метаморфизма, 750-800°С. При давлениях ~10-11 кбар в эклогитах начинаются процессы амфиболизации, которым способствовало остывание до температур 680-700°С (рис.1). Амфиболизация эклогитов, по-видимому, началась также еще до попадания их будин в ТТГ гнейсы.

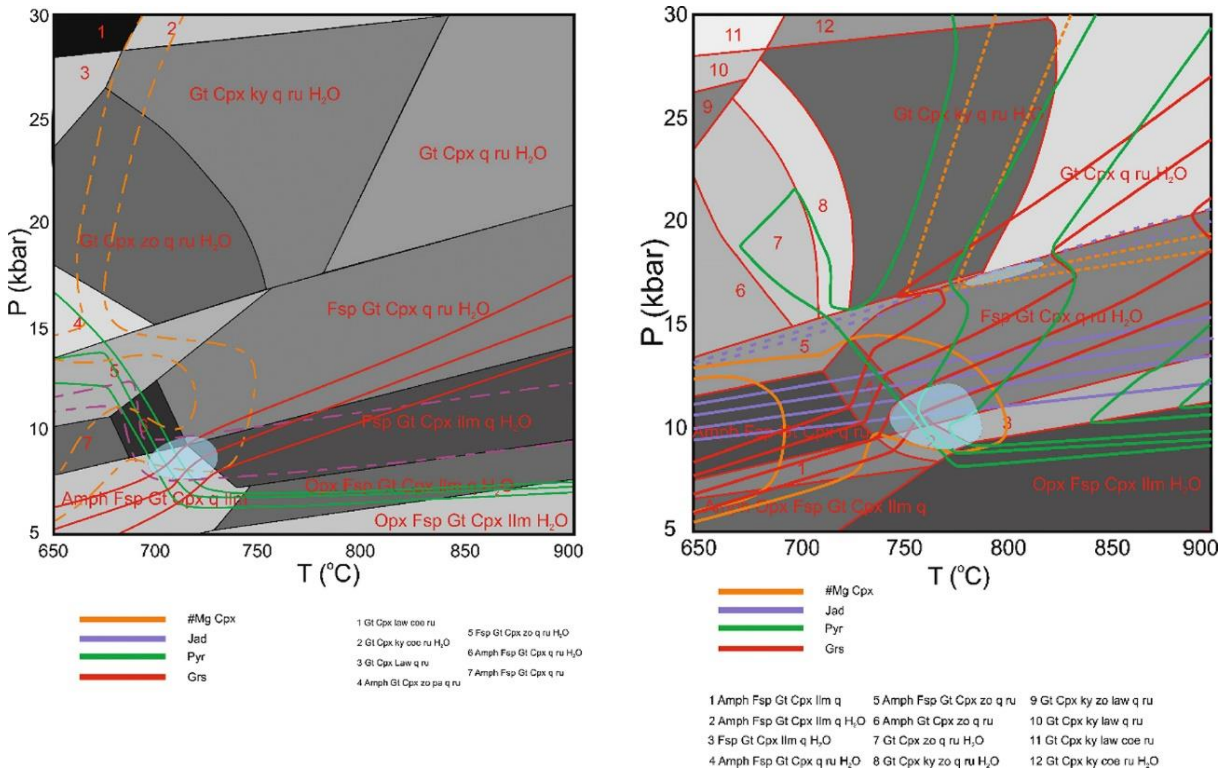


Рисунок 1. Фазовая P-T диаграммы (псевдосекции) для эклогитоподобных (слева) пород и эклогитов (справа) с нанесенными рассчитанными изоплетами соответствующие реальным составам Pyr-пироп мол., % Gr-гроссуляр мол. %, Jd-жадеит мол. %, #mg в Cpx- магнезиальность клинопироксена.

Поскольку парагенезис амфибола и плагиоклаза является сквозным для всех зон в будине, а также вмещающих гнейсов, для оценки условий ретроградных преобразований использовались равновесия этих минералов (Holland, Blundy, 1994). P-T параметры пика метаморфизма гнейсов составляют ~9 кбар и ~650°С, но с уменьшением давления до ~5.5 кбар значения температуры возрастают до 750-800°С. Максимальные значения P-T параметров, зафиксированные ассоциацией амфибола и плагиоклаза в центральных частях будины эклогитоподобной породы, составляют 8 кбар и 650°С, снижаясь до 2-3 кбар и 550-600°С. В краевых зонах будины пиковые значения P-T параметров составляют ~10 кбар и ~650°С, понижаясь до значений порядка 2 кбар и 550-650°С. В P-T тренде, записанном амфибол-плагиоклазовыми равновесиями в краевых зонах будины, выделяется интервал давлений 6-9 кбар, характеризующийся повышением температуры до 700-750 °С. Этот участок P-T тренда совпадает с трендом для вмещающих гнейсов, и, по-видимому, соответствует условиям, при которых будин и гнейсы взаимодействовали (рис.2).

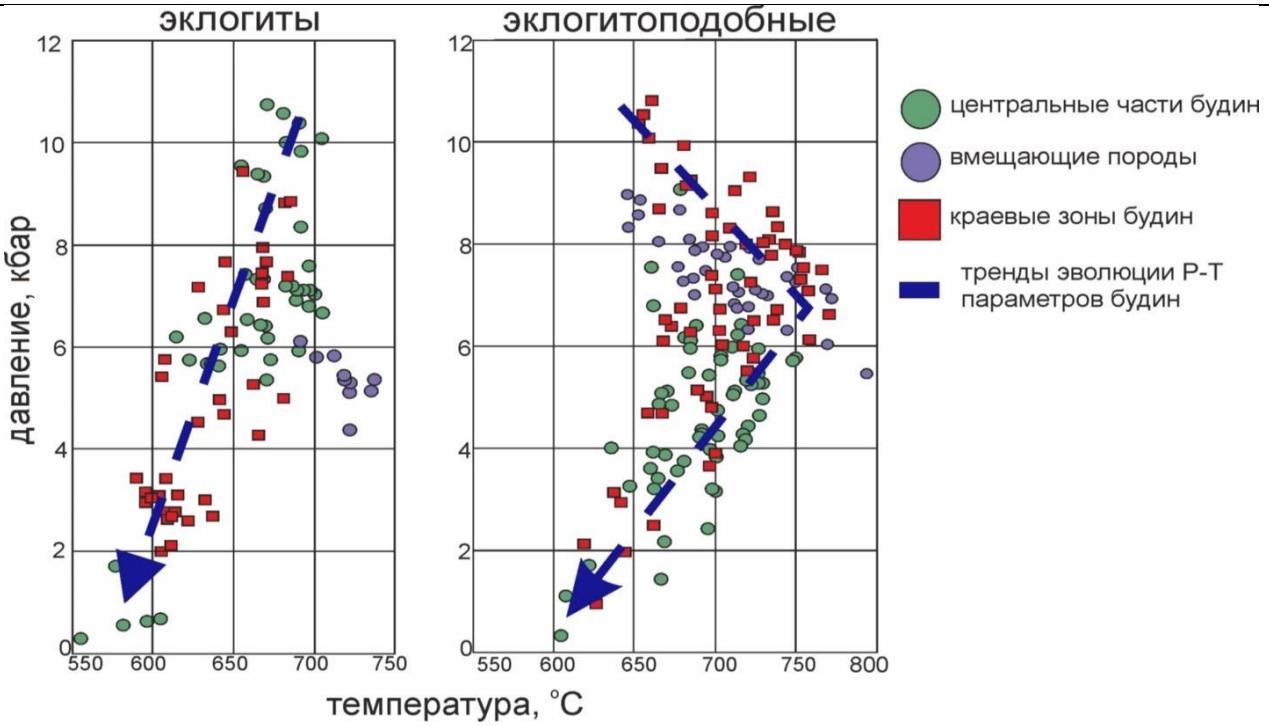


Рисунок 2. Сопоставление результатов геотермобарометрии полученные для разных типов будин для ретроградных преобразований (по амфибол-плагиоклазовому равновесию, Holland and Blundy 1994.).

Сопоставление P-T, полученных на основе амфибол-плагиоклазового равновесия, и геохимических данных для будин и вмещающих гнейсов, показывает, что амфиболизация данных пород протекала с активным взаимодействием с вмещающими гнейсами. Исследование флюидных включений показывает, что источником флюида и преобразований, связанных с ним, могут являться сами будины эклогитов.

P-T эволюция эклогитоподобных пород отличается от эволюции эклогитов. Температуры пика метаморфизма эклогитоподобных пород более высокие, 800 — 850°C, а давления составляют 9.5-10 кбар(Рис.1). Регрессивные преобразования блоков гранулитов выражаются в амфиболизации при температурах 600-650°C на том же уровне глубинности(Рис.2). По-видимому, эклогитоподобные будины представляли собой тела, изначально внедренные в гнейсы Беломорского комплекса. В ходе тектонической эволюции они были дезинтегрированы, но все же представляли единый комплекс с гнейсами в момент захвата будин эклогитов. Однако вопрос о том, как блоки пород, отличающихся по природе протолита, условиям и истории метаморфизма, были совмещены в гнейсах Беломорского комплекса остается открытым.

Connolly T., Jessup L. M., Valacich J. S. Effects of anonymity and evaluative tone on idea generation in computer-mediated groups //Management science. 1990. Т. 36. №. 6. С. 689-703.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry //Contributions to mineralogy and petrology. 1994. Т. 116. №. 4. С. 433-447.

Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N. The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution //Gondwana Research. 2014. Т. 25. №. 2. С. 561-584.

Козловский В. М., Аранович Л. Я. Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс //Петрология. 2010. Т. 18. №. 1. С. 29-52.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее. 2005.

Забойный автоматический лазерный макроанализатор для освоения углеводородов

Ямалова А. У.[1],Щербакова К. О.[1]

1МГРИ, г. Москва, a_yamalova_u@mail.ru, sherbakovak@mgri.ru

Развитие ведущих отраслей страны, темпы роста технического прогресса и производительных сил неизбежно связаны с увеличением масштабов и интенсивности использования минеральных ресурсов. От того, насколько эффективно, качественно и комплексно мы будем разведывать и осваивать богатства недр, в значительной степени зависит благосостояние народа и условия жизни будущих поколений. Все геологоразведочные работы на любой стадии проводятся в комплексе и заканчиваются, прежде всего, определением количества и качества заключенного в месторождении полезного компонента, формы и размеров.

Создание оптического квантового генератора (ОКГ) – источника мощного оптического излучения открыло широкие перспективы использования энергии светового пучка в задачах анализа минерального сырья. Иногда возбуждение спектра достигается за счет энергии излучения самого лазера, (Овезов, 2021) но чаще для этого используют искровой разряд, проходящий сквозь струю газов лазерного факела. Методы эмиссионного спектрального анализа с применением лазеров обеспечивают хорошую воспроизводимость (Sr = 0,10) при содержаниях определенных элементов до ($10^{-11} - 10^{-10}$сек) (Вейко и др.,1973).

Лазерное излучение, взаимодействуя на вещество частично отражается и частично поглощается, вызывая интенсивный нагрев объекта, на который он сфокусирован. В месте взаимодействия излучения происходит бурный процесс кипения, и испарения вещества по характеру напоминающий термический микровзрыв в фокальной плоскости объектива. (Вейко В.П и др., 2008). Происходит мгновенный выброс расплавленного вещества и паров. Сильный разогрев выброшенных из кратера паров приводит к возбуждению и ионизации атомов исследуемого вещества. Характер процессов, происходящих в момент воздействия лазерного излучения на вещество определяет характер спектрасветящегося пламенного облачка, который по цвету и форме характерен для каждого химического элемента, из которого состоит вещество (Азмамбетова и др., 2022). В основном, на этом принципе построен лазерный микроспектральный анализ. Поступление вещества при сфокусированном лазерном излучении носит взрывообразный характер, поэтому испарение легко и труднолетучих элементов происходит одновременно без фракционного разделения (Орленкова и др., 2022).

Известно, что погрешность определения результата выражается между определенным количеством компонента и истинным содержанием его в анализируемом образце. Истинное же содержание компонента в образце остается неизвестным. Основная погрешность получается на стадии отбора и подготовки аналитической пробы, ошибка же самого анализа химико-спектральными и другими методами $\sigma_{\Delta H^2}/\sigma_{\Sigma}^2$ << 10 %.

Это в первую очередь вызвано неравномерным распределением изучаемого компонента по всему объекту исследования. На основании этого в настоящее время выделяют погрешности.

Разрабатываемый оптический квантовый генератор 1 должен создать мощное когерентное излучение с λ = 1,06 мкм, которое посредством оптической системы, через защитное стекло будет фокусироваться на образец или горную породу в естественном залегании. Лазер должен работать с частотой следования импульсов ω = 25, 50, 100 гц. Спектр светящегося облачка, через кварцевое защитное стекло, объективом должен направляться на интерференционный узконаправленный светофильтр, который будет вырезать узкую область спектра (λ = 242,183 мм) для линии золота. А для серебра область (λ = 243.779). Оба светофильтра должны быть закреплены в револьверной головке и посредством поворота меняться, в зависимости от того, на какой элемент выполняется анализ; светофильтры будут стоять в параллельном ходе лучей. Линза будет фокусировать оптический сигнал на фотодиод или ФЗУ. Величина электрического сигнала зависит от содержания полезного компонента. Электрический сигнал с ФЭУ будет усиливаться

посредством усилителя и поступать на счетно-решающее устройство, которое должен выполнять усреднение всех поступающих электрических сигналов в соответствии с количеством импульсов, т.е.

$J_{ср}=\frac{\sum_1^h J_n}{n}$, где

J_n – интенсивность линии от единичного импульса.

Усредненный по величине сигнал должен поступать через дешифратор на цифровой индикатор и магнитный блок.

Изображение оптических квантовых генераторов открыло широкие возможности использования очень интенсивного светового излучения в науке и технике. Особенно незаменимы лазеры при изучении взаимодействия мощного светового излучения с веществом.

Данная разработка даст возможность делать экспрессный анализ минерального сырья без отбора и подготовки проб, в естественном залегании. Эти приборы действительно необходимы при скоростной проходке подземных горных выработок и механизированной проходке в сложных горнотехнических условиях.

Научный руководитель: старший преподаватель кафедры СТБС, Б.А. Овезов. ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ)

Азмамбетова Э. А., Машкова А. М., Соловьев Н. В. и др.Разработка лазерной сканирующей системы для автоматизации процесса измерения глубины скважин // Молодые - Наукам о Земле: Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2022. С. 164-167.

Вейко В.П. Либенсон М.Н. «Лазерная обработка» Лениз 1973.

Вейко В.П., Либенсон М.Н., Червяков Г.Г., Яковлев Е.Б. Взаимодействие лазерного излучения с веществом. Силовая оптика. / Под ред. В.И. Конова. –М.: ФИЗМАТЛИТ. 2008. 312 с.

Овезов, Б. А. Исследование влияния магнитных возмущений в процессе бурения наклонно-направленных скважин (iMAG) / Б. А. Овезов, Н. В. Соловьев // Новые идеи в науках о Земле : Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 01–02 апреля 2021 года. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. С. 235-238.

Орленкова Е. В., Машкова А. М., Щербакова К. О. и др. Цементирование эксплуатационной наклонно-направленной скважины при высокой температуре // Молодые - Наукам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе. 2022. –С. 267-270.

Следы сейсмической активности на архипелаге Новая Земля

Андреева Н. В.[1], Жостков Р.А.[1], Овсюченко А.Н.[1], Собисевич А.Л.[1]

[1]*ИФЗ РАН, г. Москва, znv@ifz.ru*

Введение

Данные о сейсмичности Арктических территорий России остаются всё еще крайне невелики. Это связано со слабо развитой сетью стационарных сейсмических станций в регионе и крайне непродолжительным периодом инструментальных наблюдений для выявления всех сейсмоактивных структур и оценки их сейсмического потенциала. В таких условиях ученые прибегают к палеосейсмологическим исследованиям, суть которых заключается в обнаружении следов древних сейсмических событий (палеосейсмодислокаций) и определения параметров древних землетрясений (Солоненко, 1962; 1973).

Исследования современных сейсмических и тектонических процессов на архипелаге Новая Земля удалось провести летом 2022 г. во время комплексного изучения района в рамках совместной экспедиции Русского географического общества, Северного флота и 12 Главного управления Министерства обороны РФ на ледоколе "Илья Муромец".

Общие данные

Архипелаг Новая Земля входит в состав Евразийской Арктики и в современной структуре представляет собой возрожденное миоцен–плиоценовое орогенное поднятие на границе Баренцева и Карского морей (Кораго и др., 2022). По современным данным Баренцево-Карский регион можно охарактеризовать как сейсмически активный в зоне перехода “континент − океан” (Рогожин и др., 2016).

За весь период инструментальных сейсмологических наблюдений на архипелаге зарегистрировано 59 сейсмических событий (каталог International Seismological Centre (ISC) (электронный ресурс)), большая часть из которых являются ядерными взрывами, проводившимися на полигоне Новая Земля в советское время. При анализе имеющейся информации о взрывах в районе Новой Земли из каталога ISC удалось выбрать данные о сейсмических событиях, не подтвержденных как взрывы и имеющих, вероятно, естественную природу (Ringdal and all, 2004). Всего получилось 9 таких событий, почти все они датируются позже 1990 г., исключение составляет только событие 1986 года.

Эпицентры сейсмических событий лоцируются либо в акваториях Карского и Баренцева морей, либо у береговой линии (Конечная, 2015), при этом наиболее интенсивные события с магнитудами mb = 4.7-4.8 зарегистрированы на западном и восточном склонах архипелага.

Исследования

Исследования осуществлялись точечно и охватили побережье вокруг Южного острова и юго-восточную часть Северного острова архипелага.

С целью выявления следов сильных землетрясений прошлого в молодых отложениях и формах рельефа за время экспедиции было совершено 12 высадок на берег. Из-за сжатых сроков экспедиции проведение масштабных исследований было затруднено и зачастую они носили характер общего осмотра местности. Тем не менее в некоторых случаях удалось получить вполне значимые научные результаты.

Наиболее интересными оказались данные, полученные на перешейке между Баренцевым морем и лагуной Обманный шар – в районе побережья залива Утиный и на мысе Ахматова – в районе побережья залива Шуберта, расположенных на Южном острове, а также на полуострове Плитняковый, расположенном на Северном острове архипелага.

Залив Утиный

Исследования в районе залива Утиный проходили на перешейке между Баренцевым морем и лагуной Обманный шар. Пляжная линия отделена небольшим (до 0,6 м) уступом, по которому происходит оползание пластичных глинистых масс на берег. Область исследования мшистая, сильно задернована, но в бортах небольшой реки обнажаются выходы скальных пород,

которые резко сменяют подтопленные болотистые почвы. Породы сложены слоистыми, сильно выветрелыми аргиллитами пермского возраста. Обращает на себя внимание крупная глыба, отлетевшая от борта в восток-юго-восточном направлении на 1,2 м с небольшим поворотом. На противоположном берегу реки, в другом её борту из нижней части массива коренных пород выбита крупная глыба так же в ЮВ направлении. Поверхности глыб выветрелые и покрыты лишайниками, что говорит о возрасте выкалывания и перемещения глыб в сотни – первые тысячи лет. Наблюдаемые перемещения глыб – горизонтальные выбросы с разворотом – не могут быть следствием гравитационного перемещения под действием силы тяжести, они имеют четкие признаки воздействия мощных сейсмических импульсов. Согласно параметризации шкалы ESI-2007 эти аномальные перемещения отвечают интенсивности 8-9 баллов.

Исследования на мысе Ахматова, Залив Шуберта

Мыс Ахматова расположен в северо-восточной части Южного острова на южном берегу залива Шуберта, в 7 км от устья. Породы мыса представлены песчаниками, аргилитами и алевролитами Уфимского яруса Пермской системы. Его образования являются составной частью Карского синклинория, представленного интенсивно дислоцированными в линейные складки, осложненные взбросо-надвигами с преобладающим северо-восточным падением сместителей пермскими терригенными толщами (Геологическая…S38-40, м.: 1:1000000). Данная точка исследования ближе всего расположена к очагу землетрясения 1986 г, имеющего наибольшую из зарегистрированных магнитуд на архипелаге mb = 4,8.

В районе исследования был выявлен крупный тектонический разрыв правосдвиговой морфологии, прослеживающийся в западно-восточном направлении. При анализе цифровой модели рельефа и спутниковых снимков видно, что разломная зона протягтвается более чем на 7 км (рисунок 1 а,б). В восточной части наблюдается смещение по разлому оползневых уступов с правосдвиговой компонентой. Амплитуда смещения составляет около 70 м. В средней части обозначенный разрыв пересекает перпендикулярно ориентированную разломную зону, соответствующую по направлению бороздам выпахивания ледника. В области пересечения так же читается правый сдвиг с такой же амплитудой смещениия. В западной части, после пересечения перпендикулярно направленного разлома, разрыв становится более выраженным, со взбросовой компанентой (правое крыло опущено).

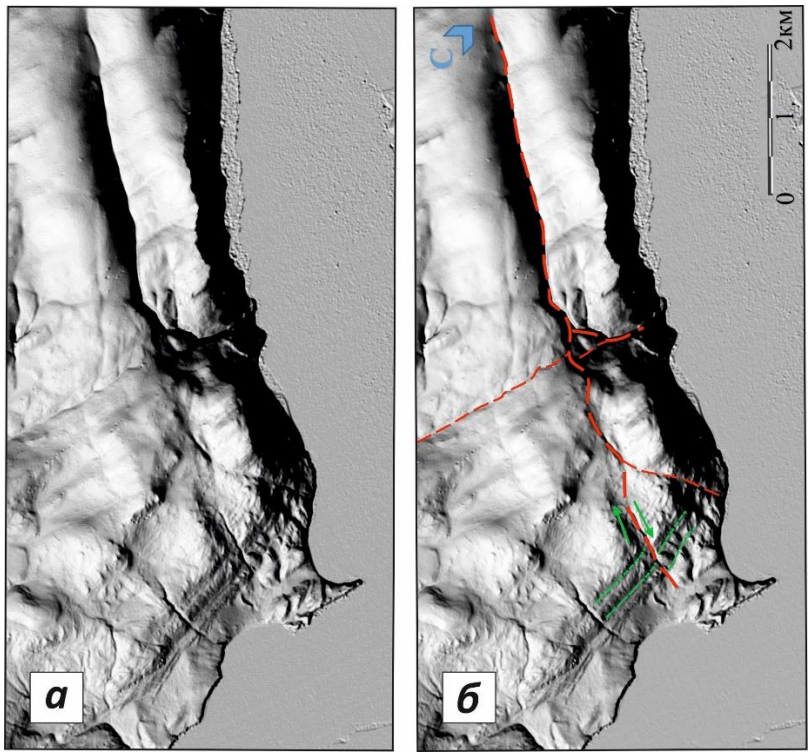


Рисунок 1 – цифровая модель рельефа мыса Ахматова (а) и он же, с выделенными разломными зонами (б).

Большая протяженность разрыва, его строение и правосдвиговое смещение оползневых уступов свидетельствуют о его возможном сейсмогенном происхождении. При такой протяженности разрыва палеоинтенсивность сотрясений древних сейсмических событий могла составлять 9 баллов по шкале INQUA.

Исследования на полуострове Плитняковый

Полуостров Плитняковый расположен на Северном острове архипелага Новая земля. Его восточная часть сложена нижнедевонскими известняками, а западная – верхнесилурийскими известняками и доломитами с прослоями алевролитов и песчаников (Геологическая…S38-40, м.: 1:1000000). На острове прослеживается две крупных разломных зоны, расположенных вкрест друг относительно друга (рис. 2).



Рисунок 2 – аэрофотоснимок, общий вид области исследования.

Разлом ССВ простирания трассируется от спрямлённого участка небольшой лагуны в юго-восточной части острова, дальше на небольшой сопке он выражен вертикальным смещением пород (западное крыло поднято на 50 см), затем прослеживается в виде резкого смещения стенки уступа и дальше проходит по спрямленному берегу небольшого озера. На берегу этого озера наблюдается валообразное поднятие, граница которого соответствует положению разломной зоны . Положение этого разлома соответствует крупной разломной зоне, выделяемой на геологической карте (Геологическая…S38-40 м.: 1:1000000), разделяющей породы верхнесилурийской и нижнедевонской систем. Отмеченное вертикальное смещение в районе разломной зоны может свидетельствовать о его активности. Второй разлом расположен перпендикулярно вышеописанному. В юго-восточной части по этому разлому отмечается довольно резкое вступление рельефа в виде уступа высотой 6-10 м, дальше по разлому наблюдается смещение молодых осадочных пород, слагающих пойменную террасу небольшой речки, на северо-западе, по разлому наблюдается правосдвиговое смещение небольшой вытянутой сопки, дальше он прослеживается до края озера. Смещение молодых пород свидетельствует в пользу современной тектонической активности в данной области.

Заключение

Проведённые палеосейсмологические исследования выявили ряд проявлений активных тектонических движений. В районе побережья залива Утиный – на перешейке между Баренцевым морем и лагуной Обманный шар – закартированно горизонтальное смещение коренных пород с амплитудой 1,2 м; в районе мыса Ахматова в заливе Шуберта удалось выявить тектонический разрыв правосдвиговой морфологии, который по цифровой модели рельефа прослеживается на расстояние около 7 км.; на полуострове Плитняковый обнаружены следы активных тектонических движений в виде двух перпендикулярно расположенных разломных

зон, в пределах которых отмечены смещения современных форм рельефа и вертикальные смещения пород. Полученные данные говорят о возможных сильных древних землетрясениях, произошедших в районе исследования, интенсивность которых по шкале INQUA определяется в 9 баллов.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Карта дочетвертичных образований. Карта составлена: ВНИИОкеанология, ФГУНПП "ПМГРЭ", 1998 г. Редактор(ы): Лопатин Б.Г.

Конечная Я. В. Сейсмичность архипелага Новая Земля: исторический обзор и современные данные // Шестнадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике: сб. науч. материалов, [г. Пермь, 16-20 марта 2015 г.]. - Пермь, 2015. С. 183-188.

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А., Ильин В.Ф., Гусев Е.А., Крылов А.А., Горбунов Д.А. Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики // Геотектоника. 2022. № 2. С. 21–57

Рогожин Е.А., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В. Новая карта сейсмичности Европейского сектора Российской Арктики // Геотектоника. 2016. №3. С. 19-25.

Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58-74.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3-16.

Ringdal F., Kværna T., Kremenetskaya E., Asming V., Kozyrev S., Mykkeltveit S., Gibbons S., Schweitzer J. Research in regional seismic monitoring // NORSAR Scientific Report. 2004. No. 2. P. 28-40.

Научное электронное издание

Коллектив авторов

Новое в познании процессов рудообразования: Одиннадцатая Российская молодежная научно-практическая Школа, Москва, 28 ноября – 02 декабря 2022 г. Сборник материалов [Электронный ресурс] - Электрон. дан. (1 файл: 22 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2022.

Подписано к использованию: 21.11. 2022
Объём издания 66,7 Мб. Заказ № 22-1э. Тираж 300 экз.

ISBN 978-5-88918-070-8

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