ИГЕМ РАН
СМУиС ИГЕМ РАН

НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Сборник материалов
VIII Российской молодёжной научно-практической Школы
с международным участием

Научное электронное издание

26 - 30 ноября 2018 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

Восьмая Российская молодёжная научно-практическая школы

26 – 30 ноября 2018 г.

Москва-2018

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

Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 26-30 ноября 2018 г. Сборник материалов - Электрон. дан. (1 файл: 45 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2018.

В сборнике представлены материалы Восьмой 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 Восьмой Школы – знакомство студентов, аспирантов и молодых специалистов с новейшими достижениями в изучении процессов рудообразования.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (РФФИ).

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

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

ISBN 978-5-88918-053-1

© Коллектив авторов, 2018
© ИГЕМ РАН, 2018
© СМУиС ИГЕМ РАН, 2018

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)

При поддержке:

Отделение наук о Земле Российской академии наук

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

Российский Фонд Фундаментальных Исследований (РФФИ)

Российское минералогическое общество (РМО)

The Society of Economic Geologists, Inc., (SEG)

The Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA)

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

Российская Группа по изучению глин и глинистых минералов (Russian Clay Group), афилиированная Международной ассоциацией по изучению глин и глинистых минералов (AIPEA)

ООО "Геоэлемент", г. Москва, Россия

ООО «Склад Для Вас», г. Москва, Россия

Arctic.ru
проект МИА «Россия сегодня»

«РУЗСКАЯ ЯШМА», г. Руза, Московская область

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., чл.-корр. РАН, д.г-м.н., ИГЕМ РАН

Белогуб Е.В., д.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс

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

Викентьев И.В., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

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

Каргин А.В., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Крупская В.В., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Леонтьев В.И., к.г.-м.н., Горный университет, 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

Плотинская О.Ю., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Рихванов Л.П., профессор, д.г.-м.н., ТПУ, г. Томск

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

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

Черкашёв Г.А., д.г.-м. н., 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

Ерофеева К.Г., ИГЕМ РАН

Гусева А.С., ИГЕМ РАН

Жиличева О.М., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Ковальчук Е.В., ИГЕМ РАН

Ковригина С.В., ИГЕМ РАН

Лексин А.Б., ИГЕМ РАН

Усачева А.А., ИГЕМ РАН

Языкова Ю. И., ИГЕМ РАН

Оглавление

Организаторы 4

Организационный комитет....6

Оглавление....7

Тезисы докладов пленарных лекций....17

Академик Николай Алексеевич Шило (1913 – 2008)

Лаломов А.В. 18

Математическое моделирование процессов переноса в геосфере: проблемы, методы, значение

Мальковский В.И. 20

Особенности структурно-вещественных преобразований горных пород в зонах локализованных деформаций

Морозов Ю.А. 22

Изоморфные примеси в природных алмазах

Титков С.В. 23

Platinum-group minerals, why and where and the experimental study

Anna Vymazalová, František Laufek, Marek Tuhý....25

An overview of completed and ongoing projects of Allseas in 2018

Verichev S.N. , Kavelin K.G. 26

Arctic.ru – специальный проект МИА «Россия сегодня»

Атанова Ю.А. 28

Тезисы докладов молодых учёных....29

Роль разломных зон в процессах магматизма и металлогении юга Малого Кавказа

Аббасов Н.А., Рустамова Р.Е., Гусейнова А.Н. 30

Распределение Cs-137 в корнеобитаемом слое основных сельскохозяйственных культур Плавского радиоактивного пятна Тульской области

Азарова Е.С. 34

Состав хромшпинелидов из связующей массы кимберлитов Финляндии

Азарова Н.С., Бовкун А.В., Гаранин В.К., Варламов Д. А., Lehtonen Marjaleena 38

Самородное золото Новоширокинского полиметаллического месторождения (Забайкалье)

Аликин О.В., Рудашевский Н.С., Антонов А.В., Рудашевский В.Н., Заболоцкий А.И. 41

Последовательность проявления магматических и метаморфических событий в Кичерской зоне (Байкало-Муйский пояс)

Андреев А.А. 45

Применение минералого-геохимических методов исследования и изотопного анализа меди в рудной геоархеологии Урала (на примере укрепленного поселения бронзового века Каменный Амбар)

Анкушев М.Н., Киселева Д.В., Зайцева М.В., Стрелецкая М.В. 49

Новые данные о гипергенных минералах Северного Кавказа (Карачаево-Черкесская республика, Урупский район, р.Имеретинка)

Бадьянова Л.В. 54

Типохимизм ванадийсодержащего дравита из Восточного Узбекистана

Балашов Ф.В., Гореликова Н.В., Портнов А.М. 56

Оценка уровня загрязнения окружающей среды в районе деятельности Садонского свинцовоцинкового комбината (республика Северная Осетия-Алания, РФ)

Баранова М.Н. 59

Использование природных сорбентов для очистки радиоактивно-загрязненных растворов

Белоусов П.Е., Милютин В.В., Крупская В.В., Зеленин П.Г. 61

Оцифровка карт магнитного поля и радиоактивности в пределах Тонодского поднятия (Северное Забайкалье)

Белявцева Е.А. 63

Характерные особенности минерального состава руд золото-серебряного месторождения Дукат

Борисова Д.А. 65

Акцессорные минералы Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье

Борисова Е.Б., Иванова А.А., Баданина Е.В. 68

Биообогащение бокситов Чадобецкого месторождения

Бочарникова Ю.И., Шипилова Е.С., Слукин А.Д., Боева Н.М. 71

ЭПГ в закалённых сульфидных твёрдых растворах в вертикальных жилах Норильского месторождения

Бровченко В.Д., Служеникин С.Ф., Ковальчук Е.В., Юдовская М.А. 74

Апоскарновая и апокарбонатная серпентиновая минерализация участков Хопунвара и Люпикко Питкярантского рудного поля (Северное Приладожье)

Булах М.О. 77

Первые данные о возрасте Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения, Хабаровский край

Буханова Д.С. 81

Стабильные изотопы меди в халькопирите порфировых месторождений, на примере Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения (Хабаровский край)

Буханова Д.С., Ханин Д.А., Зайцева М.В., Карпова С.В. 83

Минералого-технологические особенности рутиловых эклогитов Шубинского месторождения (Южный Урал).

Василишина В.В., Петкевич Д.Г., Прудников И.А. 86

Роль измененной вулканогенной пирокластики в накоплении ценных элементов в углях Черногорского и Бейского месторождений

Вергунов А.В. 89

Синтез и свойства структурных аналогов минералов аверьевита $[Cu^{2+}5O2](VO4)2 \cdot n(Cu, Cs, Rb, K)Clx$ и ярошевскита Cu9O2(VO4)4Cl2

Владимирова В.А., Сийдра О.И. 92

Источники расплавов щелочных сиенитов на примере массива Артюшки, ВосточноЕвропейская платформа

Возняк А.А , Носова А.А. 95

Ксенолиты из девонских вулканических пород Припятского прогиба (Беларусь): типизация пород и минералого-геохимические особенности

Волкова Г.Д., Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В. 99

Барун-Холбинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): морфология и вещественный состав рудных тел

Гармаев Б.Л., Рощектаев П.А. 103

Геохимия ультрамафитов Карабашского массива

Глебова Н.М., Мартешева А.В. 107

Общемировые запасы бокситов. Сравнительная характеристика местождений Республики Гвинея и Нижнего Приангарья

Головкин П.П., Шипилова Е.С. 111

Первые результаты исследования условий формирования золотого оруденения центральной части Хаутаваарской структуры по данным изучения флюидных включений (Южная Карелия)

Гордон Ф.А. Дмитриева А.В. 115

Новые данные по геохимии руд Самолазовского золоторудного месторождения (Центральный Алдан)

Грицков А.М. , Леонтьев В.И. 118

Выявление структурных особенностей различных типов микроструктур на месторождении Антей с помощью специальной методики микроструктурного анализа

Гусева А.С. , Устинов С.А., Петров В.А. 120

Вертикальное распределение глинистых минералов в породах фундамента уранового месторождения Антей-Стрельцовское (Забайкальский край)

Доржиева О.В., Крупская В.В., Закусин С.В. , Сахаров Б.А., Андреева О.В. 124

Четные изотопы урана в кимберлитах, вмещающих и перекрывающих породах Золотицкого рудного поля (Архангельская алмазоносная провинция)

Дружинин С.В., Яковлев Е.Ю., Киселев Г.П., Зыков С.Б. 127

Об опыте расчёта баланса веществ в пределах метасоматических зон проявлений зон Джекондинская и Бирская-I Эльконского рудного узла (Центрально-Алданский рудный район)

Дытченко А.Г., Леонтьев В.И. 131

Генетическое значение данных по окисляемости вмещающих пород урановых месторождений Витимского района (Бурятия)

Евдокимова А.А. 133

Изучение фазовых отношений и получение кристаллов в системе Pt-Bi-Te

Евстигнеева П.В., Чареев Д.А.[1], Никольский М.С., Некрасов А.Н., Vymazalová A. 137

Боросиликатный гигант - Дальнегорское месторождение датолитовых руд: геология, этапность и условия формирования продуктивных минеральных ассоциаций (Российская Федерация)

Елисеева О.А., Раткин В.В. 141

^{190}Pt – ^{4}He возраст сперрилита из зоны гипергенеза сульфидных руд Мончегорского расслоенного интрузива

Еременко Е.Г., Якубович О.В. 144

Геохимические особенности карстовых и брекчиевых руд на месторождениях Надежда и Хвойное (Центрально-Алданский рудный район).

Желобанов М.А., Попов А.К. 147

Лицевское рудопроявление урана Печенско-Аллареченского района Кольского региона

Забавчик Н.И. 149

Генетическая модель формирования Тамуньерского золоторудного месторождения, Северный Урал

Замятина Д. А. 152

Элементы-примеси в пирите Мутновского Au-Ag-полиметаллического месторождения (Южная Камчатка) по данным LA-ICP-MS

Зобенько О.А., Абрамова В.Д., Округин В.М., Философова Т.М. , Яблокова Д.А. 156

Роль MapInfo при изучении оксидных руд Тихого океана

Иванов В.В. 160

Нестандартный путь эволюции Тургинского массива редкометальных гранитов в Восточном Забайкалье

Иванова А.А. 161

Минералого-петрографические особенности вмещающих метабазитов золоторудного месторождения Петропавловское, Полярный Урал

Иванова Е.С., Иванова Ю.Н. 163

Сорбция ионов Cu (II) из водных растворов с pH 4,5 бентонитовой глиной, модифицированной Кеггин-катионами

Изосимова Ю.Г., Гурова И.А. 167

Модель рудообразующей системы золото-сульфидного месторождения Радужное (КБР, Россия)

Кайгородова Е.Н. 170

Моделирование постмагматических процессов на примере пород Тикшеозерского массива

Калинин Г.М., Ковальская Т.Н., Варламов Д.А., Шаповалов Ю.Б., Котельников А.Р[1] 175

Реконструкция особенностей деформационных процессов и палеогеографии западной части Южного Верхоянья в предсреднерифейское и предвендское время.

Калинин М.А., Худолей А.К., Казакова Г.Г. 176

К вопросу о высоких концентрациях урана и тория в лампрофирах Алтае-Саянского региона

Кенесбаев Б.К., Васюкова Е.А. 179

Циркон и рутил в габбро-пегматитах Боярского массива Беломорской провинции Фенноскандии: морфология, внутреннее строение, геохимия

Кервинен А.В., Ковальчук Е.В., Степанова А.В. 182

Изотопный состав гелия и аргона в базальтах мокулаевской свиты (Талнахский рудный узел)

Кетров А.А., Халенев В.О., Радько В.А., Ситников В.В. 185

Золоторудные ассоциации и формации Чадакского рудного поля (Восточный Узбекистан)

Кирезиди С.В. 189

Новые данные о коренной (Pb-Zn-Ag-Rh) рудоносности центральной части Алданской антеклизы, Центральная Якутия: состав руд и закономерности размещения

Козлов Г.А., Терехов А.В. 193

Массивные и брекчиевые руды Удоканского месторождения (Северное Забайкалье)

Козлов Ю., Котов А.А, Кулаков Ф.В., Мурашов К.Ю, Гонгальский Б.И. 196

Железистые и железомарганцевые образования Восточно-Сибирского моря

Колесник А.Н, Колесник О.Н, Ярощук Е.И 200

Поймы рек в зоне Чернобыльской аварии как потенциально радиационно опасный объект (на примере Плавского радиоактивного пятна)

Комиссарова О.Л., Иванов М.М., Кошовский Т.С. 203

О стратегии металлогенических исследований протерозойского габбродолеритового магматизма Карелии на примере интрузива Мотко

Коневин К.А.....207

Геолого-геохимические особенности пород трапповой формации западной части Нирюнгдинской мульды, Сибирская платформа

Коршунов Д.М. Криволуцкая Н.А. Нестеренко М.Р.Лапковский А.А. Сидоренко И.П. 209

Состав и U-Pb возраст циркона из проявления Ичетъю и Пижемского месторождения (Средний Тиман)

Красоткина А.О., Макеев А.Б., Скублов С.Г. 213

Самородное золото медных руд Абдрахимовского рудного поля

Кудаева Ш.С., Калинин К.Б. Округин В.М. 217

Вкрапленная минерализация золоторудного месторождения Хангалас (Яно-Колымский золотоносный пояс)

Кудрин М.В. 221

О работе экспедиции ИГЕМ РАН в Каларском районе Забайкальского края

Кулаков Ф.В. , Мурашов К.Ю. , Котов А.А., Козлов Ю.А., Гонгальский Б.И. 224

Sr–Nd-O изотопный состав клинопироксена из мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция, Россия)

Лебедева Н.М., Носова А.А., Каргин А.В. , Тихомирова Я.С. , Костицын Ю.А. 228

Золото-теллуридная рудная формация Центрального Алдана (Южная Якутия)

Леонтьев В.И., Бушуев Я.Ю. 233

Сульфиды в карбонатит-фоскоритовом комплексе Ковдорского массива

Маркович Д.И., Жиров Д.В., Сорохтина Н.В. 235

Минеральные ассоциации в массивных и «медистых» сульфидных рудах Октябрьского месторождения, Талнах

Марфин А.Е. 239

Цирконы с возрастом 2,85 млрд лет в составе вещественных комплексов Ветреного пояса (Юго-Восток Фенноскандии)

Межеловская С.В., Межеловский А.Д. 242

Оценка потенциала бокситоносности провинции Фута-Джалон-Мандинго (Западная Африка)

Мелькин А.А., Макарова М.А., Ковалив Я.О., Шипилова Е.С. 246

Создание модели трещинно-поровой структуры массива месторождения Антей (ЮВ Забайкалье)

Минаев В.А., Нафигин И.О., Петров В.А., Полуэктов В.В.....250

О природе хромит-платиновых минерализованных зон клинопироксенит-дунитового Каменушинского массива на Среднем Урале

Минибаев А.М. 255

Влияние навыков на результаты геологических исследований в контексте герменевтического понимания геологического познания

Миронов В.А.....259

Благороднометалльная минерализация, рудоконцентрирующие минералы Серебрянского Камня

Михайлов В.В., Степанов С.Ю. 263

Применение алгоритмов компьютерного зрения для автоматизации структурногеоморфологического метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим

Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. 267

Природа изменения окраски горного хрусталя, имплантированного ионами железа и ванадия

Мухаметшин А.В., Лопатин О.Н. , Вагизов Ф. Г. , Хайбуллин Р.И[2]. 270

ГИС-проект ROSA: база данных и веб-сервис

Одинцова А.А. 273

Особенности состава пород наземных техногенных массивов Западной Якутии

Опарин Н.А., Легостаева Я.Б. 274

Особенности геологического строения Бурал-Сардыкского месторождения кварцитов

Очирова Э.А., Аюржанаева Д.Ц., Федоров А.М., Непомнящих А.И 279

Pt-Fe интерметаллиды из россыпей, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А. 281

Комплексный подход при геологическом изучении разновозрастных лавовых потоков на примере вулканитов Казбекского центра (Большой Кавказ)

Парфенов А.В. 285

Комплексные беспилотные аэрогеологические съемки и их влияние на методологию рудной геологоразведки 288

Паршин А.В., Морозов В.А., Тарасова Ю.И. 288

Ильменит из ксенолитов кимберлитов трубки им. В. Гриба: вариации состава, происхождение

Пересецкая Е.В., Каргин А.В., Сазонова Л.В., Носова А.А. 291

Мышьяк в гидротермальных рудах острова Матуа (Курильские острова)

Плутахина Е.Ю., Кудаева Ш.С. 295

Результаты имитационного моделирования процессов экологически сбалансированного освоения месторождений с использованием программного комплекса Micromine

Радченко Д.Н., Залевская К. Н. 299

«ЮГК» при вовлечении в отработку техногенного сырья

Радченко Д.Н., Цупкина М.А., Залевская К. Н. 302

Результаты изотопного изучения вольфрамовых месторождений южного складчатого обрамления Сибирской платформы

Рампилов М.О., Рипп Г.С., Смирнова О.К., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Посохов В.Ф. 304

Особенности вековой вариации геомагнитного поля на обсерваториях Михнево, Бельск и Борок

Рябова С.А. 307

Особенности формирования современных месторождений урана в почвенно-торфяных отложениях в Забайкалье

Сащенко А.В. Стародубов А.В. , Киселев А.А. 309

Строение и разновидности брекчий золото-меднопорфирового месторождения Малмыжское (Хабаровский край) на примере участка Свобода

Свистунов В.В. 313

Структурно-вещественные модели трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская» (Якутская алмазоносная провинция)

Серебряков Е.В., Гладков А.С. 316

Вариации изотопного состава неодима по разрезам "критического горизонта" г. Нюд (Мончегорский ультрамафит-мафитовый плутон, Кольский полуостров)

Серов П.А., Кунакузин Е.Л., Стешенко Е.Н., Борисенко Е.С., Екимова Н.А. 320

Гранаты из базитов интрузии Кувалорог (Камчатский Срединный Массив, Камчатка, Россия)

Соловьев К.А., Светлицкая Т.В. 324

Особенности генезиса корундовых плагиоклазитов - кыштымитов Южного Урала, Россия

Филина М.И., Сорокина Е.С., Рассомахин М.А., Кононкова Н.Н., Орлова А.В. 328

Рудопроявление Кызык-Чадр (Республика Тыва) – перспективный объект меднопорфирового типа

Старостин И.А., Авилова О.В., Андреев А.В., Гирфанов М.М. 330

Минералого-геохимические особенности метасоматитов, развитых по гранитам даек в Северной части Берёзовского рудного поля (Средний Урал)

Степанов С.Ю., Шагалов Е.С., Кутырев А.В. 333

Характеристика эталонной коллекции вмещающих пород руд апатит-карбонатного месторождения

Степанова К.Д.....337

Вещественный состав сланцевых отложений ходоканской свиты (Ходоканский рудный узел, Нечерское поднятие, Бодайбинский район)

Степченко В. В. 340

Аномальные газогеохимические поля и повышенные концентрации металлов в осадках Тонкинского залива (Вьетнам)

Сырбу Н.С. 344

Структурная и геохимическая характеристика месторождение Красное (БайкалоПатомское нагорье)

Тарасова Ю.И. , Будяк А.Е. , Чугаев А.В. 350

Минералого-геохимические особенности рудоносных углеродистых сланцев Рыльской структуры КМА как показатель их генезиса

Токарева В.А., Кузнецов В.С., Абрамов В.В. 352

Структурно-химическое состояние примеси серебра и индия в синтетических сфалеритах по данным рентгеновской спектроскопии поглощения

Трофимов Н.Д., Филимонова О.Н., Ковальчук Е.В., Абрамова В.Д., Квашина К.О., Чареев Д.А., Никольский М.С., Евстигнеева П.В., Згурский Н.А., Тагиров Б.Р. 356

Микроструктурный подход реконструкции путей миграции рудоносных флюидов на примере молибден-уранового месторождения Антей, юго-восточное Забайкалье

Тубольцев И.С., Устинов С.А., Петров В.А. 360

Породы руч. Скалистого харбейского метаморфического комплекса и приуроченная к ним рудная минерализация (Полярный Урал)

Уляшева Н.С. 364

Возможности и перспективы развития специальной методики микроструктурного анализа

Устинов С.А., Петров В.А. 367

Pt в металлургическом переделе на примере Cu-Ni массивной сульфидной руды

Федоров С.А., Шваб Е.А., Амдур А.М., Готтман И.А., Проскурякова А.С. 371

Ag минерализация в аргиллитах Кирченовского месторождения (Забайкалье)

Федоров С.А., Якимов Т.С., Проскурякова А.С.....375

Структурно-химическое состояние «невидимого» золота в мышьяковистом пирите по результатам изучения природных и синтетических кристаллов методом рентгеновской спектроскопии поглощения

Филимонова О.Н., Тригуб А.Л., Никольский М.С., Ковальчук Е.В., Абрамова В.Д., Ровеззи М., Белогуб Е.В., Викентьев И.В., Тагиров Б.Р. 379

Эволюция химического состава высокотитанистого калиевого амфибола из агпаитовых сиенитов Кольского полуострова, Россия

Филина М.И., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н. 383

Модифицирование поверхности минералов при воздействии наносекундных импульсов высокого напряжения

Хабарова И.А. 386

Закономерности распределения естественных радионуклидов (K, Ra, Th) в докембрийских метаморфических комплексах Татарского свода

Хайртдинова Л.Р. 388

Блёклые руды Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал)

Целуйко А.С.....390

Силикатные включения в хромшпинелидах малосульфидных ЭПГ-руд интрузии Норильск-1

Чайка И.Ф., Изох А.Э., Каменецкий В.С., Житова Л.М. 394

Создание базы данных геологической информации для моделирования в горногеологических информационных системах

Черемисин А.Е.....398

Особенности сульфидной минерализации золоторудного месторождения Дражное (Республика Саха (Якутия)).

Чикатуева В.Ю. 400

Минералообразование в термальных источниках Нижне-Кошелевского месторождения (Камчатка)

Шанина В.В., Бычков А.Ю.....403

Золотоносные флюиды Благодатного месторождения (Енисейский кряж, Россия): по данным изучения флюидных включений в кварце

Шапаренко Е.О. 407

Структурно-тектонические факторы процессов рудообразования жильных месторождений золота

Шарафелдин Х. Э., Васильев Н.Ю., Верчеба А.А 409

Особенности поведения микроэлементов в латеритных корах выветривания

Макарова М.А., Шипилова Е.С., Бочарникова Ю.И ., Ковалив Я.О., Мелькин А. 413

Скрытые проявления кислого магматизма в медленно-спрединговой габбро-перидотитовой ассоциации (рудный узел Ашадзе, Центральная Атлантика)

Шолухов К.Н., Борисовский С.Е., Жиличева О.М., Перцев А.Н. 417

Хромшпинелиды Кемпирсайского ультрамафитового массива: вещественный состав и вопросы генезиса (Южный Урал)

Юричев А.Н. 420

Минеральный состав руд проявлений Топь и Лучик, Баимская зона, Западная Чукотка

Юсупова А.В.....423

Минералогические особенности кор выветривания Томь-Яйского междуречья

Янченко О.М. 426

Металлогеническая характеристика и перспективы освоения района Куйтунской вулканотектонической структуры (юго-восточное Забайкалье)

Яровая Е.В., Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. 430

Этапность рудообразования на подводных вулканических постройках Японского моря

Ярощук Е.И., Колесник О.Н., Астахова Н.В. 434

Geochemical behaviour of trace and rare earth elements during hydrothermal alteration at El Sela shear zone, Egypt

Ahmed El Sayed Abdel Gawad.....439

Application of statistical analysis to predict the depth of ore occurrences in the Cho Don - Cho Dien mining area

Nguyen Duy Hung , Ignatov P.A, Nguyen Phuong 443

Тезисы докладов пленарных лекций

Академик Николай Алексеевич Шило (1913 – 2008)

Лаломов А.В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, lalomov@mail.ru*

7 апреля 2018 г исполнилось 105 лет со дня рождения академика Николая Алексеевича Шило - создателя современного учения о россыпных месторождениях и крупного организатора российской науки.

Портрет академика Н.А. Шило

Н.А. Шило родился в г. Пятигорске. В 1932 г. он поступил в Ленинградский горный институт, а в 1937г, получив диплом горного инженера-геолога, начал работать в геологоразведочной отрасли на Северо-Востоке страны.

Здесь начался долгий жизненный путь Николая Алексеевича – от прораба-геолога до руководителя россыпных разведок Северо-Восточного геологического управления, организатора и руководителя первых на северо-востоке научно-исследовательских институтов (ВНИИ-1, СВКНИИ) и Председателя Дальневосточного отделения АН СССР (1978-1985 гг.).

В годы войны Николай Алексеевич непосредственно участвовал в открытии и разведке уникальных золотых россыпей Северо-Востока, чем внес неоценимый вклад в победу Советского Союза в Великой отечественной войне: если собрать золото открытых им месторождений, то получится колонна 1м на 1м на 27 метров в высоту – это примерно 3240 купленных по ленд-лизу танков «Шерман».

Важнейшими этапами становления Н.А.Шило как крупнейшего специалиста в геологии россыпей и металлогении Тихоокеанской провинции в целом стали получение им степени кандидата геолого-минералогических наук (1953 г), доктора наук и профессора (1964 г.), избрание членом-корреспондентом АН СССР, а с 1970 г – академиком АН СССР.

Основное направление научных исследований Н.А.Шило – геология россыпных месторождений. Начав работать в этой области под влиянием идей Ю.А.Билибина, в последующем он стал безусловным лидером отечественной школы геологии россыпей. Его научные разработки на многие годы обеспечили мировой приоритет отечественной геологии россыпных месторождений. Благодаря исследованиям Н.А. Шило и его учеников россыпные полезные ископаемые до сих пор занимают видное место среди других типов месторождений минерального сырья. Настольными книгами геологов-ученых и геологов-практиков стали работы «Основы учения о россыпях» (1981 г.) и «Учение о россыпях» (2002 г).

Помимо россыпной геологии, весьма значителен вклад Н.А. Шило в изучение геодинамики и металлогении вулканогенных поясов, в первую очередь Тихоокеанской системы приматериковых вулканогенных поясов с их золото-серебряной и серебряной металлогенической специализацией. Он предложил новую магмо-флюидно-газовую модель этой планетарной системы, связанной с единым источником, функционирующим с мела – верхнемантийной абиссальной зоной Тихоокеанского сегмента. Следствием этих работ явилось открытие золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, ресурсный потенциал которого продолжает раскрываться и сегодня. Это открытие было отмечено присуждением Н.А.Шило и возглавляемому им коллективу Государственной премии.

В связи с избранием членом Президиума АН СССР в 1985 г., а затем переходом на работу в качестве Советника Президиума АН СССР, начинается «московский» период жизни Н.А.Шило. На основании Постановления № 100 Бюро ОГГГГН АН СССР от 26.06.1987 г. в ИГЕМе была создана группа россыпей, руководство которой было поручено Николаю Алексеевичу. Помимо решений фундаментальных и прикладных задач, на группу была возложена координация работ по геологии россыпей в рамках АН СССР. Созданный академиком Н.А.Шило коллектив продолжает работу в заданном направлении по настоящее время.

Академик Н.А. Шило являлся лауреатом государственной премии СССР, орденов Ленина, Октябрьской Революции, Трудового Красного Знамени и Героем социалистического труда.

Математическое моделирование процессов переноса в геосфере: проблемы, методы, значение

Мальковский В.И.[1,2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, malk@igem.ru*
[2]*РХТУ им. Менделеева г. Москва*

Перенос вещества и энергии в земной коре играет определяющую роль во многих процессах, результаты которых имеют большое практическое значение. К таким процессам можно отнести формирование рудных месторождений, распространение экологически опасных веществ из зоны загрязнения подземными водами и пр. Для определения характеристик таких процессов (например, глубины рудоотложения, формы и объема рудного тела, дальности переноса загрязнителя и его концентрации) одним из наиболее эффективных методов является математическое моделирование, т.е. описание рассматриваемого процесса системой дифференциальных и алгебраических уравнений и получение решения этой системы уравнений. Это в значительной степени обусловлено тем, что процессы переноса вещества и энергии в геологической среде во многих случаях протекают очень медленно в т.н. геологическом временно*м* масштабе. Поэтому количественные характеристики этих процессов не всегда можно определить путем исследований в лабораторных или полевых экспериментах. Основной механизм перераспределения элементов в земной коре – их конвективный перенос флюидами.

Флюиды – жидкие и газообразные растворы, движущиеся по системам связанных пор и трещин в породах. Конвекция (от лат. convectio – перемещение) – механизм переноса вещества и энергии, обусловленный движением самой среды переноса.

В зависимости от типа движущих сил, обеспечивающих перемещение среды переноса, конвекция флюидов бывает вынужденной и свободной. Вынужденная конвекция может быть обусловлена либо избыточным давлением флюида в области источника, либо разностью высот областей питания и разгрузки флюида. Свободная конвекция обусловлена неоднородной плотностью флюида, например за счет разности температур (более нагретый и более легкий флюид движется вверх, замещаясь более холодным и тяжелым) или солености. Помимо влияния на течение флюидов распределение температур, определяемое процессами теплопереноса, может воздействовать на отложение элементов. Таким образом, общие модели процессов переноса должны включать в себя в виде составных частей модели течения флюидов и переноса вещества (массопереноса) и тепловой энергии (теплопереноса). В математической формулировке эти модели, как правило, имеют вид уравнений в частных производных. Решение такой системы в большинстве случаев получают методами вычислительной математики с использованием компьютеров.

На характер течения флюидов помимо движущих сил большое влияние оказывают свойства пород и, в частности, проницаемость – способность пород пропускать флюиды. Ее распределение в массиве пород может быть очень неравномерным в зависимости от текстуры пород и наличия разрывных нарушений. Значительное влияние на характер течения флюидов и, следовательно на процессы рудообразования оказывают разломы, проницаемость которых может на несколько порядков превышать проницаемость вмещающих пород. В разломах, фокусирующих поток флюидов, существенно интенсифицируются (по сравнению со вмещающими породами) процессы тепло- и массопереноса, что может оказывать определяющее влияние на формирование рудных месторождений.

Одной из важнейших областей применения математического моделирования процессов переноса в земной коре является геоэкология. Как и в природных процессах, распространение техногенных загрязнений в геологической среде в определяющей степени зависит от переноса

загрязняющего вещества одним из видов флюидов – подземными водами. Определение скорости распространения загрязнения имеет большое практическое значение. Например, степень опасности радиационного загрязнения зависит от того, успеет ли концентрация радионуклидов в подземных водах снизиться за счет радиоактивного распада до безопасного уровня за время движения подземных вод от источника загрязнения до разгрузки на земную поверхность. Периоды полураспада многих радионуклидов превышают тысячи лет. Следовательно, для оценки опасности их содержания в загрязненных водах надо каким-то образом получить надежный прогноз миграции этих радионуклидов на интервал времени, сравнимый с периодом полураспада. Обоснованный прогноз на такой период времени можно получить только расчетным путем, т.е. путем математического моделирования. Следует учитывать, что радиоактивный распад в загрязненных подземных водах может привести к значительному тепловыделению и соответствующему уменьшению плотности нагревшихся загрязненных вод. Наличие в загрязнении существенной нерадиоактивной компоненты и, следовательно, более высокая соленость, напротив, приводит к увеличению плотности загрязненных вод. Наличие таких противодействующих движущих сил зачастую приводит к очень сложному характеру распространения загрязнения.

При математическом моделировании процессов переноса в земной коре наряду с разработкой самой модели значительную сложность представляет определение исходных данных для моделирования – распределения проницаемости и других физических свойств пород (пористости, теплопроводности, удельной теплоемкости, сорбционных свойств по отношению к загрязняющему веществу). Следует учитывать, что объектом исследования является подземная среда, характеристики которой достоверно определяются лишь по данным разведочного бурения, изучения кернового материала, тестовых исследований в скважинах. Каким образом изменяются свойства пород и флюида в пространстве между скважинами, можно только предполагать на основании опыта, геологической интуиции и теоретических оценок. Этим обусловлена проблема анализа неопределенностей модели. Возможно, в дальнейшем развитие геофизических методов исследования подземной среды позволит найти эффективные способы решения этой проблемы.

Лекция рассчитана на специалистов, которые занимаются разработкой количественных (в основном численных) моделей флюидного тепломассопереноса в гидротермальных рудообразующих системах.

Особенности структурно-вещественных преобразований горных пород в зонах локализованных деформаций

Морозов Ю.А.[1]

[1]*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, morozov@ifz.ru*

Целенаправленное инструментально-аналитическое изучение особенностей структурно-вещественных преобразований в зонах локализованных деформаций, происходящих обычно в земной коре в геомеханических обстановках сдвига, транспрессии или транстенсии охватывает широкий круг проблем, решаемых на стыке геологии, петрологии, сейсмологии и геомеханики. Объектами исследования являются деформационные фации (тектониты, сейсмиты) пород разного исходного генезиса и вещественного состава, возникшие и эволюционирующие в условиях повышенных параметров давления, температур, нормальных и касательных напряжений, скорости деформаций, флюидного режима. К ним в первую очередь относятся продукты преобразований в зонах сейсмогенных разломов, возникшие на разных глубинах при сейсмических скоростях динамической подвижки (порядка 1-5 м/сек), такие как глинки трения, пленки зеркал скольжения, катаклазиты, милониты, псевдотахилиты. Их изучение в местах непосредственного выхода зоны динамической подвижки на поверхность, на более глубоких уровнях при вскрытии активных разломов буровыми скважинами-обсерваториями, или в древних разрывных зонах, формировавшихся на разных глубинах в земной коре, а ныне выведенных тектоникой и эрозией на дневную поверхность, открывает немалые новые возможности в исследовании не только сейсмических явлений (оценка кинематики смещения, динамики подвижки, глубинности проявления, механизмов ослабления и упрочнения в разломе), но и сопутствующих процессов метаморфизма, метасоматоза, плавления, рудогенеза. Здесь, по сути дела, решается своего рода обратная задача, когда по результату проявленного деформационного процесса делается попытка реконструкции геомеханических условий реализации динамической подвижки и рассматриваются ее следствия с точки зрения оценки энергетический баланса и термодинамических параметров минеральных преобразований, объемных эффектов, особенностей перераспределения вещества, флюидного режима. Эти процессы иллюстрируются на примерах разломных глинок трения по аркозовым песчаникам и псевдотахилитам по ним и по метапсаммитам аркозового типа, а также по углерод-содержащим породам – шунгитам и черным сланцам, представляющим приповерхностные горизонты земной коры в интервале глубин 3-12 км.

Изоморфные примеси в природных алмазах

Титков С.В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, titkov@igem.ru*

Изоморфизм в природных алмазах в некотором смысле уникален. В их кристаллическую структуру может входить незначительное количество элементов, что связано с очень малыми размерами атомов углерода и большой силой связи в структуре алмаза. Но два основных элемента, которые способны образовывать изоморфные замещения в алмазе, - азот и никель - формируют десятки разнообразных по строению дефектов в его простой координационной структуре.

В настоящем докладе будут рассмотрены основные изоморфные примеси природных алмазах, которые были установлены с использованием спектроскопических методов, и прежде всего ЭПР-спектроскопии.

Основной изоморфной примесью в природных алмазах является азот. Самым распространённым является парамагнитный центр P1 (оптический аналог - центр C), представляющий собой одиночный атом азота, изоморфно замещающий углерод в структуре алмаза. Как показали экспериментальные исследования, при высокотемпературном отжиге или при росте при повышенных температурах (<1600º C) происходит образование более сложных агрегированных парамагнитных центров P2 (N_3-V), а так же непарамагнитных в основном состоянии центров A (N-N) и B (N_4-V) (см. Надолинный, 2004). В подавляющем большинстве природных кристаллов резко преобладают именно высокотемпературные центры, что отражает кристаллизацию алмазов при высоких температурах или длительный отжиг в условиях верхней мантии. Основное внимание исследователей было направлено на изучение этого процесса агрегации азотных примесей.

Однако как показали проведённые исследования (Минеева и др., 2009), состояние изоморфных примесей азота является так же индикатором посткристаллизационных процессов пластической деформации, испытанной большинством кристаллов природных алмазов в процессе их транспортировки с больших глубин к поверхности Земли кимберлитовыми и лампроитовым магмами. Под влиянием пластической деформации в алмазах разновидности I по классификации Ю.Л.Орлова, сложенных октаэдрическими секторами роста, происходило разрушение распространенных A-центров (два изоморфных атома азота в соседних структурных позициях) с образованием целой серии разнообразных азотсодержащих парамагнитных центров, в которых два атома азота удалены друг от друга на различные расстояния в структуре, – N1 (N-C-N^+), N4 ([N-C-C-N]$^+$), W7 (N-C_2-C_2-N^+), M2 (N-C_2-C_4-C_2-N^+), M3 (N-C-C-C-N^+). Кроме того имело место присоединение азотных примесей к деформационным дислокациям с образованием центров N2 и к деформационным вакансиям с формированием центров H3, H4, 575 нм.

Вместе с тем в природных пластически деформированных алмазах кубического габитуса разновидности II дислокационные деформационные центры N2 и центры, образующиеся при разрушении основных азотных центров A, не были установлены. При этом в них были выявлены весьма необычные парамагнитные центры M4, M5 и M6, в которых два атома азота находятся на значительном расстоянии в структуре и разделены между собой 7-9 атомами углерода (Минеева и др., 2013).

Изоморфные примеси никеля так же, как и азота, образуют большое количество разнообразных центров в структуре природных алмазов. В центрах, наблюдавшихся первоначально в синтетических алмазах, никель входит в структуру алмаза в положение двойной вакансии в комплексе с двумя (NE1, NE5), тремя (NE2, NE3) и четырьмя атомами азота (NE8) (см. Надолинный, 2004). При этом в природных кристаллах наблюдаются только высокотемпературные высокоагрегированные никелевые центры, что согласуется и с основной

формой нахождения изоморфных примесей азота в структуре алмаза. В природных кристаллах так же были выявлены никелевые центры не наблюдавшихся ранее в синтетических образцах - M1 (ион Ni^+ в интерстиции в комплексе в акцептором, предположительно - B или Al), M7 (ион Ni^+ в комплексе с одним атомом азота) и MP1 (Ni^- в замещающем положении в паре с N^+ в четвертой координационной сфере) (см. Titkov et al., 2015).

Изоморфные примеси других элементов характерны для алмазов кубического габитуса разновидности II, которые редко встречаются в кимберлитах, но широко распространены (до 25 %) в россыпях северо-востока Сибирской платформы с неустановленными коренными источниками. В них была выявлена характерная ассоциация парамагнитных центров OK1, N3 и W1 (Минеева и др., 2013). Парамагнитные центры OK1 и N3 согласно моделям М.Е.Ньютона с соавторами и Дж.А.Вика с соавторами (см. Минеева и др., 2013) содержат в своём составе помимо атома азота один изоморфный атом кислорода и представляют собой цепочки C-N-C-O-C и C-N-O-C в направлении ‹110› в плоскости {110} структуры. Очень редкий центр W24 согласно предложенной модели образован двумя изоморфными атомами фосфора в соседних структурных позициях (Titkov et al., 2015).

Примеси водорода фиксируются с использованием метода ИК-спектроскопии в подавляющем большинстве природных алмазов как первой, так и второй разновидностей. Хотя форма нахождения водородных примесей в структуре природных алмазов пока окончательно не установлена.

Таким образом, в наиболее широко распространённых на всех кимберлитовых, лампроитовых и россыпных месторождениях в алмазах разновидности I основными примесями являются N, Ni и H. Присутствие ассоциации этих элементов, и прежде всего никеля, а также высокотемпературные формы нахождения как N, так и Ni в структуре свидетельствуют в пользу гипотезы кристаллизации алмазов в мантийных условиях из глубинных флюидов системы C-H-O, составной частью которых были азот и переходные металлы Ni и Fe (Taylor, Green, 1988). Хотя механизм выделения алмазной фазы является предметом обсуждения, большинство исследователей считают, что основную роль при этом играли окислительно-восстановительные реакции, происходившие при взаимодействии флюидов с мантийными породами перидотитового и эклогитового составов, находящимися в более окисленном состоянии.

Вместе с тем в алмазах разновидности II, помимо изоморфных примесей N, Ni и H присутствуют изоморфные примеси других элементов - O и P, согласно предложенным моделям для образованных ими парамагнитных центров. Это свидетельствует о том, что кристаллизация алмазов второй разновидности происходила в специфических физико-химических условиях. Ю.Л.Орлов ещё в 1977 году указывал на полигенез алмазов, добываемых из кимберлитов (Орлов, 1977). Он полагал, что каждая выделенная им разновидность природных алмазов может быть связана с определённым типом мантийных пород. С учётом современных данных можно предполагать, что образование разновидностей алмазов отражает различные стадии взаимодействия глубинных флюидов с различными породами литосферы. По-видимому, образование алмазов разновидности II происходило на поздних стадиях взаимодействия глубинных флюидов с мантийными породами, когда повышалась фугитивность кислорода в алмазообразующей системе.

Минеева Р.М., Титков С.В., Сперанский А.В. Структурные дефекты в природных пластически деформированных алмазах по данным ЭПР-спектроскопии // Геол. рудн. месторождений. 2009. Т. 51. № 3. С. 261-271.

Минеева Р.М., Зудина Н.Н., Титков С.В., Рябчиков И.Д., Сперанский А.В., Зудин Н.Г. ЭПР-спектроскопия алмазов кубического габитуса из россыпей северо-востока Сибирской платформы: новый тип азотных центров // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 6. С. 695-699.

Надолинный В.А. Электронный парамагнитный резонанс алмазов // Изучение алмазов в геологоразведочном комплексе. Отв. ред. Н.Н.Зинчук. Якутск: ЯФ ГУ «Изд-во СО РАН», 2004. С. 184-210.

Орлов Ю.Л. Полигенез и типоморфизм алмаза в кимберлитовых месторождениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 11. С. 64-73.

Titkov S.V., Mineeva R.M., Zudina N.N., Sergeev A.M., Ryabchikov I.D., Shiryaev A.A., Speransky A.V., Zhikhareva V.P. The luminescent nature of orange coloration in natural diamonds: optical and EPR study // Phys. Chem. Miner. 2015. V. 42. Iss. 2. P. 131-141.

Taylor W.R., Green D.H. The role of reduced C-O-H fluids in mantle partial melting // Kimberlites and related rocks. Ed. J. Ross. Geol. Soc. Australia Spec. Publ. №14. 1988. V. 1. P. 592-602.

Platinum-group minerals, why and where and the experimental study

Anna Vymazalová[1], František Laufek[1], Marek Tuhý[1,2]

[1]*Czech Geological Survey, Geologická 6, 152 00 Prague 5, Czech Republic, anna.vymazalova@geology.cz*
[2]*Faculty of Science, Charles University, Albertov 6, 128 43 Prague 2, Czech Republic*

The Platinum-group elements (PGE) are of significant technological importance. The PGE are used primarily in industrial applications (e.g. catalysts) and have become widely established in chemical, electrical, and electronic engineering. About of 50 % of world production of Pt and Pd is used in automobile industry. The PGE exhibit various interesting physical, chemical and structural properties that place these compounds at the interface of chemistry, mineralogy, solid-state physics and material science. Therefore, there is still a demand for exploration and mining and to advance the understanding of the natural process that lead to their formation.

Up to date, there are 139 known Platinum-group minerals (PGM), approved by the Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) of the International Mineralogical Association (IMA). All known PGM (109) recognized by 2002 are summarized in Cabri 2002, additional 23 PGM described since 2002 up to 2017 are listed in Vymazalová and Chareev (2018), and up to now, according to our best knowledge, another 7 PGM were approved by the CNMNC. Among known 139 PGM there are: 71 Pd-dominant, 32 Pt-dominant, 13 Ir-dominant, 13 Rh-dominant, 6 Ru-dominant and 4 Os-dominant. The type localities are geographically located world-wide: 50 – Russia; 16 – JAR; 15 – China; 12 – Canada; 11 – USA; 7 – Brazil; 4 – in Colombia and 4 – in D.R. Congo; 3 – Finland, 2 - in Ethiopia, Indonesia, Papuaa New Quinea, and Greenland; 1 – has a type locality in Argentina, Bulgaria, Czech Republic, Dominican Republic, Germany, France (Guyana), Japan, Serbia, UK.

There is still a significant number of PGM that require re-examination, re-definition or additional data for better characterization, in particular, in terms of ideal formula and crystal structure. The main reason for the lack of insufficient identification of PGM is their mode of occurrence (as minute inclusions), intergrowths with other PGM, often embedded in base-metal sulphides and in most cases of very rare occurrence. Therefore, in some cases further studies of synthetic analogues including crystal structure determination of PGM are desirable, ideally with natural minerals being investigated at the same time. Among recently described PGM the synthetic analogues were used in the description of the following mineral species: milotaite, pašavaite, jacutingaite, zaccariniite, lukkulaisvaaraite, kojonenite, palladosilicide, norilskite, kravtsovite, vymazalováite, thalhammerite, mitrofanovite and nipalarside.

The Grant Agency of the Czech Republic (project No. 18-15390S) is greatly acknowledged.

Cabri, L.J. (2002): The Platinum-group minerals. In: Cabri, L.J. (ed.) The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements, CIM Special Vol. 54, 177-210

Vymazalová, A. – Chareev, D. (2017): Experimental Aspects of Platinum-Group Minerals. In Mondal, S.K., Griffin W.L. (Eds) Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas through Space and Time, Elsevier, Amsterdam, pp 303-345. ISBN 978-0-12-811159-8.

An overview of completed and ongoing projects of Allseas in 2018

Verichev S.N. [1], Kavelin K.G.[1]

[1]*Allseas Engineering B.V., svh@allseas.com, kka@allseas.com*

The future deep sea mining technology, which is being currently developed all over the world, will be generally based on a number of existing technologies such as offshore oil and gas, dredging and offshore mining technologies. Obviously, a vast majority of experience already gathered by offshore contractors will be applicable in one or another way to such new areas as deep sea mining.

Allseas operates a versatile fleet of specialised heavy-lift, pipelay and subsea installation vessels. Our vessels are designed in-house and equipped with cutting-edge technology that allows us to push the boundaries of heavy-lift, pipelay and subsea installation even further. Below we present a short overview of completed and ongoing projects.

Johan Sverdrup Development (Phase 1) – Drilling platform (DP) topsides installation

Pioneering Spirit's first installation job covers three platform topsides, weighing between 18,000 t and 26,000 t, in Statoil's Johan Sverdrup field.

- First of the three topsides, 22,000 t DP, was installed in June 2018
- Topsides set down on 8-legged steel jacket standing in 110 m water depth
- The 147 m high topsides transferred by barge to Pioneering Spirit in Bømlafjorden at Stord, Norway
- 11 hours sail to Johan Sverdrup field, Norwegian North Sea
- Installation (move-in to 500 m zone, position around jacket, set down of topsides & move out of 500 m safety zone) took 3 hours – the fastest ever installation of a large, fully completed topsides
- Heaviest offshore installation executed in a single lift

Pioneering Spirit will install the 26,000 t process platform (PP) topsides and 18,000 t living quarters (LQ) platforms in spring 2019.

TurkStream pipeline

Dual 940-km 32-inch pipeline through the Black Sea from Anapa in Russia to Kiyiköy in Turkey where depths reach 2200 m.

- Pipelay started mid-2017, initially with *Audacia*, and thereafter *Pioneering Spirit*
- Construction is almost complete – expected November 2018
- *Lorelay* currently executing the 2 Turkish nearshore pull-ins; 2 Russian pull-ins early 2019
- *Pioneering Spirit* averaging more than 5 km per day in the second line
- *Pioneering Spirit* set a project record of 6.3 km in a day in February 2018
- Never before has such large diameter pipe (32-inch) been laid at such extreme depths (2200 m)

Nord Stream 2

Largest pipeline installation job in Allseas' history comprises twin 48-inch gas pipelines running 1230 km from Russia to Europe across the Baltic Sea.

- *Solitaire* started construction in Finnish waters in September 2018
- *Audacia* laying shallow water stretches (15-22 m) in German waters
- Average pipelay rate of 3 km per day

- Pipe is concrete-weight-coated to improve on-bottom stability
- Completed pipeline will pass through waters of Russia, Finland, Sweden, Denmark and Germany
- Some 200,000 pipe joints, weighing 4.5 million tonnes transferred to and installed by Allseas' vessels

Tulip Oil pipeline

Short-track EPIC project for North Sea pipeline in the congested Dutch sector requiring multiple crossings and trenching.

- Just 6 months between contract award and installation of the 43-km, 14-inch gas pipeline (with 2-inch piggyback) by *Lorelay* in June 2018
- Contract covered engineering, procurement, installation and commissioning of entire pipeline system
- Allseas developed new trencher for trenching scope – 30 weeks between investment decision and completion of offshore trials

Sur de Texas-Tuxpan pipeline

Allseas' first major job in Mexico, comprising a 685-km, 42-inch subsea gas pipeline along the southwestern shore of the Gulf of Mexico.

- Pipelay (by *Solitaire* and *Tog Mor*) commenced 2017 and completed end September 2018
- Included nearshore pull-ins, above water tie-in and 545 km of post-lay trenching Area prone to storms and hurricanes, so 455-km northern pipeline loop (Altamira – US border) was progressively flooded during pipelay for stability purposes
- Pre-commissioning and testing of pipeline ongoing

Leviathan pipeline

Installation of more than 500 km of multiple diameter pipelines and associated structures in water depths exceeding 1750 m offshore Israel.

- *Audacia* and *Lorelay* laid the pipeline; diameters range from 6-inch to 32-inch
- *Audacia* to install 13 pipeline end termination structures (PLETs) weighing more than 1000 t
- Pipelay included landfall pull-in of 32-inch pipe through 1.2 km, 56-inch microtunnel

Appomattox Gas project

Installation of a deep-water 24-inch oil export pipeline and 16-inch gas export pipeline in the Gulf of Mexico.

- *Solitaire* and *Audacia* installed 145 km of 24-inch and 88 km of 16-inch pipeline in water depths up to 2195 m
- Work started in 2017 and completed summer 2018

Installation included 5 PLETs in water depths up to 2195 m – few pipelay vessels capable of installing heavy structures in such water depths

Arctic.ru – специальный проект МИА «Россия сегодня»

Атанова Ю.А.[1]

[1]*МИА «Россия сегодня»*

Краткая версия:

Arctic.ru – специальный проект МИА «Россия сегодня», который стартовал 1 августа 2015 при финансовой поддержке Русского географического общества. На данный момент сайт является единственным информационным проектом федерального уровня, посвященным российскому присутствию в Арктике. Природные ресурсы и инфраструктура Северного морского пути, экономика и международное сотрудничество в Арктике, экология, сохранение культуры коренных малочисленных народы Севера, туризм и отдых в арктическом регионе – об этом и не только Вы можете узнать на Arctic.ru.

Полная версия:

Arctic.ru – специальный проект МИА «Россия сегодня», который стартовал 1 августа 2015 при финансовой поддержке Русского географического общества. На данный момент сайт является единственным информационным проектом федерального уровня, посвященным российскому присутствию в Арктике. При этом более половины посетителей сайта – это зарубежная аудитория (60,55%). Интерес проявляют жители США, Канады, Великобритании, Китая, Индии, Германии, Франции, Норвегии, Австралии и других стран.

Природные ресурсы и инфраструктура Северного морского пути, экономика и международное сотрудничество в Арктике, экология, сохранение культуры коренных малочисленных народы Севера, туризм и отдых в арктическом регионе – об этом и не только Вы можете узнать на Arctic.ru. На сайте публикуются актуальные новости и аналитические материалы, фотоленты и видео, интервью с представителями власти регионального и федерального уровней, путешественниками и исследователями, а также дневники арктических экспедиций на английском и русском языках.

На сайте активно используются новые форматы журналистики: проводятся онлайн-вебинары с учёными, в рамках которых участники могут напрямую задать интересующие их вопросы ученым; создаются уникальные игры и викторины; публикуются интерактивные инфографики и лонгриды.

Arctic.ru является информационным партнёром крупных тематических мероприятий: форум «Арктика – территория диалога», международный форум «Арктика: настоящее и будущее», федеральный арктический форум «Дни Арктики в Москве» и других.

Сайт имеет официальные аккаунты в мировых социальных сетях – ВКонтакте, Facebook, Одноклассники, а также представлен в новостных агрегаторах Google и Яндекс на русском и английском языках.

Тезисы докладов молодых учёных

Роль разломных зон в процессах магматизма и металлогении юга Малого Кавказа*

Аббасов Н.А.[1], Рустамова Р.Е.[1], Гусейнова А.Н.[2]

[1]*БГУ, Азербайджан, г. Баку, puccina2012@yahoo.com*
[2]*Институт Геологии НАНА, Азербайджан, г. Баку*

К числу наиболее важных проблем, исследуемых и решаемых геологической наукой, относится проблема происхождения и развития геологических систем разных иерархических уровней, частным случаем которых являются магматогенно-рудные системы. Особенности формирования магматогенно-рудных систем, условия локализации различных их элементов и специфика строения подчиняются определенным закономерностям, расшифровка которых способствует как выявлению новых месторождений полезных ископаемых, так и дальнейшему развитию теории рудообразования в целом. Исходя из этого, работа направлена на теоретическое обобщение особенностей строения, закономерностей размещения и условий образования золотоносных медно-порфировых, магматогенно-рудных систем юге Малого Кавказа - одного из переспективных меднопрофировых регионов Закавказья. За длительную историю изучения металлогении меди, молибдена, золота этой территории, многими исследователями выполнен большой комплекс работ по рассматриваемой проблеме. Эти работы опирались, главным образом, на постулаты геосинклинальной концепции и не учитывали соотношения между палеогеодинамикой и металлогенией золото, меди и молибдена. Лишь в последнее время появились единичные публикации, рассматривающие золотоносность медно-порфировые руды, региона с позиций тектоники плит. Однако эти публикации еще не в полной мере учитывают результаты выполненных ранее исследований и полученные в этой связи новые данные по мезозойской и кайнозойской геодинамике Малого Кавказа. В схемах районирования, основывающихся на принципах тектоника литосферных плит, в данной геодинамической обстановке и в результате вращательно-сдвиговых движений Мисханской, Кафанской трейны и

Альборсская плита, с различной плотной островодужного развития в позднеколлизионном этапе спаиваются региональными трансформными разломами, образуя южный островодужный пояс Малокавказской рудно-магматической системе. Во всех

геодинамических построениях интенсивный многоэтапный магматизм позднеэоцен-миоцена в юге Малого Кавказа пространственное совмещение зоны субдикции и распространение магматизм а также других типов прогибов и град эпиконтинентальных островов вулканического и тектонического происхождения, разделяются на две сектора, различающихся глубинным строением, составом, возрастом и генезисом слагающим их комплексов, контролирующихся двумя зонами глубинных разломов в Мисхано-Зангезурском зоне. Первый из них Зангезурская поднятия,(Ордубадский рудный район), второй Акеринский поднятия (Далидагский рудный район).Интенсивность медно-молибденого оруднения в Мисхано-Зангезурской зоны и сходство минерального состава продуктов рудообразования и полистадийность его, существенно осложняет определить из возраст и генетический связь с определенными интрузивами. Наиболее распространены в данной зоне рудные поля, связанные с разрывами, секущими интрузивы магматических пород, занимая определенное положение в складчатых структурах, так же определенное положения занимают и секущие разломы. В связи с этим в пределах в рассматриваемой зоне. Рудных полей можно отнести, такие рудные поля, которые приурочены к поперечным разломам в участках с разветвлениями и сопряжениями разных направлений. Рудные поля в участках разветвления и сопряжения разломов разных направлений пользуются значительным распространением в юге рассматриваемый зоне. Они характеризуются тем, что на их локализацию оказывают влияния блоковые структуры. В общем

плане разветвления и сопряжения разломов разных направлений возникает значительное количество относительно тоже разноорентировано мелких разломов и трещинов, соединяющих между собой ветви более крупных, региональных долгоживущих разломов. В результате возникает своего рода каркас (блоковые) из более или менее густой сети трещин, создающий благоприятные условия для циркуляции рудоносных растворов и по этапному отложения руд. Это особенно характерна в юге данной зоне в центральной и крайней северо-западной часть Ордубадского рудного района, где разветвление крупных региональных Ордубад-Далидаг-Кедабекский разлом идёт под малыми углами.

Медно-порфировые месторождения азербайджанской части Малого Кавказа, наиболее интенсивно проявляются в Сомхито-Агдамской и Мисхано-Зангезурской зонах, существенно различающихся геодинамическим режимом становления и металлогенической зональностью. Формирование упомянутых месторождений в Сомхито-Агдамской зоне, учитывая первично-геосинклинальную природу последней, возникло в островодужных условиях. Причем, в ранней стадии развития островой дуги, синхронно с продуктами инициального базальтоидного вулканизма, формировались серноколчедапные месторождения (Чнрагидзор, оганала и другие), а в более поздней, зрелой стадии — месторождения медноколчеданных (Кедабекское и др.) и меднопорфировых (Хархарское, Карадагское, Кошкачайское и др.) руд, ассоциирующихся с вулкано-плутоническими комплексами. Важным моментом является довольно узкий временной интервал (верхний баиос-бат) формирования упомянутых двух групп месторождений, а также тесная пространственно-временная связь колчеданных руд с медно-порфировым оруденением. Учитывая эту особенность, некоторые исследователи (А. И. Кривцов и др.) выделяют особый островодужный промышленно-генеткческий тип месторождений.

Широкое распространение вулканогенных образований, синхронных с сериоколчеданным оруденекием, редуцированное развитие орогенных интрузий и, наконец, тесная пространственно-временная связь колчеданных руд с медно-порфировыми месторождениями, являются наиболее характерными чертами отличия Сомхито-Агдамской островной дуги. Иная картина наблюдается в Мпсхано-Запгезурской зоне, где месторождения медно-порфировых руд (Гекгельское, Диахчайское, Яшылдыгское, Мисдагское и др.), формировавишеся в верхнем эоцене-миоцене, тесно увязываются с рра-ппюндными интрузиями орогенной стадии развития и, в особенности, с порфировыми дифференциатами самой молодой фазы внедрения.

В очень интересной работе С. Кезлера и др., в которой рассматриваются интрузии островных дуг северной части Карибского моря и орогеиных поясов юго-западных штатов США, показано, что орогенные гранитоидные интрузии значительно богаче кремнеземом и щелочами, в том числе редкими щелочами, по сравнению с островными дугами. Этот немаловажный для прогнозной оценки рудоносности интрузий вывод подтвержден И. Г. Павловой и для других островных районов, в пределах которых сконцентрированы медно-порфнровые месторождения, в частности, Филиппин, Океании и так далее.

Авторы настоящей статьи, с целью выявления соответствия упомянутого вывода в

Малокавказской эвгеосинклиналн. изучили (В. М. Баба-заде и В. Г. Рамазанов) характер распределения щелочных и редкощелочных элементов в островодужных и орогеиных интрузивных образованиях Сомхито-Агдамской и Мисхано-Заигезурской зон. Мы не будем подробно останавливаться на данном вопросе, и интересующих отсылаем к другой работе упомянутых авторов, опубликованной в настоящем сборнике. Здесь лишь отметим, что сумма щелочей в интрузиях (Атабек-Славянской) Сомхито-Агдамской островной дуги не превышает 4,5—5,0 %, натрий резко преобладает над калием, редкие щелочи в породах массива содержатся ниже порога чувствительности анализа.

Что же касается орогенного Мегрп-Ордубадского батолита, с которым связана целая группа медно-порфировых месторождений, то здесь, особенно в поздних дифференциатах (граносиенитах), сумма щелочей достигает 7,37 %, в породах батолита постоянно присутствуют редкие щелочи, причем гранодиорит-порфириты, в которых количество порфировых вкрапленников до 40 % объема породы, особенно богаты этими элементами. В региональном

плане интрузивные образования обеих зон, с которыми связаны месторождения медно-порфировой формации, приурочиваются к крупным линеаментам, протягивающимся параллельно региональным складчатым структурам. Существенное возрастное различие магматических комплексов пород, развитых вдоль этих линеаментов, свидетельствует о длительности их развития. В этом смысле наиболее хорошо изученной является Ордубад-Кедабек-Далидагская линементовая зона з Сомхйто-Агдамекои островной дуге, неоднократно подновляющаяся в средней и поздней юре, палеогене и, возможно, доплейстоцене. О еще более древнем (палеозойском) заложении линеамента можно судить по совпадению его простирания с направлением структур фундамента. Неменьшее значение в региональной закономерности размещения медно-порфировых месторождений принадлежит кольцевым структурам, обычно приуроченным к узлам пересечения или же сопряжения разноориентированных разломов. Центральные зоны кольцевых структур, характеризующиеся особенно сложным внутренним строением, отличаются значительными скоплениями медно-порфировых руд.

По нашему мнению, и в Мисхано-Зангезурской зоне в качестве региональных рудоконтролирующих структур выступают крупные линеамеиты древнего заложения, неоднократно активизировавшиеся в поздние геологические эпохи. Они также сопряжены с кольцевыми структурами разных рангов.

Затрагивая природу разноориентированных разломов, в большинстве случаев оперяющих крупные линеамеиты, отметим, что им отводится особое место, как рудокоптролирующим структурам. К ним мы относим такие разломы, как Хархарский, Парагачайский,

Ордубадский, а за пределами территории республики-Дебаклинский в Каджаране (бывшего Азербайджанского земля Зангезура). Эти разломы, несущие активные следы гидротермальных изменений (в полосе мощностью 80—100 м п более), обусловил особенности морфологии рудных штокверков.

Таким образом, в региональном плане закономерное размещение медно-порфировых месторождений определяется: тектоническим режимом и временем заложения первично-геосинклинальной Сомхито-Агдамской островной дуги и Мисхано-Зангезурской зоны, обусловливающие двукратное проявление медно-порфировых месторождении в Малокавказской сегмента, в верхнем байосе-бате и верхнем эоцене-миоцене; наличием крупных линеаментов, выступающих в качестве рудоконтролирующих структур и сопряженных с ними кольцевых структур разных рангов; природой деконструкции разрывных нарушений, оперяющих эти линеамеиты и классифицирующиеся как рудоконтролирующего наличием умеренно-кислых интрузий натриевого ряда, более простые по петрографическому составу (Сомхито-Агдамская островная дуга) и калиевых гранитоидов, реже субщелочных

(Мисхано-Зангезурская зона), а также вулканогенных образований контрастной базальт-риолитовой и базальт-дацитовыми формаций, образующие вулкаплутоннческие комплексы. Надо отметит что, закономерная связь между геодинамической эволюцией региона и металлогенией золото, меди и молибдена. Благоприятными для формирования в регионе золотоносных меднпорфировых магматических районов и сопутствующего полиметаллического оруденения были две типа геодинамических обстановок: коллизионная, активной континентальной окраины-внутриплитного континентального рифтогенеза. Относительная роль их в процессах зарождения и развития золотоносных медно-молибденовых магматогенно-рудных систем менялась во времени и пространстве. Обосновывается вывод о том, что разнотипные золото-медно-молибденоносные гранитоидные комплексы имеют идентичный мантийно-коровый источник и характеризуются общей направленностью процессов петрохимической эволюции, а наблюдаемые на современном эрозионном срезе различия их петрогеохимических характеристик обусловлены спецификой тектонической позиции и разными глубинными уровнями кристаллизации заключительных фаз гранодиорт-порфиров Мегри-Ордубаского плутона.

Mishano-Zangezur zone in the south of the Lesser Caucasus. “Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits” // Abstracts of XXXV International Conference. Moscow. GEOKHI RAS, 2018. P. 13-16.

Аббасов Н.А., Рустамова Р.Е., Гусейнова А.Н. Геолого-тектоническая характеристика и особенности размещения медно-порфировых месторождений Ордубадского рудного района Мисхано-Зангезурской зоны Малого Кавказа. // XXIX нау .конф. «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии». г. Петрозаводск.

Бабазаде В.М., Аббасов Н.А., Гусеинова А.Н. Распределение золота и их

минералого-геохимические факторы золотоносности коллизоных месторождение Мунундара в Мисхано-Зангезурской зоны, Малого Кавказа. // Мат.науч.конф. «Проблемы минералогии, петрографии и металлогении». г. Пермь. 2018.

Беленович Т.Я, Кутинов Ю.Г. Новейшая и современная геодинамика Севера Евразии.

Фундаментальные проблемы геотектоники. // Материалы 40 тектонического совещания. Москва. 2007. Т 1. С. 73-78.

Пушкаровский Ю.М. Тектонические структуры Атлантического океана и их связь с магматизмом и рудообразованием. Наука и Земли: Науч.мир. 2007. С. 133-134.

Исмаил-Заде А.Д., Рустамов М.И., Кеичерли Т.Н. Аразская мегазона (Малый Кавказ). // Геология Азербайджана. Т. IV. Тектоника. Баку 2005. С. 338-359.

Твалчрелидзе Г.А. Некоторые проблемы металлогении Кавказа. // Тезисы семинара. «Опыт и методика геохимических исследований при составлении прогнозно-металлических карт». Баку. 1980.

* Тезисы представлены в авторской редакции.

Распределение Cs-137 в корнеобитаемом слое основных сельскохозяйственных культур Плавского радиоактивного пятна Тульской области

Азарова Е.С.[1]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, dns98757@yandex.ru*

Несмотря на то, что после аварии на Чернобыльской АЭС прошло уже более 30 лет, почвы Брянской, Калужской, Тульской и Орловской областей до сих пор остаются и будут оставаться в текущем столетии загрязненными долгоживущим радионуклидом Cs-137, а для отдельных регионов эта проблема будет существовать и в XXII веке (Пучков и др., 2016). В связи с этим существует опасность перехода радиоцезия в сельскохозяйственную продукцию и попадания данного радионуклида по пищевым цепям в организм человека и домашних животных. Таким образом, для полного понимания процессов, происходящих в системе «почва-растение», необходимо всестороннее изучение поведения Cs-137, включая распределение радионуклида в ризосферном пространстве почвы.

С целью изучения особенностей распределения Cs-137 в корнеобитаемом слое различных сельскохозяйственных культур было проведено исследование в Плавском районе Тульской области, имеющим статус зоны проживания с правом на отселение (Израэль, 1998; О социальной защите граждан…, 1991). В настоящее время уровень содержания Cs-137 в центральной части Плавского радиоактивного пятна варьирует в пределах 200-550 кБк/м^2 (170-300 Бк/кг) (Парамонова и др., 2017). Объектами исследования служили образцы поверхностного корнеобитаемого слоя пахотного горизонта выщелоченных черноземов в агроценозах 7 основных сельскохозяйственных культур Тульской области: пшеницы, сои, гречихи, горчицы, ячменя, подсолнечника, кукурузы. Для выявления наличия или отсутствия ризосферного эффекта (т.е. градиента концентрации контролируемого показателя вблизи поверхности корня и на некотором удалении от него) пробоотбор почвы из корнеобитаемого пространства исследуемых культур проводился из «ближней» и «дальней» зон в слое видимой мощности развития корневых систем растений (8-15 см). Под ближней зоной ризосферы подразумевалась часть почвы, остающаяся на корнях при встряхивании растения после его извлечения из земли, а почву, осыпающуюся с корней, условно назвали дальней зоной ризосферы. Для подготовки к исследованиям образцы ризосферного пространства почв были разделены методом сухого просеивания по Н.И. Саввинову на следующие агрегатные фракции: глыбистую (>10 мм), крупную агрономически ценную (2-10 мм), мелкую агрономически ценную (0,25-2 мм) и пылеватую (<0,25 мм). При этом предполагали, что агрономически ценные фракции почвенных агрегатов находятся в наиболее тесном взаимодействии и обмене веществ с корневой системой растений. Измерение активности Cs137 в выделенных образцах структурно-агрегатных фракций ближней и дальней зонах корнеобитаемого пространства почвы проводилось с помощью гамма-спектрометра GR 3818 с высокочистым (HPGe) детектором фирмы «Canberra» (США). Пробы измерялись в геометрии денты. Время экспозиции составляло 5400 с. Погрешность измерения составляла от 12 до 24%.

В ходе проведенного исследования было установлено, что значения активности Cs-137 в образцах варьируют в пределах от 315 до 660 Бк/кг, что отражает значительную первичную неоднородность чернобыльских выпадений и, в ряде случаев, вторичное перераспределение радионуклида при его латеральном переносе в склоновых агроландашафтах (табл. 1).

Таблица 1. Содержание Cs-137 в дальней и ближней зоне ризосферы основных сельскохозяйственных культур Тульской области

Агроценоз	Структурно-агрегатная фракция почвы, мм	Cs-137, Бк/кг	
		"Дальняя" зона ризосферы	"Ближняя" зона ризосферы
Пшеница	>10	450.3±68.3	440.0±69.5
	10-2	462.6±58.6	456.5±58.1
	2-0.25	441.8±56.2	489.1±64.7
	<0.25	424.8±75.7	450.0±85.5
Ячмень	>10	441.1±78.8	431.1±67.0
	10-2	421.0±61.8	428.8±51.8
	2-0.25	429.6±53.0	419.9±52.0
	<0.25	347.6±62.5	385.8±60.5
Кукуруза	>10	370.7±45.8	370.7±45.7
	10-2	368.6±45.3	343.9±42.0
	2-0.25	355.5±60.5	375.2±47.1
	<0.25	314.6±51.3	350.7±54.6
Соя	>10	353.6±55.4	404.9±57.1
	10-2	388.4±49.1	415.6±52.1
	2-0.25	396.0±50.9	372.4±47.9
	<0.25	389.3±60.6	381.9±56.6
Гречиха	>10	660.1±83.3	596.4±81.6
	10-2	622.9±85.1	621.6±82.2
	2-0.25	583.4±68.1	616.1±72.5
	<0.25	599.9±87.0	603.5±83.7
Горчица	>10	501.2±59.3	522.9±62.3
	10-2	482.5±67.0	474.3±56.2
	2-0.25	464.8±68.8	504.6±76.9
	<0.25	602.0±145	548.0±132
Подсолнечник	>10	378.7±46.6	422.5±51.0
	10-2	386.4±47.5	430.8±52.7
	2-0.25	381.6±47.6	429.6±53.3
	<0.25	399.9±86.5	383.4±62.0

Согласно результатам исследований, ни в ближней, ни в дальней зоне ризосферы рассмотренных культур четких тенденций в распределении Cs-137 между агрегатными фракциями почв не обнаруживается.

Анализ средних величин удельной активности Cs-137 в совокупности агрономически ценных структурно-агрегатных фракций почв показал, что различия в содержании Cs-137 составляют не более 10,8%, что сопоставимо с аналитической погрешностью прибора (рис. 1).

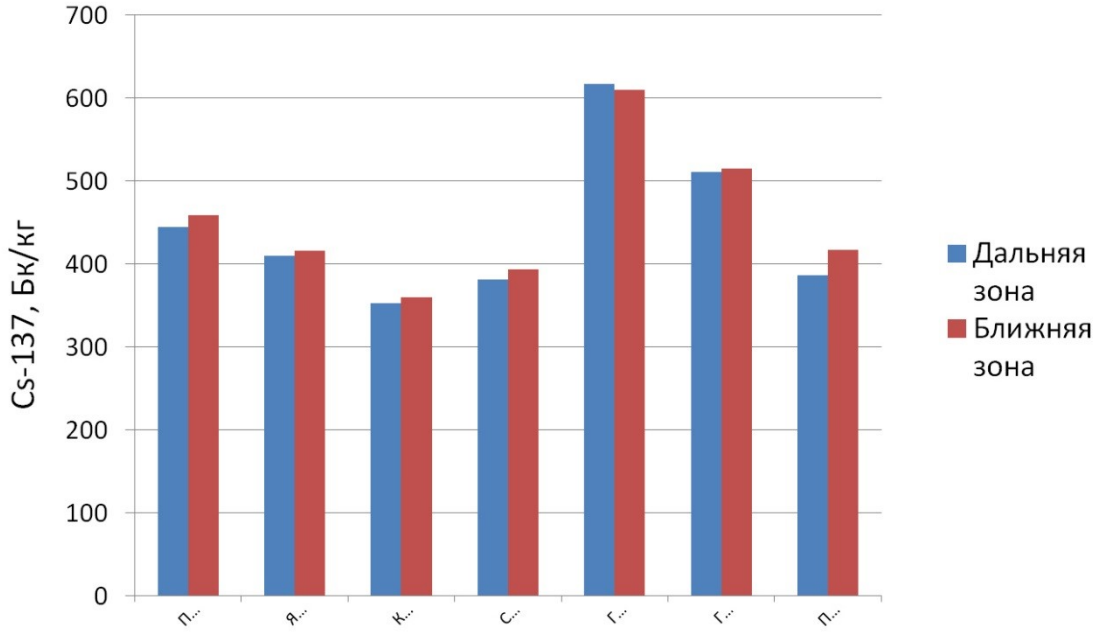


Рисунок 1. Распределение среднего содержания Cs-137 в ризосфере основных сельскохозяйственных культур Тульской области, Бк/кг.

Интегральное распределение Cs-137 в ближней и дальней зонах ризосферы также практически однородно. Можно заметить тенденцию к незначительному обеднению радиоцезием ближней зоны корнеобитаемого слоя в агроценозе гречихи и противоположный тренд для ризосферы остальных культур. Но эти отличия составляют не более 7,0%, что меньше погрешности измерений.

Ризосферный коэффициент среднего содержания Cs-137, который рассчитывался как отношение величин удельной активности Cs-137 в ближней и дальней зонах ризосферы, для всех опробованных агроценозов примерно равен единице (отличия от единицы составляют сотые доли) (табл. 2), что подтверждает слабое влияние растений, выращиваемых в качестве однолетних культур, на дифференциацию содержания радионуклида в корнеобитаемом слое почв.

Таблица 2. Ризосферный коэффициент Cs-137 в корнеобитаемом слое выщелоченных пахотных черноземов под основными сельскохозяйственными культурами Тульской области

Агроценоз	Ризосферный коэффициент
Пшеница	1.03
Ячмень	1.02
Кукуруза	1.02
Соя	1.03
Гречиха	0.99
Горчица	1.01
Подсолнечник	1.08

Выводы

Распределение Cs-137 в ризосфере сельскохозяйственных культур в агроценозах на радиоактивно загрязненных землях Тульской области, достаточно однородно. Ризосферный эффект в отношении радиоцезия не проявляется, не обнаруживается и зависимость в содержании радионуклида от его включения в различные фракции структурно-агрегатного состава почвы. Таким образом, вне зависимости от ботанических характеристик сельскохозяйственных культур,

фитогенные ореолы повышенных плотностей радиоактивного загрязнения в ближней зоне контакта корневых систем с почвами, повидимому, не образуются, поскольку Cs-137 не является необходимым элементом питания растений.

30 лет Чернобыльской аварии. Итоги и перспективы преодоления ее последствий в России. 1986-2016. Российский национальный доклад / ред. В.А. Пучков и Л.А. Большов. М. 2016. 202 с.

Атлас радиоактивного загрязнения Европейской части России, Белоруссии и Украины / Науч. рук. Ю.А.Израэль. М.. 1998. 143 с.

О социальной защите граждан, подвергшихся воздействию радиации вследствие катастрофы на Чернобыльской АЭС. Закон РФ от 15 мая 1991 г. N 1244-1. М., 1991. http://docs.cntd.ru/document/9034360 (дата обращения: 20.10.2018).

Парамонова Т. А., Шамшурина Е. Н., Беляев В. Р., Комиссарова О. Л. Сравнительный анализ поступления Cs-137 в луговую растительность районов черноземной зоны, в различной степени загрязненных в результате аварии на Чернобыльской АЭС // Радиационная биология. Радиоэкология. 2017. Т. 57. № 4. С. 429–439.

Состав хромшпинелидов из связующей массы кимберлитов Финляндии

Азарова Н.С.[1], Бовкун А.В.[1], Гаранин В.К.[1], Варламов Д. А.[2], Lehtonen Marjaleena [3]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, nadiyaazarova@mail.ru*
[2]*ИЭМ РАН, Черноголовка*
[3]*Geological Survey of Finland, Espoo*

Проявления кимберлитов известны в восточной и северной частях Финляндии, в полях Каави-Куопио, Кухмо и Куусамо. Отличительной чертой кимберлитов и лампроитов Финляндии является докембрийский возраст: 1230 млн лет (поле Кухмо), 760 млн лет (поле Куусамо), 589-626 млн лет (поле Каави-Куопи) (U-Pb определения по перовскиту; O'Brien and Bradley, 2008; O'Brien et al., 2005), тогда как подавляющее большинство известных кимберлитов Мира имеют фанерозойский возраст.

Объектом данных исследований являлись хромшпинелиды собственно кимберлитового генезиса из связующей массы низкоалмазоносных кимберлитов названных выше полей. Хромшпинелиды образуют идиоморфные зёрна размером преимущественно до 50 мкм, рассеянные в связующей массе изученных пород, состоящей из переменного количества карбоната, флогопита и серпентина, мелких зёрен перовскита, ильменита, титанита, апатита, рутила и сульфидов.

В кимберлитах трубки Лахтоёки (куст Каави) зёрна хромшпинелидов обычно гомогенны, имеют размер до 25 мкм (рис. 1ж) и представлены Ti-содержащим алюмомагнезиохромитом, содержащим 39,4-45 мас.% Cr_2O_3, 11-14,9 мас.% Al_2O_3, 5,3-7,1 мас.% TiO_2, 12,7-14,2 мас.% MgO; Cr# = 64−73,3. Иногда встречаются зональные зерна: к краю количество Cr_2O_3 снижается (до 28,8 мас.%), а содержания TiO_2, FeOΣ, Fe_2O_3 и особенно Al_2O_3 увеличиваются (до 19,3 мас.% Al_2O_3; Cr# = 50).

Хромшпинелиды трубки Ниилонсуо (куст Каави) значительно отличаются по составу от хромшпинелидов трубки Лахтоёки. В связующей массе кимберлитов трубки Ниилонсуо хромшпинелиды образуют зональные зерна, размер которых в отдельных случаях достигает 100 мкм (рис. 1 а-б). Центры зерен характеризуются высоким содержанием Cr_2O_3 (51,9-54,5 мас.%) при содержаниях Al_2O_3 5-8 мас.%, TiO_2 4,5-5 мас.%, MgO 11,4-12,4 мас.% и Cr# = 81,7-87,3 (рис. 2). Краевые участки зерен обеднены Cr_2O_3 (до 16,7-25,7 мас.%), но обогащены Al_2O_3 (до 27,4-31,2 мас.% Al_2O_3; Cr# = 26,4-69,4), MgO (13,6-15,6) и Fe_2O_3.

Иногда зерна окружены каймами Mg-содержащего титаномагнетита (рис. 1б).

Хромшпинелиды связующей массы кимберлитов трубок Коткатниеми и Лапинлухта (куст Куопио) часто имеют зональное строение. Центральные части зерен, в отличие от хромшпинелидов других изученных объектов, обогащены алюминием (35,9-43,6 мас.% Cr_2O_3; 14,8-19,2 мас.% Al_2O_3; 4,4-5 мас.% TiO_2; 13,7-15,9 мас.% MgO; Cr# = 57,5-65,5) (рис. 2). К краю зёрен содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 уменьшаются (до 29,5-34,2 мас.% Cr_2O_3 и 12,714,5 мас.% Al_2O_3), а содержания TiO_2 (до 7,7-8,8 мас.%) и Fe_2O_3 увеличиваются. В кимберлитах трубки Коткатниеми хромшпинелиды обычно окружены каймами титанита (рис. 1в), а в трубке Лапинлухта – футляровидными каймами ильменита (рис.1г) или же лишены кайм.

В кимберлитах трубки Сейтаперя (поле Кухмо) развиты зональные выделения шпинелидов (рис. 1д). Их центры сложены алюмомагнезиохромитом (42-46 мас.% Cr_2O_3; 8,6-9,2 мас.% Al_2O_3; 5-6,1 мас.% TiO_2; 9-11,6 мас.% MgO; Cr# = 74,4-77) с содержанием Cr_2O_3 более низким, чем в кимберлитах трубки Ниилонсуо, но более высоким, чем в кимберлитах трубок Коткатниеми и Лапинлухта. Края зерен образованы титаномагнетитом (до 13,4 мас.% TiO_2), содержащим до 4,7 мас.% MnO и до 0,7 мас.% ZnO.

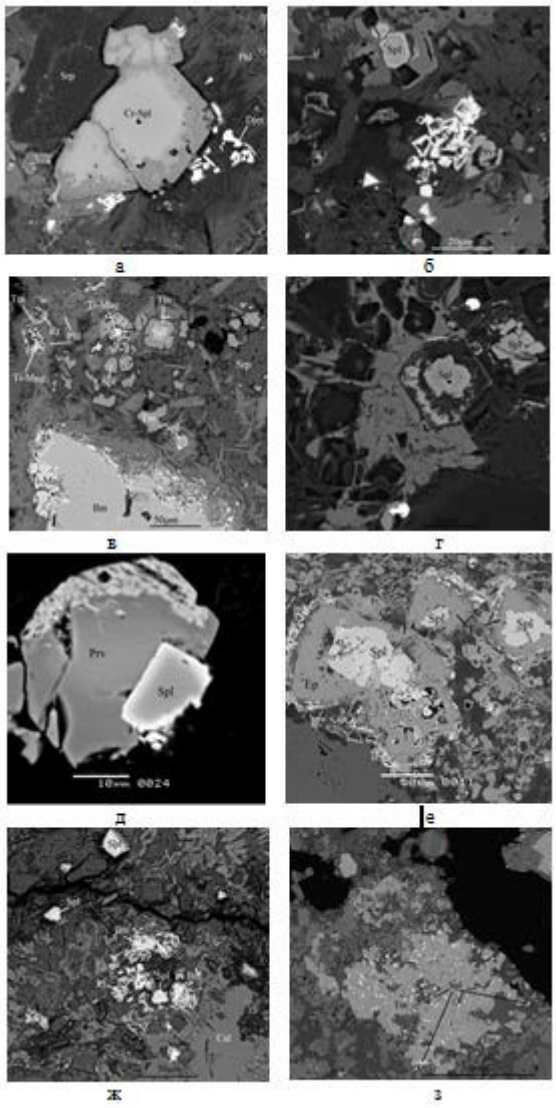


Рисунок 1. Зёрна хромшпинелидов в связующей массе кимберлитов трубок Ниилонсуо (а, б), Коткатниеми (в), Лапинлухта (г), Сейтаперя (д), Калеттоманпуро (е), Лахтоёки (ж), Хиеталампи(з). Изображения в отражённых электронах

В связующей массе кимберлитов трубки Калеттоманпуро (поле Куусамо) хромшпинелиды собственно кимберлитового генезиса не встречены, присутствуют редкие реликты (до 80 мкм) ксенозерен хромшпинелидов, практически не содержащих титана (41,8 мас.% Cr_2O_3; 4 мас.% Al_2O_3; 0,4 мас.% TiO_2; 8,6 мас.% MgO; Cr# = 87,5) и широко распространен высокопримесный титаномагнетит. Шпинелиды окружены широкими оторочками эпидота, по внешнему краю которых наблюдается узкая магнетитовая (10мкм) кайма, повторяющая очертания ядер (рис. 1е).

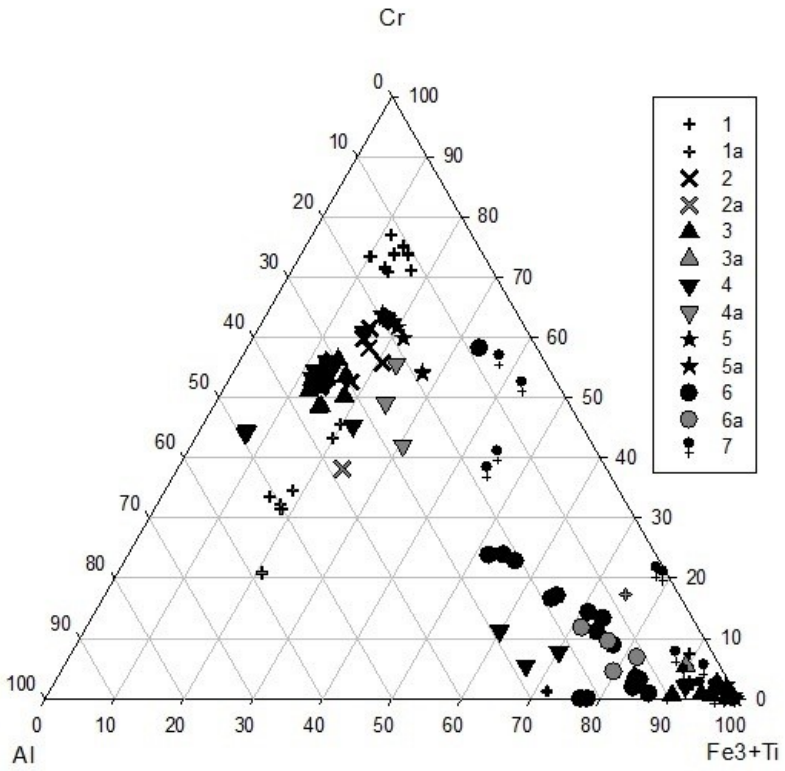


Рисунок 2. Химический состав шпинелидов из связующей массы кимберлитов трубок Финляндии.

1-7 – центральные участки зерен (1 – Ниилонсуо, 2 – Лахтоёки, 3 – Коткатниеми, 4 – Лапинлухта, 5 – Сейтаперя, 6 – Калеттоманпуро, 7 – Хиеталампи); 1а-6а – края зерен, соответственно.

В кимберлитах трубки Хиеталампи (поле Куусамо) встречены крупные (до 300 мкм) сильно резорбированные ксенозерна (рис. 1з) хромшпинелидов с низким содержанием титана (40,638,1 мас.% Cr_2O_3; 2,6-3 мас.% Al_2O_3; 0,6-1 мас.% TiO_2; 6,7-7,6 мас.% MgO; Cr# = 89,9-90,8), по краю которых развиты менее хромистые, но обогащенные MgO, Al_2O_3 и TiO_2 хромшпинелиды (25,7-27,9 мас.% Cr_2O_3; 6,7-7,9 мас.% Al_2O_3; 8,6-9,9 мас.% TiO_2; 9,7-10,7 мас.% MgO), возникшие, по-видимому, при взаимодействии ксенозерен с кимберлитовым расплавом. В связующей массе кимберлитов трубки широко распространен титаномагнетит разнообразного состава (рис. 2), некоторые мелкие (до 10 мкм) зерна которого содержат до 11,5-13,9 мас.% Cr_2O_3 и около 1 мас.% MnO при 3,3-4 мас.% TiO_2, 2-2,2 мас.% MgO и 0,3-0,5 мас.% Al_2O_3.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют, что состав и строение выделений хромшпинелидов в связующей массе кимберлитов различных тел Финляндии заметно различаются, что указывает на существование различий в химизме, эволюции и условиях становления кимберлитовых расплавов для изученных тел.

O'Brien H., Bradley J. New kimberlite discoveries in Kuusamo, northern Finland // Extended Abstract 9th IKC. 2008. A-00346.

O'Brien H., Peltonen P., Vartiainen H. Kimberlites, carbonatites and alkaline rocks. // M. Lehtinen et al. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier Science B.V. Amsterdam. 2005.

Самородное золото Новоширокинского полиметаллического месторождения (Забайкалье)

Аликин О.В.[1], Рудашевский Н.С.[2], Антонов А.В.[3], Рудашевский В.Н.[1], Заболоцкий А.И.[4]

[1]*Горный университет, Санкт-Петербург, o.v.alikin@yandex.ru*
[2]*ООО «ЦНТ Инструментс», Санкт-Петербург, vlad.rudashevsky@gmail.com, nrudash@list.ru*
[3]*ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, avlan.online@gmail.com*
[4]*АО «Ново-Широкинский рудник», zabolotski-a@mail.ru*

Новоширокинское месторождение содержит промышленные запасы Pb, Au, Ag, Zn и Cu (Доломанова-Тополь, 2017). Из них золото сегодня является наиболее важным ресурсом. АО Ново-Широкинский рудник переданы ООО ЦНТ Инструментс (Санкт-Петербург) для выполнения работ по технологической минералогии 4 пробы (каждая весом ~2 кг) технологических продуктов процесса обогащения руд Новоширокинского месторождения: 1) «питание МЦФ» – измельченная руда (Au 2.4 г/т, Ag 64 г/т); 2) Au-Pb-гравитационный концентрат (Pb 18.35 %, Au 86.4 г/т, Ag 298 г/т); 3) хвосты Pb-флотации (Au 11.7 г/т, Ag 10 г/т) 4) отвальные хвосты после извлечения полезных минералов из руд (Au 0.8 г/т, Ag 9 г/т). Задача работы – детальные минералогические исследования технологических продуктов с целью минимизации потерь, в первую очередь, золота и свинца в процессе обогащения этих руд. Использованная в работе технология 3D-минералогического анализа выявила как минимум два источника уменьшения технологических потерь самородного золота (Рудашевский и др., 2018[1]).

Методы исследования. Изучен химический состав всех проб на главные (Pb, Au, Ag, Zn и Cu), второстепенные и малые элементы, а также петрогенные компоненты (лаборатории ALS Sudbury, Canada Ltd и ALS Group, Москва). Методом количественного рентгенофазового анализа (ЦИИ ВСЕГЕИ) определены околорудные и жильные минералы руд – кварц, доломит, калиевый полевой шпат, серицит и хлорит. Проведен гранулометрический анализ всех проб.

Для различных классов крупности каждой из проб получены «тяжелые» концентраты с использованием запатентованных устройства и технологии разделения по плотности частиц – гидравлический классификатор CNT HS-11 (Рудашевский, 2007) и метод гидросепарации (HS-технология) (Рудашевский, 2018[2]). Из «тяжелых» HS-концентратов различных фракций проб приготовлены однослойные полированные шлифы.

Полированные шлифы «тяжелых» концентратов изучены методами оптической микроскопии (в отраженном свете – стереомикроскоп MZ6, камеры Leica DC 300, программный пакет Autopano Giga, ЦИИ ВСЕГЕИ) и микрозондового анализа (Camscan 2500 с полупроводниковым детектором Pentafet; соотношения главных рудных минералов определены методом цветокодирования; ЦИИ ВСЕГЕИ). На микрозонде получены представительные данные о химическом составе всех рудообразующих минералов, наиболее детально для самородного золота.

Размеры зерен самородного золота – средний эквивалентный диаметр (ECD, мкм) – измерены по площади изображения зерна (оптического или электронного) с использованием программного пакета ImageJ.

Результаты исследований. Зерна самородного золота обнаружены в полированных шлифах «тяжелых» концентратов всех изученных технологических продуктов. Гравитационный Pbконцентрат является специальным накопителем наиболее «тяжелых» минералов руды, в первую очередь, рассеянного самородного золота и галенита. В «тяжелых» HS-продуктах здесь самородное золото сконцентрировано в ~700 раз, а галенит, по крайней мере, в 4 раза по отношению к первичному технологическому Pb-концентрату.

В полированных шлифах «тяжелых» HS-концентратов наблюдались более тысячи зерен самородного золота, максимальное их число во фракции -45 мкм гравитационного продукта.

Самородное золото в гравитационном продукте находится в виде свободных частиц (>90 %) неправильной и округлой формы или в составе «открытых» сростков с пиритом и галенитом. Самородное золото тесно ассоциирует с сульфидами; наиболее многочисленны зернасростки его с пиритом, более редкие – с галенитом иногда со сфалеритом, халькопиритом и с тетраэдритом (рис. 1); установлены также немногочисленные сростки золота с доломитом и кварцем. Отметим также редкие «закрытые» включения самородного золота в зернах галенита и тетраэдрита. В пиритовых концентратах хвостов Pb-флотации документируются характерные кристаллы позднего пирита (новая генерация – пирит-II). Пирит-II захватывает (капсулирует) не только агрегаты зерен пирита-I, но и заметную долю первичного галенита, а также мелкие включения самородного золота (рис. 2).

Химический состав самородного золота изучен по широкой выборке микрозондовых анализов (всего 448), включающей составы самородного золота из всех изученных технологических проб: 99.7-46.7 масс. % Au. Химический состав «золотин», таким образом, варьирует от составов почти чистого золота до самородного серебра (Ag,Au). Средний химический состав самородного золота изученных руд – 86.8 ± 0.9 масс. %.

Измерены размеры зерен самородного золота (ECD, мкм), представленные в интервале 10700 мкм, отдельно в различных фракциях всех технологических продуктов. Отметим, что основная массовая доля самородного золота концентрируется в размерном интервале 71-200 мкм гравитационного концентрата.

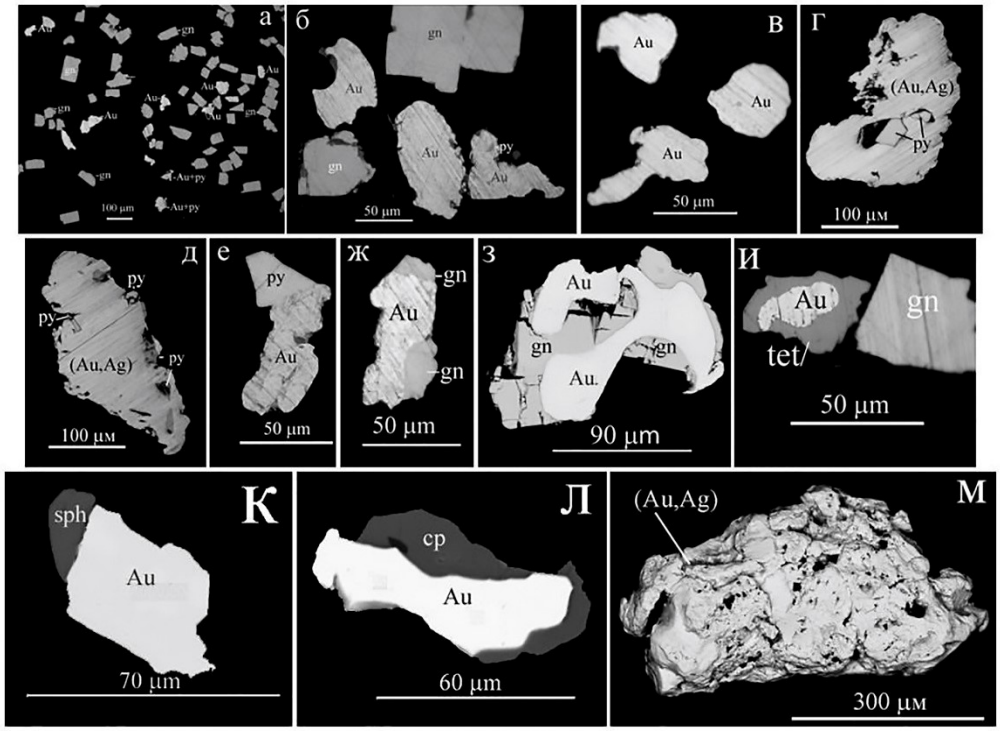


Рисунок 1. Зерна самородного золота HS-концентратов различной крупности.

а-ж, и – микрофото в отраженном свете; з, к-м - BSE-фото; а-в – свободные зерна самородного золота; г-е – сростки с пиритом; ж, з – сростки с галенитом; и-л– сростки с тетраэдритом, сфалеритом и халькопиритом, соответственно; м – крупное объемное зерно самородного золота (фракция 200-500 мкм); Au, (Au,Ag) – золото самородное; gn – галенит, py – пирит, ср – халькопирит, sph – сфалерит, tet – тетраэдрит.

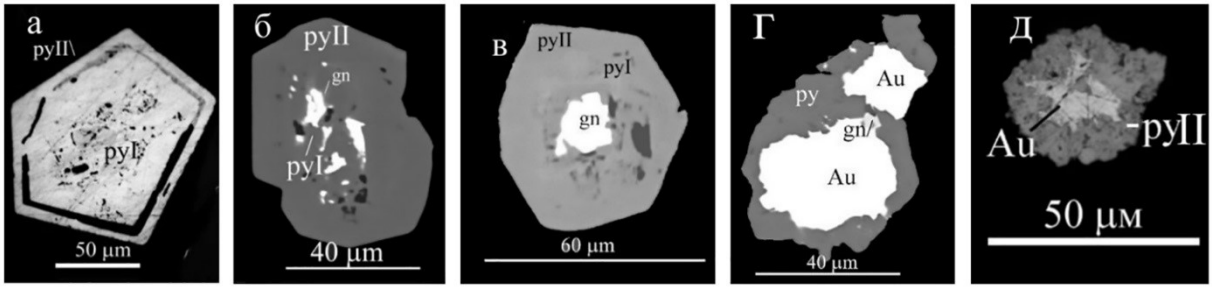


Рисунок 2. Кристаллы пирита поздней генерации (пирита II), включающие агрегаты зерен пирита-I, галенита и самородного золота.

Полированные шлифы HS-концентратов, проба хвостов Pb-флотации; а, д – микрофото в отраженном свете; б-г – BSE-микрофото; Au – самородное золото, gn - галенит, руI и руII – пирит генерации I и II.

Собственные минералы серебра, кроме экзотического здесь самородного серебра (Ag, Au), в изученных продуктах не обнаружены. Установлены следующие формы накопления серебра в рудах: 1) Ag в составе охарактеризованного выше самородного золота; 2) Ag как характерная примесь (до 8 масс. %) в составе тетраэдрита изученных руд, содержание Ag в тетраэдрите (22 микрозондовых анализа) 0.96-8.0 масс.%, среднее 2.2 ± 1 масс.%; 3) главным вкладом серебра в изученных рудных продуктах является изоморфная примесь Ag в галените. Этот вывод становится очевидным при сопоставлении концентраций Ag и Pb даже только в гравитационном продукте (Ag 298 г/т и Pb 18.35 %) и в отвальных хвостах (Ag 9 г/т и Pb 587 г/т). Для всех же 4-х изученных рудных продуктов парный коэффициент корреляции Ag-Pb равен +0.994.

Последовательность минералообразования в колчеданных золотоносных рудах Новоширокинского месторождения заключается в смене парагенезиса ранних сульфидов пирит-I+сфалерит+халькопирит ассоциацией Ag-Au-Sb-Pb минералов самородное золото+галенит (несущий изоморфную примесь Ag и включения бурнонита

$CuPbSbS_3$)+обогащенный серебром Zn-тетраэдрит $(Zn,Fe)_2(Cu,Ag)_{10}(Sb,As)_4S_{13}$. Установлен еще завершающий рудообразование поздний процесс формирования новой генерации пирита-II. Кристаллы пирита-II захватывают агрегаты зерен первичных сульфидов (пирит-I, галенит, сфалерит, тетраэдрит и халькопирит), а также зерна раннего самородного золота. Показано, что минералогическая информация прекрасно доступна и в технологических продуктах. Более того, становится возможным получить уникальные данные, недоступные при изучении рудного материала традиционными минералого-петрографическими исследованиями шлифов. Исследование технологических продуктов позволяет через «увеличительное стекло» наблюдать ведущие минеральные ассоциации, которые являются источником полезных компонентов, смены их парагенезиса и реальный баланс распределения полезных компонентов в рудах.

В настоящей работе диагностированы зерна самородного золота размерами до 700 мкм, значительно более крупные, чем были известны ранее (максимально до 129 мкм), что подтверждает эффективность предварительного гравитационного обогащения с целью сокращения потерь Au при передроблении. Простые расчеты для Au-Pb технологического концентрата показывают, что вклад самородного золота в баланс серебра изученных руд не является его главной составляющей (всего 6.2 %). Поэтому, успешное извлечение Ag связано не с обогащением самородного золота, а с тем, что галенит с изоморфной примесью серебра отлично накапливается в гравитационном концентрате.

Таким образом, благодаря сопоставлению уникальных данных, полученных из продуктов обогащения, как по технологической минералогии, так и по рудообразованию удается подобрать оптимальную технологию обогащения с максимальным извлечением и минимальными потерями полезного компонента.

Доломанова-Тополь А.А. Характеристики рудообразующего флюида, минералогогеохимические особенности и условия формирования Новоширокинского золотополиметаллического месторождения, Восточное Забайкалье: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Москва. 2017. 21 с.

Рудашевский Н.С., Аликин О.В., Антонов А.В., Рудашевский В.Н., Заболоцкий А.И. Анализ потерь самородного золота процесса переработки руд Новоширокинского месторождения (Забайкалье) // Мат-лы XXIV Всеросс. научн. конф. «Уральская минералогическая школа2018». Екатеринбург: Изд-во Альфа Принт, 2018. С. 183-187.

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. 101-120.

Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н. Гидравлический классификатор. Патент на изобретение № 69418, полезная модель. Российская Федерация. 2007.

Последовательность проявления магматических и метаморфических событий в Кичерской зоне (Байкало-Муйский пояс)

Андреев А.А.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, axel-foley@yandex.ru*

Восстановление сложной последовательности проявления магматических событий и сопровождающих их структурно-метаморфических преобразований пород в пределах Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса (БМП), имеет важное значение для реконструкции геодинамических условий ранних этапов тектонической эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса. В опубликованных работах (Макрыгина и др., 1989; Конников и др., 1999; Цыганков, 2005) рассматривались различные аспекты отдельных событий тектономагматической эволюции региона, среди которых особое внимание уделялось вопросам петрологии магматических и метаморфических пород. Задача настоящего исследования состояла в обобщении геологических наблюдений, полученных в ходе нескольких полевых сезонов, с результатами прецизионных изотопно-геохронологических (U-Pb по циркону, SmNd) и геохимических исследований (ICP MS).

Основные черты геологического строения Кичерской зоны БМП, занимающей тектоническую позицию на границе с Сибирским кратоном, определяются системой крупных тектонических пластин северо-восточного простирания (Горемыкская, Богучанская, Курлинская, Гасан-Дякитская), сложенных главным образом метаморфическими и разнообразными по составу магматическими породами двух комплексов – раннего и позднего неопротерозоя. Формирование общей структуры Кичерской зоны и структурных особенностей слагающих ее отдельных пластин контролировалось условиями сдвига. При этом, границы пластин обычно маркируются различной мощности зонами бластомилонитов. Ключевое значение для реконструкции геологического строения Кичерской зоны имеет Байкальский массив гнейсо-гранитов, находящийся в пределах Горемыкской пластины в юго-западной части Кичерской зоны. В результате детального структурно-геологического картирования, выполненного в масштабе 1:25000 автором и коллективом ИГГД РАН, установлено, что Байкальский массив представляет собой несколько круто залегающих субмеридиональных тектонических пластин и блоков, сложенных интенсивно рассланцованными в условиях высокотемпературного метаморфизма биотитовыми гнейсогранитами, которые содержат ксенолиты и тектонические линзы амфиболитов, амфиболовых гнейсов, биотит-гранатовых гнейсов и анортозитов. Размер тектонических линз достигает 100-200 м. Гнейсо-граниты имеют мелко- и среднезернистое сложение, сланцеватую текстуру и бластогипидиоморфнозернистую структуру. Характерная особенность гнейсогранитов – хорошо проявленная минеральная и агрегатная линейность, которая обычно занимает субвертикальное положение. Оценка возраста гнейсо-гранитов массива (ID TIMS) составляет 755±15 млн. лет (Рыцк, 2013).

Анортозиты представлены не ясно полосчатыми зеленовато-серыми среднезернистыми породами, сложенными агрегатом измененного плагиоклаза с кварцем и эпидотом, замещающим пироксен и частично плагиоклаз. Согласно результатам исследования цирконов (SHRIMP-II), оценка возраста магматических ядер с зональностью составляет 800±17 млн лет, а внешней метаморфической оболочки - 750±4 млн лет. Промежуточные значения в диапазоне 620-770 млн лет являются результатом смешения компонентов ядер и метаморфогенных оболочек циркона (Рыцк и др, 2018). Полученные данные подтверждают проявление раннебайкальской эпохи метаморфизма и гранитообразования в Кичерской зоне БМП.

Для решения вопроса о времени проявления позднебайкальской эпохи метаморфизма в пределах Байкальского массива и Горемыкской пластины ранних байкалид в целом, изучены

брекчированные тела метабазитов, локализованные в гранито-гнейсах массива. Эти породы обычно имеют массивное сложение и мелкозернистую гранобластовую структуру. Они сложены сильно измененным основным плагиоклазом и роговой обманкой, замещенной актинолитом и хлоритом, с редким клинопироксеном и гранатом, а также вторичными мусковитом, биотитом и эпидотом. Методом ID-TIMS для метаморфогенного циркона, не содержащего ядер, получена оценка возраста 628±3 млн лет (Андреев и др., 2018). На северо-восточном фланге регионального сдвига, в области его затухания, находится тыловой веер структур растяжения, который контролирует Гасан-Дякитский магматический ареал базитов. В его составе, помимо глубинных фаций первично интрузивных метагаббро и метагаббро-норитов, насыщенных плагиомигматитами и анатектитами, обнаружены метадиориты с возрастом 641±4 млн. лет (ID-TIMS) (Рыцк и др., 2012[2]) и выделена толща амфиболовых диорито-гнейсов с оценкой возраста магматических цирконов 640±8 млн. лет (SHRIMP-II). Оценка возраста высокотемпературного регионального метаморфизма пород

Гасан-Дякитского ареала, полученная по метаморфическим оболочкам цирконов двух проб амфиболовых плагиогнейсов (SHRIMP-II), составляет 636±7 - 638±6 млн лет (Рыцк и др., 2017). Относительно высокие положительные значения eNd(t) от 4.5 до 5.9 и t(DM1) около 1 млрд лет метабазитов и диорито-гнейсов, указывают на мантийный источник родоначальных расплавов с незначительной добавкой древнекорового компонента.

Курлинская пластина представляет собой центральную часть шовной сдвигово-надвиговой зоны. Наиболее изученным участком Курлинской пластины является опорный геологический разрез вдоль мысовых туннелей БАМ. Изученный разрез состоит из серии небольших тектонических пластин второго порядка, сложенных амфиболитами, лейко- и меланократовыми гнейсами, а также адакитовыми гранитами. Оценка возраста мусковитовых адакитовых гранитов Нижнеангарского массива, наиболее крупного в пределах Курлинской пластины, составляет 581±2 млн лет (ID-TIMS) (данные ИГГД РАН). Самыми ранними структурными элементами метаморфического комплекса Курлинской пластины являются реликты мелких изоклинальных складок F_{n+1}, отмеченные среди гнейсов. Параллельно им располагаются кристаллизационная сланцеватость S_{n+1} и метаморфическая полосчатость (этап D_{n+1}). Со вторым этапом деформации (D_{n+2}) связано формирование пакетов небольших сжатых складок F_{n+2} с пологими осевыми плоскостями, установленных среди амфиболитов и гнейсов, и сопряженными с ними мощными зонами интенсивного рассланцевания S_{n+2}. К третьему этапу деформации (D_{n+3}) отнесены сильно сжатые лежачие складки F_{n+3}, параллельно осевым плоскостям которых ориентированы зоны интенсивного рассланцевания S_{n+3}. Повсеместно среди гнейсов и амфиболитов встречаются многочисленные жильные тела адакитовых гранитов. Мощность жил и прожилков варьирует от нескольких сантиметров до 3-4 метров. Взаимоотношения жильных тел адакитовых гранитов с вмещающими их породами различны, в некоторых случаях жилы пересекают обе генерации сланцеватости, иногда субсогласны им, либо также участвуют в складчатости.

Примечательно, что такие взаимоотношения могут прослеживаться в пределах одной жилы. Субсогласные взаимоотношения почти всегда встречаются только на контактах с разрывными нарушениями и сопровождаются складками волочения. Если гранитные жилы образуют острый угол с вектором движения противоположного крыла разлома, то они, как правило, подворачиваются по направлению его движения.

Богучанская тектоническая пластина Кичерской зоны представлена своим фрагментом, вскрытом вдоль берега озера Байкал от м. Лударь до м. Тонкий. Именно здесь, в береговых обнажениях мыса Писаный Камень, были впервые описаны двупироксеновые метаморфические ассоциации гранулитовой фации (Макрыгина и др., 1989), подтвержденные позже многими специалистами (Конников и др., 1999). Согласно нашим детальных полевым наблюдениям, гранулиты находятся только в двух непротяженных разрезах мыса Писаный Камень и Рыбная база и вместе с амфиболитами, метагаббро, гранитами и разнотипными жильными образованиями локализованы в небольших сдвиговых пластинах. В кристаллических сланцах

встречаются реликты мелких изоклинальных складок, а также жильные тела чарнокитоидов. Последние имеют секущие контакты с вмещающими породами, а иногда субсогласны относительно сланцеватости кристаллосланцев. что может указывать на их синметаморфическое происхождение. Возраст описываемых жильных пород составляет 640±5 млн. лет (SHRIMP-II) (Kroner et. al., 2015).

Эта датировка позволяет нам судить о нижней границе возраста, локально проявленного в пределах Богучанской пластины гранулитового метаморфизма. Более широкое распространение имеют апогранулитовые амфиболиты, в которых, петрографически, установлены наложенные парагенезисы амфиболитовой фации метаморфизма. Наряду с описанными породами, встречаются амфиболиты, которые не несут в себе признаков гранулитового метаморфизма. Все выше сказанное позволяет сделать вывод о локальности проявления гранулитового метаморфизма. Его природа может быть связана с тепловым потоком, возникающим в ходе поступления мантийных базитовых расплавов в эшелонированные промежуточные магматические очаги локальных зон растяжения (Лебедева и др., 2018). Протолитами основных гранулитов скорее всего являются габбронориты, петрографические черты которых отражены в амфиболитах, а характерная для норитов десквамационная отдельность установлена и в кристаллосланцах. Жильные тела анортозитов, датированные Ю.В.Амелиным (617±5 млн лет, (Амелин и др.), вероятно так же являются продуктом регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Наименее измененными образованиями в пределах обнажений гранулитов, являются дайки субщелочных габбро, оценка возраста которых составляет 600±5 млн лет (ID-TIMS) (Котов и др., 2013).

Разрез м. Лударь представлен в основном амфиболитами и метагабброидами. Оценка возраста протолита амфиболитов Богучанской пластины, полученная методом LA-ICPMS по цирконам магматического генезиса, составляет 640±12 млн лет (Рыцк и др., 2012[1]). Амфиболиты включают также смятые в складки силлы метагаббро с возрастом (ID-TIMS)

620±2 млн. лет (Котов и др., 2013). В габброидах м. Лударь также встречаются секущие жильные тела анортозитов.

В северо-западной части Богучанской губы установлен секущий контакт габброидов массива Тонкий Мыс и полиметаморфических образований участка "Рыббаза". Главной особенностью пироксенит-троктолит-габбрового массива Тонкий Мыс является отсутствие наложенного регионального высокотемпературного метаморфизма. В его породах установлена только низкотемпературная метаморфическая ассоциация минералов, отвечающая зеленосланцевой фации. Приблизительная оценка возраста высокомагнезиальных габброидов этого массива, полученная Sm-Nd методом в ИГГД РАН, составляет 585±22 млн лет (Макрыгина и др, 1989).

В пределах Богучанской пластины широко проявлены секущие жильные тела и дайки адакитовых гранитоидов, на геохимические особенности которых впервые обращено внимание в работе А.Федотовой с коллегами (Федотова и др., 2014). По своему составу данные адакиты схожи с гранитами Нижнеангарского массива, но в отличие от последних в них проявлено рассланцевание. Возраст жильных адакитов в габброидах массива Тонкий Мыс составляет 606±3 млн. лет (ID-TIMS неопубликованные данные).

Магматическая активность в пределах Кичерской зоны БМП завершается становлением гранитоидов Горячинского плутона. Этот массив сложен двуполевошпатовыми порфировидными гранитоидами, локализованными на участке юго-западного выклинивания сдвиговых тектонических пластин БМП. Оценка возраста гранитов (ID-TIMS) составляет 545±6 млн лет. Они характеризуются отрицательными значениями параметра ϵNd (550) (от 6.0 до -6.2) и модельными возрастами t_{Nd}(DM) 1570 - 1572 и t_{Nd}(DM-2st) 1782 - 1800 млн лет, которые указывают на формирование гранитоидов Горячинского плутона за счет плавления палеопротерозойской коры с незначительной добавкой ювенильного материала байкальской коры (Рыцк и др. в печати). Близкий Nd-изотопный состав имеют и вмещающие их породы. Гранитоиды плутона являются результатом анатексиса палеопротерозойской коры в зоне

главного сдвига, а их эксгумация в верхние горизонты осуществлялась в составе тектонических пластин и сопровождалась широким развитием бластомилонитов и диафторитов.

Таким образом, магматическая активность в пределах Кичерской зоны БМП охватывает протяженный геологический период времени от раннего неопротерозоя до кембрия, в котором выделяется две эпохи тектогенеза – раннебайкальская, завершившаяся к рубежу 755 млн лет и позднебайкальская, сопровождавшаяся проявлением деформаций и метаморфизма на рубежах 640-617 и ~606 млн лет.

Андреев А.А., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. О возрасте метабазитов раннебайкальского метаморфического комплекса (Кичерская зона, Байкало-Муйский пояс): U-Pb данные по циркону // Мат. XVI Всеросс. совещ. "Геодинамическая эволюция литосферы ЦентральноАзиатского подвижного пояса: от океана к континенту". Иркутск, 2018. Вып. 16. С. 13-15.

Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др. Последовательность формирования и возраст неопротерозойских магматических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского подвижного пояса // Мат. совещ. "Геодинамическая эволюция литосферы ЦентральноАзиатского подвижного пояса: от океана к континенту". Иркутск, 2013. Вып. 11. С. 129-130.

Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999, 163 с. Лебедева Ю.М., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др. Условия формирования основных гранулитов и высокоглинозёмистых гнейсов Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье) // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 66-70.

Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф. О гранулитах в нюрундуканской серии Северного Прибайкалья. // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 195-201. Рыцк Е.Ю. Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. и др. Главные этапы тектономагматической эволюции Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье: новые геохронологические данные // Мат. VII Росс. конф. по изотопной геохронологии. Москва, 2018. С. 297-300.

Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Новые данные о геологическом строении и возрасте метаморфических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса // Мат. совещ. "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту". Иркутск, 20121. Т. 2. С. 55-57.

Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Андреев А.А. и др. Раннекембрийский возраст и коровые источники гранитоидов Горячинского плутона (Северное Прибайкалье):

геодинамические следствия. // Доклады Академии Наук. В печати.

Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Богомолов Е.С., Андреев А.А., Толмачева Е.В.

Рифтогенная обстановка формирования гипербазит-базитовых комплексов Северного Прибайкалья: новые геологические, геохимические и изотопные данные // Мат. V Межд. конф. "Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал". Гремячинск, 2017. С. 239-241.

Рыцк Е.Ю., Котов А.А., Андреев А.А. и др. Строение и возраст Байкальского массива гранитоидов: новые свидетельства раннебайкальских событий в Байкало-Муйском подвижном поясе. // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 453. № 6. С. 662-665.

Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., и др. U-Pb геохронология габбро-диорит-тоналитгранодиоритовых интрузий Байкало-Муйского пояса // Мат. совещ. "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту". Иркутск, 20122. Т. 2. С. 57-58.

Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., и др. Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса. // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44-66.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005, 306 с.

Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al. Neoproterozoic ophiolite and related highgrade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 138–160.

Применение минералого-геохимических методов исследования и изотопного анализа меди в рудной геоархеологии Урала (на примере укрепленного поселения бронзового века Каменный Амбар)

Анкушев М.Н.[1,2], Киселева Д.В.[3], Зайцева М.В.[3], Стрелецкая М.В.[3]

[1] *ИМин УрО РАН, г. Миасс, ankushev_maksim@mail.ru*
[2] *ИИиА УрО РАН, г. Екатеринбург*
[3] *ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, kiseleva@igg.uran.ru*

Одной из важнейших задач в геархеологии является поиск источников руд, использовавшихся древними металлургами. При этом важно проследить цепочку руда-шлакметаллическое изделие. Спектр аналитических методов, применяющихся в этой области, достаточно широк, однако для уральских археологических объектов многие методы являются не опробованными, либо весьма ограниченными. В настоящее время, благодаря появлению современного геохимического оборудования, начали появляться работы, посвященные проблематике изотопных исследований археологических объектов Урала (Киселева, 2018; Шагалов и др., 2018).

Для исследования выбраны образцы руд, шлаков и металлических изделий с поселения Каменный Амбар как с хорошо изученного памятника бронзового века на Южном Урале (Krause, Koryakova, 2013). Были проанализированы окисленные медно-магнетитовые руды из культурного слоя поселения Каменный Амбар, а также несколько образцов из древних рудников Воровская яма, Новотемирский, Еленовский – возможных источников медного сырья (Зайков и др, 2000; Анкушев и др, 2018; Бушмакин, Зайков, 1997). Для сравнения в выборку вошли также образцы с древних медных рудников Сарлыбай, приуроченным к базальтам (Ткачев и др, 2013).

Оптические исследования аншлифов шлаков и руд, включающие оптическую диагностику и описание текстурно-структурных особенностей, проводились на микроскопах Axiolab Carl Zeiss и Olympus BX-51. Химический состав шлаков определялся методом силикатного анализа по стандартной методике 163-Х в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (ИМин УрО РАН). Состав рассеянных элементов в шлаке измерялся на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7700x (ИМин УрО РАН, аналитик К.А. Филиппова). Для метрологического контроля качества анализа использовался международный стандарт базальта BCR-2. Определение изотопных отношений меди выполняли в помещениях с классами чистоты 6, 7 ИСО Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Все реагенты и вода были дважды очищены при температуре ниже температуры кипения в аппаратах фирмы Savillex (США). Малые мономинеральные навески (порядка сотых долей мг) медь-содержащих минералов отбирали под бинолупой в виалы Savillex, заливали 0.5 мл концентрированной HNO_3 и выпаривали на горячей плитке до сухих солей, затем остатки разбавляли 3% HNO_3 до содержания меди примерно 200 ppb. Для изотопного анализа меди в шлаках использовались валовые растертые пробы. Измерение изотопных отношений меди проводили на МК-ИСП-МС спектрометре Neptune Plus методом брекетинга с использованием стандартного образца изотопного состава меди SRM 976 (NIST, США). Полученные изотопные данные приведены в виде величины δ (‰), рассчитываемой по формуле: $\delta^{65}Cu = [(^{65}Cu/^{63}Cu)_{обр}/(^{65}Cu/^{63}Cu)_{SRM976}]\times1000$. Прибор настраивали таким образом, чтобы величина сигнала ^{63}Cu в растворе NIST SRM 976 с концентрацией 200 ppb составляла 3 В. Уровень холостого (контрольного) опыта учитывался путем вычитания. Погрешность измерительной процедуры 2σ составила 0,18‰ (N=70).

Среди металлургических шлаков бронзового века на Южном Урале и, в частности, на поселении Каменный Амбар выделяется две основные группы, отличающиеся по минеральному и химическому составу: 1) хромитсодержащие, 2) сульфидсодержащие (табл. 1) (Анкушев и др., 2018). Шлаки, относящиеся к хромитсодержащему типу, содержат реликтовые включения хромшпинелидов и характеризуются большим количеством стекла; в сульфидсодержащем типе отмечаются отдельные включения вторичных сульфидов при полном отсутствии хромшпинелидов и большим количеством магнетита (рис. 1).

Таблица 1. Минералогические типы металлургических шлаков поселений бронзового века Южного Урала

Тип	Хромитсодержащий		Сульфидсодержащий	
Минеральный состав	Оливин 60–85%, стекло 10–40%, магнетит 5% Реликты: хромшпинелиды, серпентиниты, кварц		Оливин 60–80%, стекло 10–15%, магнетит 10–30% Реликты: халькозин, ковеллин	
Морфология оливина	Призматические зональные кристаллы, цепочечные и скелетные кристаллы		Цепочечные и скелетные кристаллы	
Химический состав, мас. %.	SiO_2 31–40 TiO_2 0.1–0.3 Al_2O_3 2.3–5.8 Fe_2O_3 3.7–25 FeO 32–46 MnO 0.1–0.7	MgO 4.2–11 CaO 1.4–3.7 Na_2O 0.1–0.6 K_2O 0.3–1.1 P_2O_5 0.2–0.7 CuO 0.6–2.9	SiO_2 15–21 TiO_2 0–0.1 Al_2O_3 1.0–2.3 Fe_2O_3 16–33 FeO 37–57 MnO 0.04–0.1	MgO 0.8–1.8 CaO 1.2–2.9 Na_2O 0–0.6 K_2O 0.04–0.11 P_2O_5 0.3–0.5 CuO 2.6–8.7
Некоторые рассеянные элементы, ppm	Cr 600–1200 Ni 170–860 Co 95–200 V 55–210 As 50–910	Zn 10–200 Sb 1–10 Sn 1–8.5 Mo 3–26 Se 1–20	Cr 7–23 Ni 3–52 Co 300–550 V 13–28 As 0–18	Zn 15–110 Sb 0–4 Sn 3–7 Mo 40–68 Se 18–90

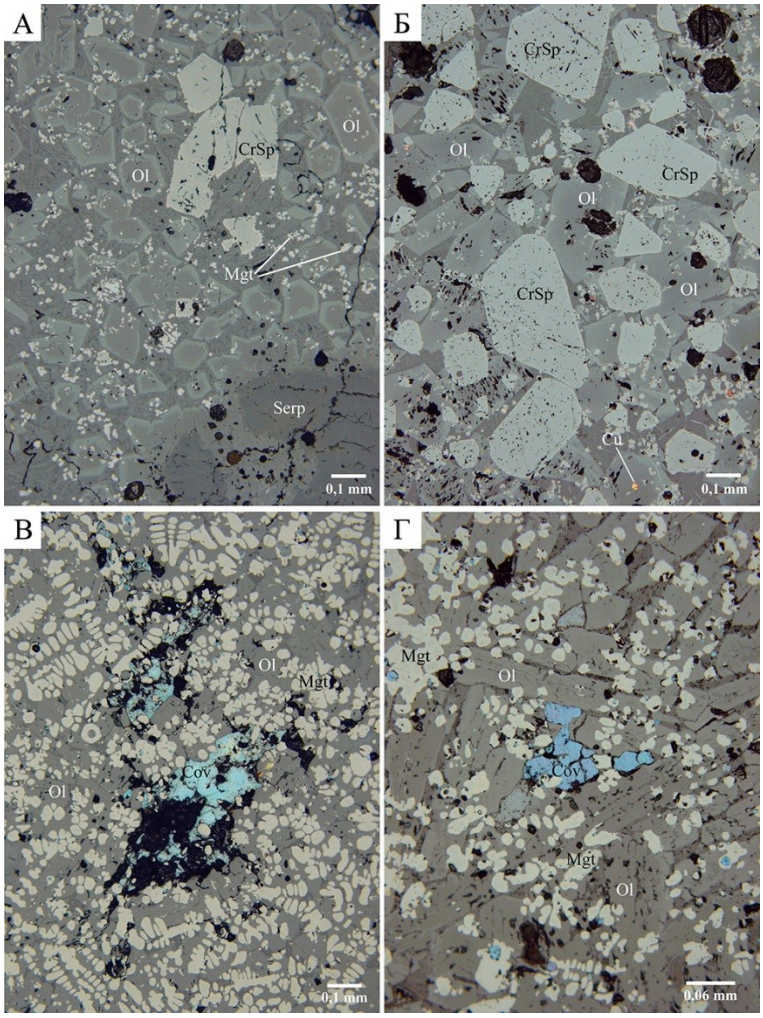


Рисунок 1. Минералы хромитсодержащих (А, Б) и сульфидсодержащих (В, Г) металлургических шлаков поселения Каменный Амбар.

Ol – оливин, Mgt – магнетит, CrSp – хромшпинелид, Cov – ковеллин, Cu – металлическая медь.

Изотопный состав меди не дает исчерпывающей информации о конкретном месторождении (источнике происхождения), а, скорее, позволяет обнаружить природу минералов, содержащихся в руде, а также особенности климата, в котором происходило выветривание медных руд (Powell et al., 2017). Медь имеет два изотопа (65 и 63), причем ^{65}Cu тяготеет к обстановкам, ассоциированным с окислением (Zhu et al., 2002). Следовательно, процесс окисления меди приводит к образованию флюидов и минералов, обогащенных ^{65}Cu, как, например, это происходит под влиянием выветривания сульфидных минералов. Немаловажно и то, что было показано, что ни древние, ни современные технологии обработки медных руд не приводят к фракционированию меди, и изотопный состав меди в металлических изделиях соответствует рудам, из которых они были изготовлены (Powell et al., 2017).

Полученные анализы показали, что хромитсодержащие шлаки варьируют в довольно широком интервале значений δ^{65}Cu, основные точки находятся в отрицательном диапазоне (рис. 2). Сульфидсодержащие шлаки расположены тесной группой в интервале от -1,18 до 1,66, частично перекрываясь с хромитсодержащей разновидностью.

Рисунок 2. Вариации значений δ^{65}Cu в артефактах с поселения Каменный Амбар и древних рудниках.

Стрелками показана патина, снятая с конкретного металлического изделия.

Руды из культурного слоя поселения, при схожем минеральном составе, демонстрируют широкий диапазон значений δ^{65}Cu. Образцы с рудников имеют еще большее расхождение в значениях, что, вероятно, связано с минеральным составом руд (большой разброс изотопных отношений меди характерен для окисленных руд зоны гипергенеза (Powell et al, 2017)). Исследования изотопов меди в рудах месторождений Урала известны лишь в единичных публикациях (Mason et al., 2005).

Для определения изотопных характеристик взяты пробы неокисленного металла трех медных изделий и патины с их поверхности. Как показывают анализы, значения δ^{65}Cu в металле различных изделий с одного поселения могут значительно отличаться, что весьма логично, учитывая возможность использования сырья разных типов месторождений, а также различных минералогических типов руд, включая смешение нескольких изотопных источников меди вследствие неполного выветривания пород и наличия остаточных сульфидных минералов (Powell et al, 2017). Диапазон значений δ^{65}Cu, соответствующих металлу, не выходит за пределы интервала изотопных отношений для руд с поселения. Патина на изделиях может, как отчасти соответствовать составу самого металла, так и кардинально отличаться от него (Шагалов и др., 2018), что делает изотопные анализы, проведенные по пробам с патиной, непригодными для определения характеристик исходной руды. При этом наблюдаемый сдвиг значений в положительную либо отрицательную сторону может напрямую зависеть от минерального состава патины.

Таким образом, для получения достоверных данных об используемом источнике рудного сырья в древности необходимо подвергать изотопному анализу лишь неокисленные корольки металла в шлаке, либо, в случае анализа металлических изделий, непатинизированную часть. Также необходимо использовать достаточно широкую статистическую выборку проб с одного объекта. При использовании валовых проб металлургических шлаков наблюдается широкий разбег значений δ^{65}Cu, это может следовать как из изменения изотопного состава образца при металлургическом переделе, так и из разных форм нахождения элемента в пробе. Изотопный состав металла и патины может кардинально различаться даже в одном изделии из-за фракционирования изотопов меди при окислении. Медные окисленные руды с одного археологического объекта даже при сходной минералогии могут давать различные значения δ^{65}Cu. Сильное фракционирование изотопов меди при поверхностных (низкотемпературных) преобразованиях делает интерпретацию результатов изотопного анализа весьма затруднительной применительно к геоархеологическим изысканиям, связанных с поиском источников рудного сырья по продуктам металлургического передела и металлу, требуя крайне внимательного отбора образцов для формирования выборки и дальнейшего пробоотбора для анализа. Авторы благодарят Корякову Л.Н. за предоставление образцов для исследований.

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РНФ № 16-18-10332. Изотопный анализ меди выполнен в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» в рамках госбюджетной темы № 0393-2016-0025 «Спектроскопия, спектрометрия и физика гео-, космо- и

биогенных минералов на основе аналитических методик с высоким пространственным разрешением: оксиды, силикаты, фосфаты, карбонаты».

Анкушев М.Н., Артемьев Д.А., Блинов И.А. Элементы-примеси в зональных оливинах металлургических шлаков бронзового века на Южном Урале // Минералогия. 2018. 4(1). С. 55-67.

Анкушев М. Н., Юминов А. М., Зайков В. В., Носкевич В. В. Медные рудники бронзового века в Южном Зауралье // Известия Иркутского государственного университета. Серия Геоархеология. Этнология. Антропология. 2018. Т. 23. С. 87–110.

Бушмакин А. Ф., Зайков В. В. Еленовское медно-турмалиновое месторождение – вероятный источник руды для медеплавильного производства Аркаима // Уральский минералогический сборник. 1997. № 7. С. 221–232.

Зайков В. В., Зданович Г. Б., Юминов А. М. Воровская яма – новый рудник бронзового века // Археологический источник и моделирование древних технологий: тр. музея-заповедника Аркаим. Челябинск, 2000. С. 112–130.

Киселева Д.В. Применение изотопного анализа свинца и меди в археометаллургии // Геоархеология и археологическая минералогия-2018. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 33–
36.

Ткачев В.В., Байтлеу Д.А., Юминов А.М., Анкушев М.Н., Жалмаганбетов Ж.М., Калиева Ж.С. Новые исследования памятников горной археологии в Южных Мугалжарах // Труды филиала Института археологии им. А.Х. Маргулана в г. Астана. Том II. Астана: Издательская группа ФИА им. А.Х. Маргулана в г. Астана, 2013. С. 264-288.

Шагалов Е.С., Зайцева М.В., Илгашева Е.О., Киселева Д.В., Молчанов И.В., Пивоварова Е.С., Тихонова В.В. Минеральный, химический и изотопный состав (Cu, Pb) в образце бронзы и продуктах её изменений из поселения Каменный Амбар (бронзовый век, Южный Урал) // Уральская минералогическая школа – 2018. Екатеринбург, 2018. С. 247251.

Mason T.F.D., Weiss D.J., Chapman J.B., Wilkinson J.J., Coles B.J., Spiro B., Spratt J., Tessalina S.G., Horstwood M.S.A. Zn and Cu isotopic variability in the Alexandrinka volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) ore deposit, Urals, Russia // Chemical Geology. 2005. Т. 221. № 3-4.
Pp. 170-187.

Krause R., Koryakova L.N. (2013). Multidisciplinary investigations of the Bronze Age settlements in the Southern Trans-Urals (Russia). Bonn. 352 p.

Powell W., Mathur R., Bankoff H.A., Mason A., Bulatović A., Filipović V., Godfrey L. Digging deeper: Insights into metallurgical transitions in European prehistory through copper isotopes//

Journal of Archaeological Science xxx (2017). P. 1 – 10.

Zhu X., O'Nions K., Guo Y., Belshaw N., and Rickard D. Determination of natural Cu-isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use in geochemical tracers // Chem. Geol., 2000. V.163. P. 139–149.

Новые данные о гипергенных минералах Северного Кавказа (Карачаево-Черкесская республика, Урупский район, р.Имеретинка)

Бадьянова Л.В.[1]

[1]*МГРИ-РГГРУ, г. Москва, Lovegood98@mail.ru*

В августе 2018 года в районе р. Имеретинки (Перевал Панорамный N43°37'40.0" E040°43'23.3" , высота 3154м.) была обнаружена карбонат-сульфатная минерализация(Северный Кавказ, Карачаево-Черкеская республика, Урупский район, р.Имеретинка) из большей части образцов.

Методами порошковой рентгенографии, а также электронно-зондового микроанализа были установлены минералы группы цианотрихита (цианотрихит и карбонат-цианотрихит (рис 1.) ($Cu_4Al_2(CO_3,SO_4)(OH)_{12} \cdot 2H_2O$) и минералы группы розазита (малахит(рис 1), маккгинессит((Mg,Cu)2(CO3)(OH)2)).

Также были обнаружены Mn-минералы(бузерит) (рис 2).

Рисунок 1. Цианотрихит с Карбонат-Цианторихитом и Малахитом

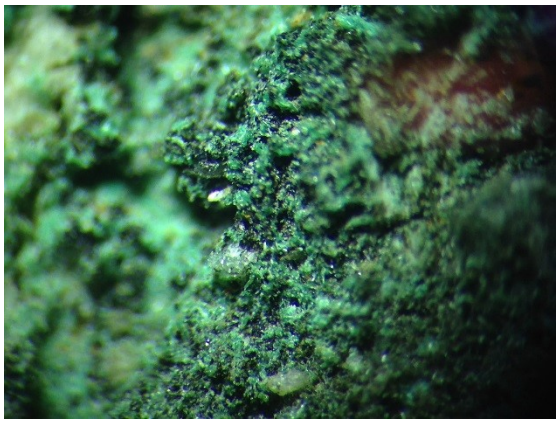


Рисунок 2. Маккгинессит с бузеритом

Таблица 1. Дифрактограмма Карбонат-Цианотрихита.

d-spacing	Intensity
10.089	(95)
5.6264	(45)
5.0319	(60)
4.2097	(100)
3.8898	(6)
3.6506	(16)
3.3301	(60)
2.9299	(2)
2.7694	(45)
2.5098	(50)
2.4498	(45)
2.3800	(8)
2.0098	(55)
1.6698	(2)
1.5289	(2)
1.4412	(2)

Анкинович Е.А., Гехт И.И., Зайцева Р.И. Новая разновидность цианотрихита-карбонатцианотрихит // Записки ВМО. 1963.ЧХС11. выпуск 4.

Потапенко Ю.Я. Геология Карачаево-Черкесии // Издательство Карачаево-Черкесского государственного университета. Карачаевск. 2004. 154 стр

Palache C., Berman H., and Frondel C. Dana's system of mineralogy. 7th edition. 1951.v. II. P. 578–579.

Типохимизм ванадийсодержащего дравита из Восточного Узбекистана

Балашов Ф.В.[1], Гореликова Н.В.[1], Портнов А.М.[2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, balashfil@mail.ru, ngor@igem.ru*
[2]*МГРИ-РГГРУ, г. Москва*

Ванадиевый травяно-зеленый дравит обнаружен в маломощных (до 10 см) кварцевых жилах, пересекающих черные кремнистые сланцы позднего протерозоя, обогащенные ураном и ванадием (до 50 ppm). Содержание V_2O_3 в– до 5.34 % при низком содержании железа и повышенном магния.

При изучении турмалина использовались следующие методы: оптическая микроскопия (Olympus BX-51), рентгеноспектральный микроанализ (прибор JXA-8200 фирмы JEOL с волновыми спектрометрами, условия съемки: ускоряющее напряжение -20 кВ, ток зонда - 20 нА, диаметр зонда -1 мкм

А.М. Портновым в 1985 г. в черных углистых кварц-серицитовых сланцах докембрия (ЮгоВосточный Узбекистан), слагавших невысокие холмы в пустыне Кызыл-Кум, были найдены кварцевые прожилки с яркими зелеными игольчатыми кристаллами. Предварительно минерал был диагностирован как принадлежащий к группе турмалина, что впоследствии было подтверждено инструментальными методами анализа.

При микроскопическом изучении ванадийсодержащего дравита из Ауминзатау в проходящем свете установлено, что длиннопризматические кристаллы ванадиевого турмалина представлены игольчатыми кристаллами травяно-зеленого цвета, с ярко выраженным плеохроизмом в буро-зеленых тонах. В скрещенных николях имеют характерные для турмалина яркие окраски II порядка.

Структура турмалина изучена детально рядом исследователей (Hawthorne et al., 1999, 2001; Ottolini et al., 1999, Bosi et al., 2010, Cempírek et al., 2013 и др.). Обобщенная формула записывается в следующем виде:

$XY_3Z_6[T_6O_{18}][BO_3]_3V_3W$, где X = Na, Ca, K, Vac (вакансия); Y = Li, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ni, Al, Cr^{3+}, V^{3+}, Fe^{3+}, (Ti^{4+}); Z = Mg Al Fe^{3+} V^{3+} Cr^{3+}; T = Si Al (B); B = B, Vac; V = OH, O; W = OH, F, O.

Нашей задачей было описание турмалина и выявление характера изоморфизма в структуре изученного минерала.

Химический состав ванадийсодержащего дравита определен с помощью рентгеноспектрального микроанализа (JXA-8200 фирмы JEOL).

В кристаллах изученного дравита отмечается тонкая осцилляторная и пятнистая зональность, обусловленная вариациями содержаний) таких элементов, как Al, V, Ti, Ca, Зоны, обогащенные V, Ti, Fe, Mn, чередуются с зонами с повышенным содержанием Al, Mg, Ca.

Ширина зон варьирует от 1 до 5–7 мкм.

Для выявления характера изоморфизма в структуре изученного турмалина проведен корреляционный анализы дравита и выявлены положительные и отрицательные корреляционные связи основных компонентов, входящих в структуру минерала, Наиболее сильная отрицательная корреляционная связь характерна для пар Al_2O_3 – V_2O_3, Al_2O_3 – CaO и Al_2O_3 – TiO_2. Наличие сильной отрицательной корреляционной связи Al_2O_3 – V_2O_3 свидетельствует в пользу замещения ванадием алюминия в позиции Z и преимущественного

расположения катионов V в алюминиевом октаэдре, хотя V может занимать и Y позицию при высоком содержании его в дравите, как это показано Боси и др. в (Bosi et al.,2013, 2014).

Следует отметить, что корреляционный анализ не выявляет отрицательных корреляционных связей V с Mg в изученном нами дравите, что, видимо, может указывать на незначительную вероятность вхождения V^{3+} в Y позицию при невысоком содержании ванадия в

дравите. Тем не менее при значительных содержаниях ванадия в дравите он перераспределяется по двум октаэдрическим позициям.

Таблица 1. Химический состав ванадиевого дравита

(мас. %)

SiO_2	37.149	37.180	37.768	37.512	37.414	37.707	37.367	37.403	37.547	38.097	38.158
B_2O_3	10.737	10.860	10.942	10.875	10.805	10.974	10.799	10.864	10.869	11.009	10.996
Al_2O3	30.559	30.737	32.434	31.268	30.262	31.827	31.485	31.692	32.152	33.131	33.373
V_2O_3	3.546	4.268	3.653	3.675	5.344	3.918	4.173	4.395	3.287	1.937	1.804
MgO	10.939	11.123	10.360	10.940	10.507	10.805	10.151	10.247	10.387	10.861	10.616
TiO_2	0.384	0.333	0.077	0.283	0.284	0.236	0.261	0.250	0.309	0.116	0.150
FeO	0.041	0.034	0.008	0.000	0.011	0.036	0.025	0.019	0.000	0.042	0.017
MnO	0.030	0.026	0.004	0.019	0.000	0.036	0.008	0.006	0.000	0.000	0.000
Na_2O	1.876	1.842	1.662	1.941	1.997	2.020	1.970	1.955	1.896	1.913	1.933
K_2O	0.029	0.015	0.012	0.019	0.018	0.018	0.024	0.027	0.023	0.006	0.012
CaO	1.541	1.550	0.529	1.343	1.148	0.988	1.135	1.138	1.228	0.624	0.734
SnO_2	0.007	0.042	0.005	0.021	0.000	0.002	0.053	0.000	0.031	0.000	0.035
F	0.223	0.419	0.000	0.100	0.190	0.116	0.090	0.131	0.180	0.000	0.062
H2O	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63
O=2F	0,094	0,176	0,000	0,042	0,080	0,049	0,038	0,055	0,076	0,000	0,026
Сумма	96.23	96.78	97.08	97.10	97.66	96.70	97.21	96.73	96.73	96.51	96.87
					Количество атомов в формуле (apfu) или ф.е.						
Si	6.013	5.950	5.998	5.995	6.018	5.972	6.014	5.983	6.003	6.014	6.031
B	3.020	3.055	3.078	3.059	3.039	3.086	3.037	3.056	3.057	3.096	3.093
Al	5.830	5.798	6.072	5.890	5.737	5.941	5.972	5.975	6.059	6.165	6.217
V	0.460	0.548	0.465	0.471	0.690	0.498	0.539	0.564	0.422	0.245	0.229
Mg	2.640	2.654	2.453	2.607	2.520	2.552	2.436	2.444	2.476	2.557	2.502
Ti	0.047	0.040	0.009	0.034	0.034	0.028	0.032	0.030	0.037	0.014	0.018
Fe	0.006	0.005	0.001	0.000	0.001	0.005	0.003	0.003	0.000	0.006	0.002
Mn	0.004	0.004	0.001	0.003	0.000	0.005	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.589	0.572	0.512	0.601	0.623	0.620	0.615	0.606	0.588	0.586	0.592
K	0.006	0.003	0.002	0.004	0.004	0.004	0.005	0.006	0.005	0.001	0.002
Ca	0.268	0.266	0.090	0.230	0.198	0.168	0.196	0.195	0.211	0.106	0.124
Sn	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002
F	0.114	0.212	0.000	0.051	0.097	0.058	0.046	0.066	0.091	0.000	0.031
Vac	0,144	0,162	0,398	0,168	0,179	0,212	0,189	0,198	0,201	0,309	0,283

Примечание. Количество ионов рассчитано на основании 15 катионов, B определялся расчетным методом. Анализы сделаны в разных точках зонального кристалла дравита (JXA-8200 фирмы JEOL). H2O определена методом синхронного термического анализа (СТА).

Для выявления корреляции Al, V, Cr и Mg в минерале изучен профиль в зональном кристалле V-дравита, который подтверждает наличие обратной корреляционной зависимости между Al и V. Кроме того, в дравите проявляется отрицательная корреляционная связь V_2O_3 и Cr_2O_3, что соответствует данным химического анализа.

Обсуждение и выводы

Изученный ванадийсодержащий дравит можно отнести к семейству ванадиевых дравитов с очень низким содержанием железа, титана, марганца (Резницкий и др., 2001). Для кристаллов изученного дравита характерна тонкая осцилляторная и пятнистая зональность, Проявление осцилляторной зональности в минералах возможно при диффузионном подтоке материала к

растущим граням и при достаточно высоких скоростях роста, т,е, в обстановке, когда вблизи растущих кристаллов образуются кристаллизационные дворики в растущих кристаллах (Аполлонов, 1999). Ритмичная зональность возникает в отсутствие конвективного перемешивания питающей среды. Ширина кристаллизационного дворика зависит от частоты ритмов кристаллизации.

Результаты проведенного корреляционного анализа ванадийсодержащего дравита и наличие сильной отрицательной корреляции V_2O_3 и Al_2O_3 свидетельствуют об изовалентном изоморфизме в структуре минерала по схеме:$V^{+3} \rightarrow Al^{+3}$ и о структурном положении ванадия, занимающем предпочтительно октаэдрическую Z-позицию в изученном дравите в отличие от ванадодравита из Слюдянки с высоким содержанием ванадия, в котором ванадий располагается как в Z позиции, так и Y позиции (Bosi et al., 2013).

Рассмотренный материал показывает, что ванадийсодержащий дравит Восточного Узбекистана типоморфен для метаморфизованных и гранитизированных протерозойских черных сланцев, сформированных в условиях океанического базальтоидного магматизма, где источником ванадия являются титановые магматические минералы базальтов – ильменит и титаномагнетит. При гальмиролизе (подводном выветривании базальтов) V^{3+} (0,067 нм) накапливается в черных глинистых илах, послуживших основой для формирования метаморфизованных черносланцевых толщ докембрия и раннего палеозоя Узбекистана, Ванадий замещает Al^{3+} (0,057 нм) и является «региональным» хромофором минералов черносланцевых толщ, в частности, в как V-содержащие турмалины Узбекистана и окрашенные ванадием изумруды Колумбии (Clements, 1941).

Аполлонов В.Н. Механизм и условия роста ритмично построенных кристаллов // Геохимия. 1999. Т. 364. С. 94–96.

Резницкий Л.З., Скляров Е., Ушаковская З.В, Нартова Н.И, Кащаев А.А., Карманов Н.С., Канакин С.В., Смолин А.С., Некрасова Е.А. Ванадиодравит, NaMg3V6[Si6O18][BO3]3(OH)4 - новый минерал турмалиновой группы // Записки ВМО. 2001. 130. С. 59–72.

Bosi F., L.Z. Reznitskii., and E.V.Sklyarov. Oxy-vanadium-dravite, $NaV_3(V_4Mg_2)(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3O$: Crystal structure and redefinition of the “vanadium-dravite” tourmaline // American Mineralogist. 2013. V. 98. P. 501–505.

Bosi F., Skogby H., Reznitskii L., and Hålenius U. Vanadio-oxy-dravite, IMA 2012-074 // CNMNC Newsletter No. 15. February 2013. page 8. Mineralogical Magazine. 77. 112. 1286.

Bosi F., Reznitskii L., Skogby H., & Hålenius U. Vanadio-oxy-chromium-dravite, $NaV_3(Cr_4Mg_2)(Si_6O_{18})(BO_3)_3$ $(OH)_3O$, a new mineral species of the tourmaline supergroup // American Mineralogist. 2014. 99 (5–6). 1155–1162.

Cempírek Jan, Stanislav Houzar, Milan Novák, Lee a. Groat1, Julie B. SeLway. Crystal structure and compositional evolution of vanadium-rich oxy-dravite from graphite quartzite at Bítovánky, Czech Republic // Journal of Geosciences. 2013. V. 58. P. 149–162.

Clements T. The Emerald Mines of Muzo, Colombia, South America // Gems and Gemmology. 1941. V. III. N 9. P. 130–138.

Hawthorne, F.and Henry D. Classification of the minerals of the tourmaline group // European Journal of Mineralogy. 1999. 11. 201-215.

Ottolini L., and F. C., Hawthorne. An investigation of SIMS matrix effects on H, Li and B ionization in tourmaline // Eur. J.Mineral. 1999. 11. P. 679-690.

Оценка уровня загрязнения окружающей среды в районе деятельности Садонского свинцовоцинкового комбината (республика Северная Осетия-Алания, РФ).

Баранова М.Н.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, hibari@mail.ru*

В современном мире окружающая среда подвергается техногенному влиянию и антропогенному стрессу. Загрязнение почвенно-растительного комплекса тяжелыми металлами, которые являются высокотоксичными веществами, одна из глобальных экологических проблем (Гурбанов А.Г, 2012, 2018).

Методы биомониторинга довольно часто используют для оценки уровня тяжелых металлов. В биологическом мониторинге воду, почву, растения и животных используют в качестве индикаторов. Растения являются одним из более точных и чувствительных индикаторов, применяемых для определения техногенного изменения в природе (Пряничникова, 2005). С их помощью можно определить интенсивность загрязнения окружающей среды.

Цель научно-исследовательской работы: определение состава и оценка уровня и масштабов загрязнения компонентов окружающей среды в районе Садонского хвостохранилища. Задачи: определение форм нахождения ведущих элементов-загрязнителей в растительности и определение уровня загрязнения компонентов окружающей среды, выявление территорий с наиболее напряженной экологической ситуацией. Пробы почвы, а также растительные пробы отбирались в районе деятельности ССЦК и поселениях (Зинцар, Унал, Архон, Мизур, Садон, Верхний Згид), расположенных вдоль реки Архон. Анализ почвенных проб проведен методом ICP-MS, а растительных методом ААС (таб.1).

Были подтверждены аномальные значения ТМ в пробах, будут разработаны меры по снижению негативной нагрузки на экологическую обстановку этого района и уменьшению степень риска возникновения техногенных катастроф.

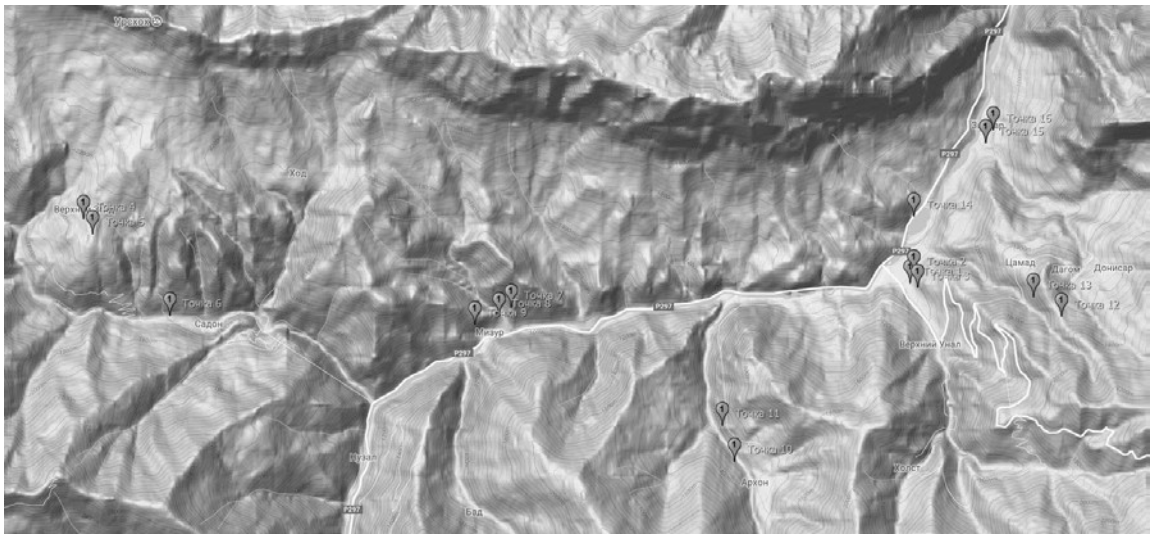


Рисунок 1. Места отбора проб почвы и растительного материала в селениях Зинцар, Унал, Архон, Мизур, Садон, Верхний Згид.

Таблица 1. Содержания (в мг/кг) микроэлементов усредненных почвенных образцов в поселениях (Зинцар, Унал, Архон, Мизур, Садон, Верхний Згид) по данным ICP-MS.

Номер пробы		1	2	3	4	5	6
^{47}Ti	ppb	309,3	92,6	144,7	52,8	153,1	199,1
^{51}V	ppb	30,02	16,33	37,12	40,87	48,16	21,19
^{52}Cr	ppb	116,20	61,00	83,39	67,53	60,93	52,81
^{55}Mn	ppb	2797	105	353	285	32	29
^{56}Fe	ppb	3930	1054	5954	708	1243	1175
^{59}Co	ppb	47,74	10,57	8,80	22,40	7,62	5,89
^{60}Ni	ppb	148,4	142,5	170,4	153,3	136,2	110,6
^{65}Cu	ppb	5186	1132	4445	1247	1184	1157
^{66}Zn	ppb	7249	8822	12970	4447	6701	5960
^{69}Ga	ppb	7,48	9,29	7,14	10,58	10,04	2,18
^{85}Rb	ppb	523,7	115,3	471,6	433,6	499,0	459,1
^{88}Sr	ppb	1033	2613	863	1357	1478	670
^{89}Y	ppb	2,55	1,23	3,84	1,35	0,58	0,92
^{90}Zr	ppb	10,16	2,10	12,53	7,27	3,24	3,94
^{95}Mo	ppb	564	343	1796	429	858	287
^{107}Ag	ppb	3,59	1,73	10,01	0,09	2,79	0,34
^{111}Cd	ppb	5,41	4,34	39,07	3,50	10,93	1,92
^{121}Sb	ppb	95,52	105,20	314,10	99,59	63,35	108,80
^{133}Cs	ppb	0,70	0,38	0,93	0,09	0,50	0,53
^{137}Ba	ppb	266,3	364,3	217,7	321,3	332,8	63,6
^{182}W	ppb	55,35	6,56	77,20	32,90	5,26	6,14
^{208}Pb	ppb	56,37	38,59	571,30	10,98	5,57	208,00

Гурбанов А.Г., Кусраев А.Г., Лексин А.Б., Баранова М.Н. и др. Основные источники загрязнения вод р. ардон, его степень и масштабы проявления, оцененные по результатам геохимического изучения проб воды из контрольных пунктов (РСО-А), Республика Северная Осетия-Алания // Вестник ВНЦ РАН. Т. 18. № 3. 2018. С. 40–50.

Гурбанов А.Г., Шаззо Ю.К., Лексин А.Б., Газеев В.М. и др. Промышленные отходы Мизурской горно-обогатительной фабрики Садонского свинцово-цинкового комбината: геохимические особенности, оценка их воздействия на экологическую обстановку прилегающих территорий (почвы и воду р. Ардон), Республика Северная Осетия-Алания // Вестник ВНЦ РАН. Т. 12. № 4. 2012. С. 27–40.

Пряничникова Е.В. Эколого-геохимические исследования в горнорудных районах районах (на примере Северной Осетии) // Вестник МГУ. сер. 4. Геология. № 2 М. 2005. С. 48–54.

Использование природных сорбентов для очистки радиоактивно-загрязненных растворов

Белоусов П.Е.[1], Милютин В.В.[2], Крупская В.В.[1], Зеленин П.Г.[2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва pitbl@mail.ru*
[2]*ИФХЭ РАН, г. Москва vmilyutin@mail.ru*

В результате реализации ядерного топливного цикла, научных исследований и программ военно-промышленного комплекса ежегодно производилось и производится несколько миллионов тонн радиоактивных отходов (РАО) различного уровня активности. К проблеме решения вопросов безопасности объектов ядерного наследия привлечено на настоящий момент множество специалистов в различных областях. На протяжении последних 50 лет, во многих странах (например, США, Франции, Финляндии, Франции, Швеции, Японии, Канаде и т.д.) идут активные разработки новых подходов к проблеме утилизации высокорадиоактивных отходов (ВАО). Подобные проекты по захоронению РАО в подземных хранилищах разрабатываются и в России, например, проект по созданию ПГЗРО (пункт глубинного захоронения РАО) в Нижнеканском гранитно-гнейсовом массиве (Красноярский край) (http://www.atomic-energy.ru). Одним из основных компонентов инженерного барьера безопасности, гарантирующим противофильтрационные и сорбционные свойства могильника является уплотненная бентонитовая глина. При набухании в замкнутом пространстве, бентонит приобретает свойства мощного водонепроницаемого экрана и в тоже время «залечивает» образовавшиеся в туннелях трещины.

Однако, помимо отходов с высокой активностью, которые планируется захоранивать в подземных хранилищах, существует проблема обеспечения безопасности объектов ядерного наследия: изоляция и рекультивация миллионов тонн средне- и низкоактивных отходов, расположенных в приповерхностных хранилищах, вывод из эксплуатации водоемовхранилищ жидких радиоактивных отходов (ЖРО) и конструкционно сложных объектов, например, промышленных уран-графитовых реакторов (ПУГРы), технологических зданий лабораторий, заводов и т.п. по типу «захоронение на месте».

Изучив минерально-сырьевую базу РФ и последние мировые разработки по этой тематике, было принято решение провести исследования природных сорбентов с фильтрационными свойствами, на предмет сорбции радионуклидов. В данной работе были исследованы следующие природные сорбенты месторождений РФ: диатомит Инзенского месторождения (Ульяновская обл.); глауконит Каринского месторождения (Челябинская обл.); торф верховой сфагновый (Тверская обл.); клиноптилолит Шивертуйского месторождения (Забайкальский край; шунгит Зажогинского месторождения (респ. Карелия). Особенности сорбции изучены на примере радионуклида ^{137}Cs. В дальнейшем планируется продолжить изучение сорбции на примере радионуклидов ^{90}Sr, ^{233,238}U, ^{237}Np и неактивных изотопов Sr, Cs, Eu.

Ниже представлены предварительные результаты изучения минерального состава и сорбционной способности некоторых природных сорбентов по отношению к радионуклиду ^{137}Cs. Минеральный состав природных сорбентов определялся методом рентгеновской дифракции с применением метода Ритвельда. Эксперименты по сорбции проводились в статических условиях путем определения в фильтрате удельной активности ^{137}Cs прямым радиометрическим методом с использованием спектрометрического комплекса СКС-50М («Грин стар технолоджиз», г. Москва).

Таблица 1 Минеральный состав природных сорбентов, масс.%

Название минерала	Глауконит	Диатомит	Цеолит

Глауконит	26.7		
Опал		60.5	
Цеолит (клиноптилолит)	4.3		54.2
Цеолит (гейландит)			15.9
Смектит	32.6	14.0	7.4
Иллит		12.7	7.4
Кварц	31.4	12.8	5.4
Кристобалит			1.5
Альбит	5.0		8.2

Таблица 2 Значения коэффициентов распределения (K_d) радионуклида ^{137}Cs на природных сорбентах

Наименование образца	Значения K_d ^{137}Cs, $см^3/г$ при сорбции из раствора	
	0,1 моль/$дм^3$ $NaNO_3$	1,0 моль/$дм^3$ $NaNO_3$
Диатомит	3000±100	690±40
Шунгит	910±100	135±5
Торф верховой	360±20	2±1
Глауконит	13300±2000	2830±30
Клиноптилолит	1590±40	81± 4

Как видно из представленных результатов, наибольшую сорбционную активность по отношению к радионуклиду ^{137}Cs в 0,1 молярном растворе $NaNO_3$ проявил глауконит Каринского месторождения (K_d =13300 $см^3/г$). Диатомит и цеолит(клиноптилолит) показали значительно меньшие значения K_d - 3000 и 1590 $см^3/г$ соответственно. Органические сорбенты (шунгит, торф) показали низкие результаты сорбции. В 1 молярном растворе $NaNO_3$ наилучшие результаты так же показала глауконитовая порода – 2830 $см^3/г$, другие сорбенты в тех же условиях показали незначительную сорбцию.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект № 1877-00015).

Оцифровка карт магнитного поля и радиоактивности в пределах Тонодского поднятия (Северное Забайкалье)

Белявцева Е.А.[1]

[1]*ФГБУ ВИМС, г. Москва, Belyavtseva@rambler.ru*

Специальная на уран изученность Чуйско-Тонодской минерагенической зоны и непосредственно Тонодского рудного района, в сравнении с сопредельными территориями Северного Забайкалья, имеет достаточно короткую историю. Практически все известные урановые объекты Тонодского рудного района были выявлены и получили предварительную оценку в 80-е годы прошлого столетия после проведения аэрогамма-спектрометрической съемки масштаба 1:25 000 и последующих поисковых работ, выполнявшихся Мегетской геолого-геофизической экспедицией Иркутского ПГО и партией № 5 Сосновского ПГО. На основании обобщающих тематических исследований ВСЕГЕИ, Сосновского ПГО и ВостСибНИИГГиМС Тонодский район был отнесен к числу перспективных на выявление уранового оруденения типа несогласия. В целом по району учтены прогнозные ресурсы урана категории P_3 40 тыс. т (ВИМС, 2008). (Макарьев, Миронов, 2014). В ВИМСе продолжаются работы по изучению этой перспективной площади, новых данных и материалов предшественников. В последний год оцифрован комплект карт, составленных по результатам работ Большепатомской партии Мегетской комплексной геофизической экспедиции в 1977–1981 годах под руководством Завьялова В.Н. Это карта содержаний калия, карта содержаний тория, карта содержаний урана, карта общей радиоактивности, план изолиний магнитного поля dT(α) в миллиэрстедах (мЭ). Оцифровка проводилась около двух месяцев, преимущественно в программе Easy Trace 7.99, из-за качества исходных материалов был выбран полуавтоматический режим. До четверти времени уходит на определение значений изолиний, чтобы исключить повторения и пересечения. Подготовленный таким образом материал передается в программный пакет ArcGIS 10.5 для построения топологически корректной мнимой трехмерной поверхности. Образовавшиеся из-за недостаточного или наоборот, слишком частого шага изолиний заломы были исправлены с помощью специальной технологии построенных вокруг изолиний сглаживающих буферных зон. На следующем этапе с помощью функции «топо в растр» происходит запись вычисленной алгебраически плавной поверхности в растр с размером ячейки 15х15м, 40х40м, 100х100м для изучения более общей и более подробной картины, оценки наблюдаемых закономерностей, оценки влияния метода сглаживающих буферов. Так как буферные зоны отстроены на расстоянии около 15м (меньше при меньшем шаге изолиний, чтобы создать правильную плавную последовательность перехода) от каждой изолинии, при пересчете в растр с ячейкой 40х40м их влияние нивелируется, поэтому этот вариант наиболее предпочтителен. И этот растр передается в программу Golden Software Surfer 10, представляя собой геофизический грид *.grd для дальнейшей обработки, либо в Blue Marble Global Mapper и другие программы. ArcGIS также позволяет производить пересчет растров, их сложение, вычитание, умножение (пакет инструментов «алгебра карт»), а также сочетать растровые слои с любой другой географической информацией (рис. 1).

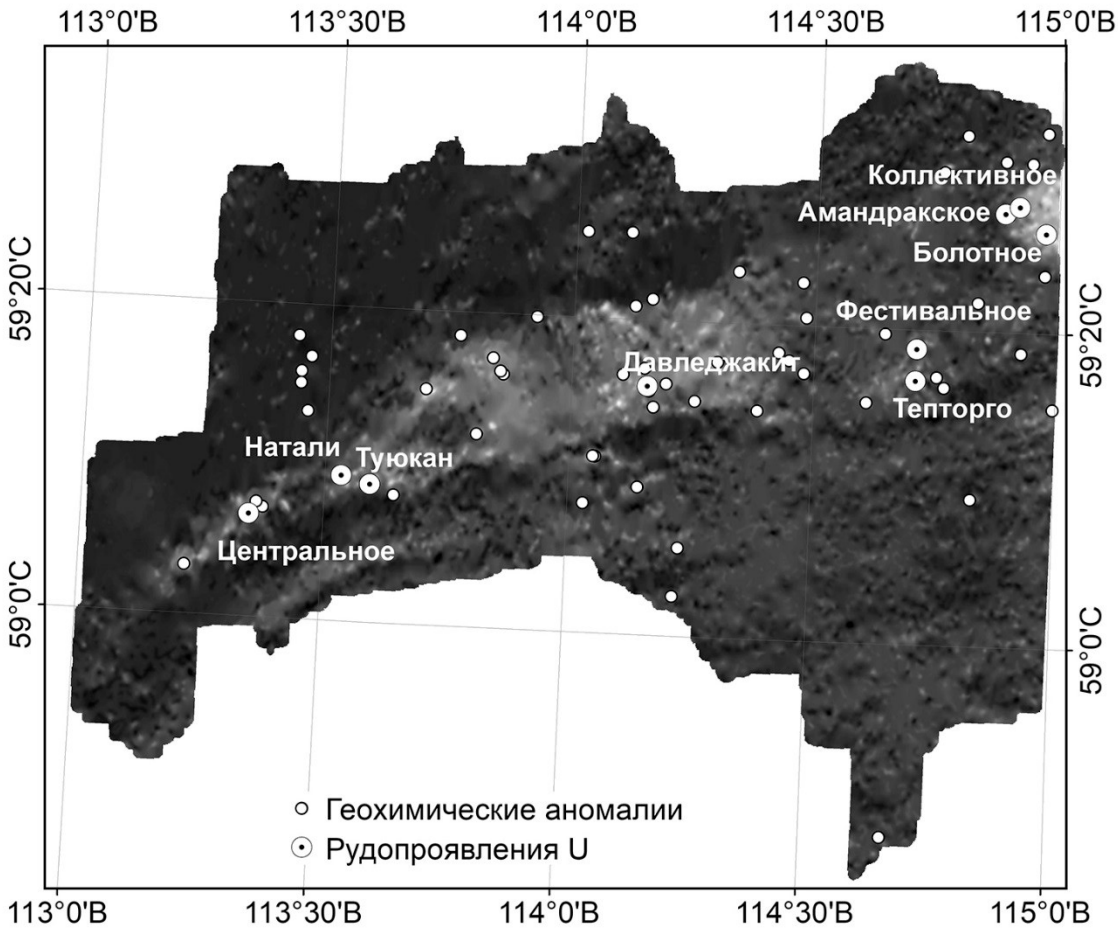


Рисунок 1. Наложение точечной карты рудопроявлений и проб с высоким содержанием урана на растровый слой, построенный на основе оцифровки изолиний содержания урана с карты, составленной по результатам работ Большепатомской партии

Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б. Особенности металлогении и перспективы промышленной урагоносности Чуйско-Тонодской минерагенической зоны Северного Забайкалья (по материалам ГК-1000/3 и ГДП-200/2) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 57. С. 87–94.

Характерные особенности минерального состава руд золото-серебряного месторождения Дукат

Борисова Д.А.[1]

[1]МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, bda.96@mail.ru

Дукатское золото-серебряное месторождение расположено в Омсукчанском районе Магаданской области. В тектоническом плане приурочено к центральной части интрузивнокупольного поднятия, размещенного в области пересечения Балыгычано-Сугойского прогиба и внешней краевой зоны центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Образование интрузивно-купольного поднятия происходило в два этапа: при становлении экструзивно-купольного поднятия в раннем мелу и под влиянием механической активности внедряющегося омсукчанского плутона позднемелового возраста.

Месторождение характеризуется сложным блоковым строением, определяемым многочисленными разломами различного направления, морфологии и возраста. Рудные тела месторождения приурочены к зонам повышенной трещиноватости субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания и представлены двумя структурноморфологическими типами – жилами и минерализованными зонам. Преобладающим типом среди них являются минерализованные зоны, состоящие из одной или нескольких стволовых жил, блоками минерализованных предрудных брекчий, а также прожилково-вкрапленной минерализацией. Жилы не выдержаны по мощности, с раздувами и пережимами. Характерно различное положение жил в зависимости от этапа образования: в вулканогенный этап простирание жильных тел северо-восточное 10-20°, падение крутое (более 80°) на северовосток; в плутоногенный этап – северо-северо-западное до 320°, падение 30-45° северовосточное.

Жилы вулканогенного этапа имеют кварц-сульфидный и кварц-адуляровый состав. Жилы плутоногенного этапа отличаются кварц-родонит-родохрозитовым составом. Распределение содержаний серебра в жилах близко к равномерному – 100-300 г/т, но на участках пересечения жил или резких подворотов (изменение простирания жил) возникают столбы, особенно обогащенные участки – бонанцы.

На месторождении установлено более 80 минералов (Савва Н.Е. и др., 2006), слагающих руды полосчатой, симметрично-полосчатой, фестончатой, кокардовой, брекчиевой, массивной текстуры. Количество рудных минералов составляет 5-8% рудной массы. Рудные минералы распространены неравномерно. Они в виде гнезд, гнездообразных и прожилковидных скоплений, прожилков и мелкой вкрапленности локализуются в жильном материале, концентрируются вдоль полосчатости, концентрических слоев, кокардовых и фестончатых образований, в брекчиевых и массивных рудах.

Особое внимание уделяется изучению минералогического состава руд 37 зоны уч. Смелый, который расположен на северо-западном фланге месторождения и ограничен с запада и востока Диаганальным и Восточным разломами соответственно. Жилы в большинстве своем имеют субмеридиональное или северо-западное простирание. В местах пересечения разновозрастных жил или зон возникают бонанцы.

Минералогический состав по распространенности минеральных видов отличается от хорошо изученных участков Центральный и Восточный. Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, акантит, кюстелит и самородное серебро, реже встречаются блеклые руды, сульфосоли серебра и олова. Отличительной особенностью данного участка является более широкое распространение полибазита и стибиопирсеита, крупные срастания самородного серебра с акантитом, полибазитом, стибиопирсеитом, галенитом и канфильдитом.

Кроме того, самородное серебро встречается в виде многочисленных мирмекитоподобных микроскопических включений в пирите. Полибазит наблюдается в виде прожилков и комковатых выделений в самородном серебре, а для стибиопирсеита характерны правильные удлиненные кристаллы, ассоциирующиеся с акантитом, канфильдитом и самородным серебром.

Микрорентгеноспектральным анализом выявлены:

-примеси золота в самородном серебре, причем в жилах кварц-адулярового состава самородное серебро характеризуется повышенной золотоносностью и его состав варьирует от слабозолотоносного до кюстелита, а в жилах кварц-родонит-родохрозитового (рис.1) состава либо золото отсутствует, либо встречается в незначительных количествах (табл.1); - примесь меди только в самородном серебре из жил кварц-родонит-родохрозитового состава;

- мирмекитоподобные микроскопические включения самородного серебра в пирите (рис.2). - изоморфный ряд полибазит – пирсеит представлен на месторождении полибазитом и стибиопирсеитом;

-полибазит определен как более мышьяковистая разность, а стибиопирсеит – более медистосурьмянистая с примесью Se (табл.2).

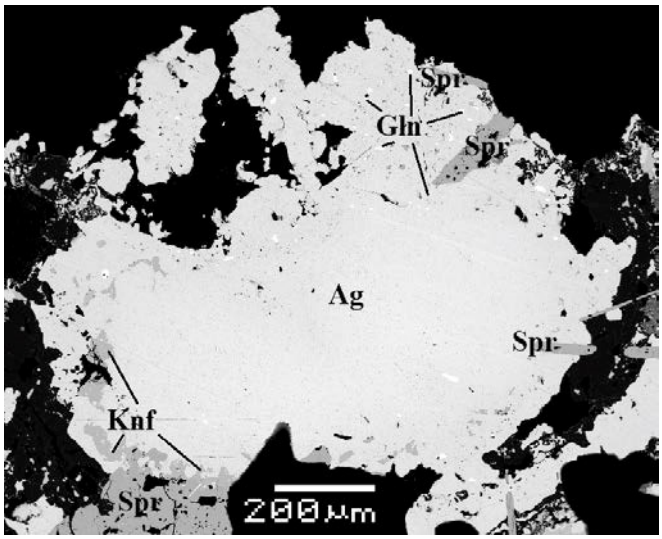


Рисунок 1. Самородное серебро с включениями галенита (Gln), удлиненных кристаллов стибиопирсеита (Spr) и каемкой канфильдита (Knf) (фото в обратно рассеянных электронах).

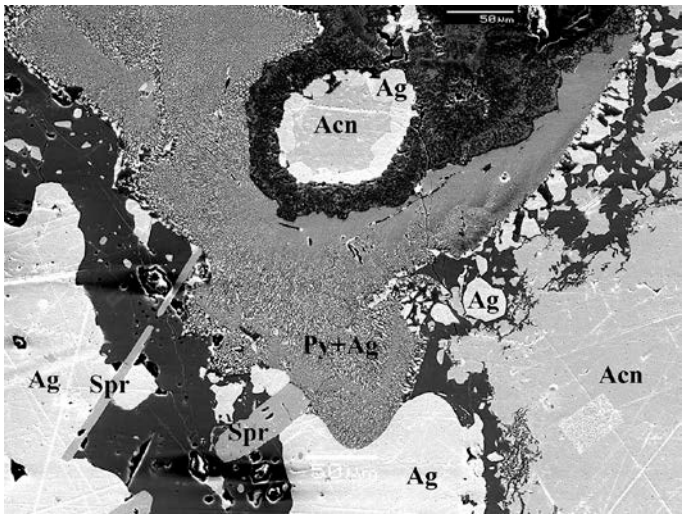


Рисунок 2. Мирмекитоподобные микроскопические включения самородного серебра в пирите (фото в обратно рассеянных электронах).

Таблица 1. Химический состав самородного серебра.

	Содержание мас.%			
	Au	Ag	Cu	Σ
Самородное серебро (из кварц-адуляровой жилы)	7.16	91.82		98.98
	10.14	90.57		100.71
	2.36	95.61		97.97
Самородное серебро (из кварц-родонитродохрозитовой жилы)	1.83	100.6		100.59
		99.9	0.17	100.07
		99.42	0.25	99.67
		98.55	0.31	98.86
		97.32	0.25	99.4
		97.28		97.28
		97.23		97.23

Таблица 2. Химический состав полибазита и стибиопирсеита.

Название минерала Хим.формула	Содержание мас.%						Σ	Расчетная формула
	Ag	Cu	As	Sb	Se	S		
Полибазит $(Ag,Cu)_{16}(As,Sb)_2S_{11}$	72.43	4.79	2.08	5.98		13.71	98.99	$Ag_{17,24}Cu_{1,94}As_{0,71}Sb_{1,26}S_{11}$
	72.07	4.47	2.06	5.91		13.39	97.9	$Ag_{17,56}Cu_{1,85}As_{0,72}Sb_{1,28}S_{11}$
	70.72	5.2	2.31	6.49		14.15	98.87	$Ag_{16,31}Cu_2As_{0,77}Sb_{1,33}S_{11}$
	69.78	4.44		9.58		14.22	98.02	$Ag_{16}Cu_{1,73}Sb_{1,95}S_{11}$
	69.12	5.07	1.09	8.2		14.51	97.99	$Ag_{15,54}Cu_{1,94}As_{0,35}Sb_{1,63}S_{11}$
Стибиопирсеит $Ag_{12}Cu_4Sb_{1.5}As_{0.5}S_{11}$	64.05	10.13		9.79	0.36	14.84	99.17	$Ag_{14}Cu_{3,78}Sb_{1,91}S_{11}$
	63.74	10.62		10.08	0.41	15.45	100.3	$Ag_{13,46}Cu_{3,81}Sb_{1,89}S_{11}$
	63.37	10.14		9.72	0.66	14.72	98.61	$Ag_{14}Cu_{3,82}Sb_{1,91}S_{11}$
	63.21	9.77		9.71	0.92	14.71	98.32	$Ag_{14}Cu_{3,68}Sb_{1,91}S_{11}$
	63.05	10.37		9.58	0.51	14.74	98.25	$Ag_{13,96}Cu_{3,9}Sb_{1,88}S_{11}$
	62.69	10.08		9.82		14.66	97.25	$Ag_{13,95}Cu_{3,81}Sb_{1,94}S_{11}$

Исследования минерального состава уч. Смелый и сравнение его с другими хорошо изученными участками месторождения показало необходимость детального изучения богатых зон, как 37, которая максимально олицетворяет весь участок, для возможности дальнейшего обнаружения богатых «слепых» зон или жил.

Савва Н.Е., Кравцов В.С., Алексеев В.Ю. Месторождение Дукат // Крупные и суперкрупные месторождения полезных ископаемых. Том 3. Стратегические виды рудного сырья Востока России. Книга 1. ИГЕМ РАН. 2006. С. 383-422.

Акцессорные минералы Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье

Борисова Е.Б.[1], Иванова А.А.[1], Баданина Е.В.[1]

[1] *СПбГУ, г. Санкт-Петербург, st047182@student.spbu.ru*

Изучение типохимизма минералов из гранитов Тургинского массива в Восточном Забайкалье даёт информацию о генезисе пород и позволяет установить причины отсутствия в них танталового оруденения. Тургинский массив входит в состав сложного гранитного интрузива и состоит из двух комплексов пород: шахтаминского монцодиорит-гранодиорит-гранитового (158 млн лет) и кукульбейского гранит-лейкогранитового (139±2 млн лет). Данный массив представляет собой редкий случай пространственной совмещенности с габбромонцонитоидами более раннего породного комплекса. В составе кукульбейского комплекса выделяют три фазы: ранняя фаза представлена крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами; главная фаза – среднеравномернозернистыми гранитами с Liбиотитом и с гороховидным морионоподобным кварцем; завершающая фаза магматической кристаллизации – амазонитовые (Амаз) граниты со слюдами циннвальдитового состава (Трошин др., 1983).

В сравнении с аналогичными редкометальными массивами Восточного Забайкалья (Орловский, Этыкинский), отличительной особенностью Амаз гранитов Тургинского массива является их безрудность на танталовое оруденение. Поэтому сравнение гранитов Тургинского массива с рудоносными массивами может помочь в решении вопроса о механизмах концентрирования редких элементов.

Мономинеральные фракции акцессорных минералов были выделены из трёх фаз гранитов и изучены при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N в Ресурсном центре «Геомодель» научного парка СПбГУ.

Проведённые исследования показали, что в биотитовых гранитах присутствуют (Fe-Mn) гранат, циркон, апатит, монацит, флюорит, магнетит. В протолитионитовых гранитах – Fегранат, циркон, монацит, ксенотим, флюорит, флюоцерит, алюминоцерит, бастнезит, торит, Fe-колумбит, рутил, ильменит. В Амаз гранитах – циркон, флюорит (Y), монацит, ксенотим, торит, браннерит, Fe-колумбит.

В гранитах главной фазы впервые для Тургинского массива были обнаружены редкие фториды, алюмосиликаты и фторидокарбонаты LREE: фторид редкоземельных элементов – флюоцерит (La, Ce)F_3, алюмосиликат LREE – алюминоцерит $(Ce,La,Ca)_9(Al,Fe^{3+})(SiO_4)_3(HSiO_4)_4(OH)_3$, а также фторидо-карбонат - паризит-(Ce) $Ca(Ce, La)_2(CO_3)_3F_2$. Флюоцерит встречается в виде хорошо огранённых идиоморфных кристаллов размером (100-120 мкм) короткопризматически-таблитчатой гексагональной формы, а также в сростках с биотитом (рис. 1)

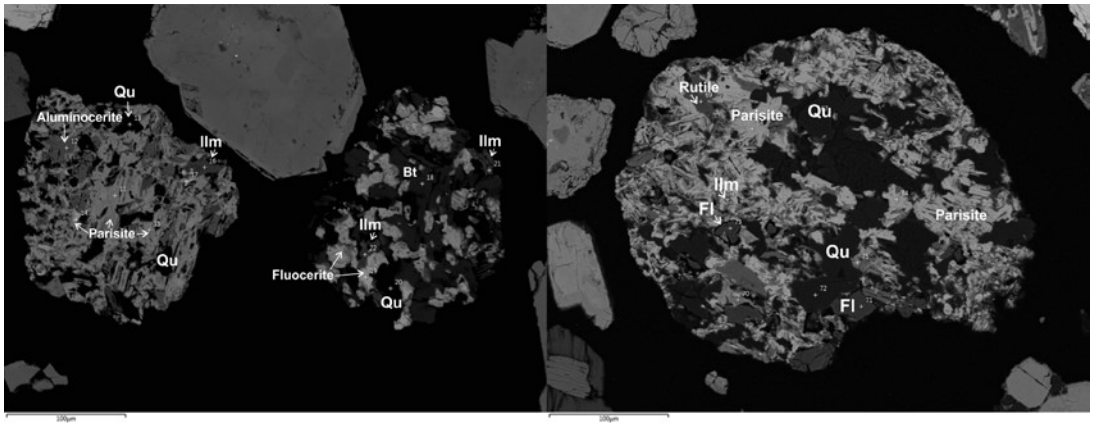


Рисунок 1. Агрегативные срастания фторидов и силикатов LREE в протолитионитовых гранитах Тургинского массива (BSE-изображение).

Особое внимание было уделено геохимии «сквозных» акцессорных минералов - гранату, циркону, флюориту, монациту, ксенотиму и группе колумбит-танталита.

В результате исследований было установлено, что циркон ранней фазы не имеет выраженной зональности, химизм характеризуется крайне низким содержанием элементов-примесей, содержание HfO_2 от 1,2 до 2,5 масс.%. Для циркона главной фазы характерны процессы специфичного двойникования и взаимного прорастания, отчетливая зональность и трещиноватость, а также резкое повышение содержания U (UO_2 до 5 масс.%), Th (ThO_2 до 3 масс.%), что является индикаторами резкого изменения условий среды кристаллизации: повышение щелочности и быстрота протекания процесса. Цирконы завершающей фазы исключительно богаты элементами-примесями: U, Th и REE, концентрация Hf составляет 2-5 масс.% HfO_2, достигая до 7 масс.% в сохранившихся монолитно-кристаллических краевых зонах. Содержание ThO_2 составляет 1-3%, UO_2 – 2-6%, до 18%, что обуславливает трещиноватость зерен за счёт метамиктности.

На диаграмме Е. Пеллетера (Pelleter et al., 2007), где выделены поля магматического и гидротермального циркона на основе Ce/Ce* - $(Sm/La)_N$ отношений, точки, отвечающие составу циркона из Тургинского массива, занимают специфическое положение, промежуточное между полями циркона магматического и гидротермального происхождения (Иванова и др., 2018).

Флюорит присутствует в гранитах главной и заключительной фаз, причем в Амаз гранитах в составе флюорита растёт концентрация HREE (Y_2O_3 до 3 масс.%).

На диаграмме Фёрстера (Foerster, 1998) для монацитов из гранитов в координатах REE+Y+P − Th+U+Si точки составов монацитов из биотитовых гранитов I фазы Тургинского массива имеют максимальную концентрацию Th и U (хуттонитвый минал), монациты из Амаз гранитов имеют максимум содержаний REE и Y (барбантитовый минал) Для монацитов из рудоносных массивов наблюдается обратная тенденция (рис. 2).

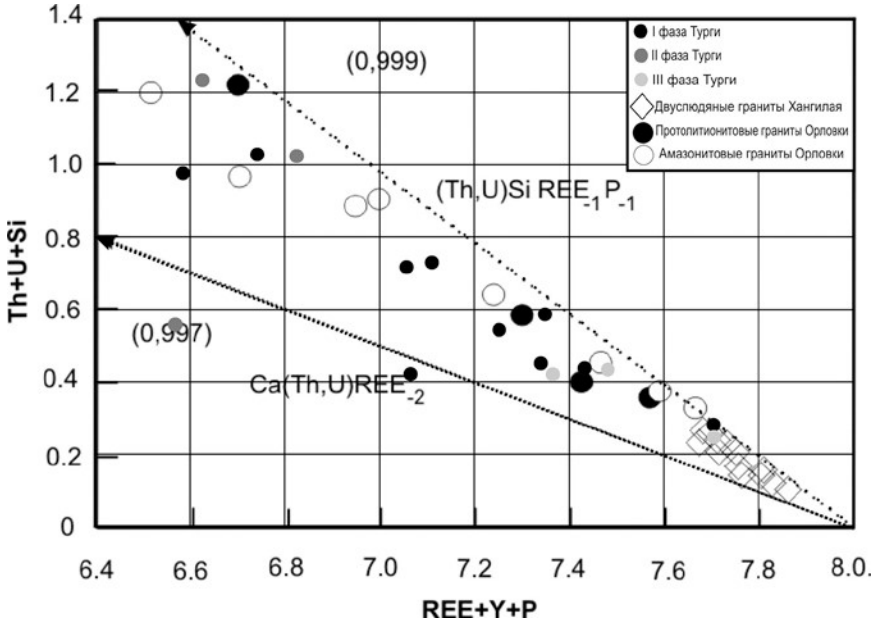


Рисунок 2. Составы монацитов в координатах (REE+Y+P) к (Th+U+Si) в формульных единицах (расчёт на 16 атомов О).

Линии корреляции соответствуют росту хуттонитового (Th, U) Si $REE_{-1}P_{-1}$ и барбантитового Ca(Th, U)REE_{-2} миналов монацитовой серии минералов по (Förster,1998).

Важным геохимическим показателем является зависимость Ta/(Ta+Nb) от Mn/(Mn+Fe) в колумбитах-танталитах, по ней можно проследить возможный ход кристаллизации пород рудоносного массива и оценить условия его формирования, основываясь на экспериментальных данных. При сравнении зависимостей Ta/(Ta+Nb) от Mn/(Mn+Fe) в колумбитах-танталитах из РГ Орловского массива и Тургинского массива, было выявлено несоответствие трендов эволюции их составов. Все колумбиты РГ Тургинского массива являются ферроколумбитами, что не согласуется с установленным трендом эволюции их состава для дифференциатов РГ: должно повышаться сначала содержание Mn, а затем Ta. Для оценки температуры кристаллизации были применены три известных геотермометра: по уровню концентрации Ti в цирконе – геотермометр «Ti-in-Zircon» (Ferry, 2006), по степени насыщения силикатного расплава Zr (Watson, Harrison, 1983), по коэффициенту распределения Gd в сосуществующем монаците и ксенотиме. Для биотитовых гранитов I фазы температуры варьируются от 800 до 720°C, для протолитионитовых гранитов 1540 – 820 □C, для Амаз гранитов III фазы 750±50°C. Парадоксальным является факт высокой температуры кристаллизации пород главной фазы.

Обилие в главной фазе F-содержащих минералов может свидетельствовать о преждевременном отделении фтора, ответственного за перенос и концентрацию редких элементов, от гранитного расплава. В результате типичные для Li-F гранитов элементы не достигли своего насыщения в поздних продуктах дифференциации и Амаз граниты заключительной фазы оказались безрудными на тантал.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Сагитова А.М. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение. // Записки российского минералогического общества. Ч. CXLVII. №6. С. 1-21.

Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. // Новосибирск: Наука, 1983. 182 с.

Ferry J.M., Watson E.B. Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. // Contrib Mineral Petrol, 2006. 151. P. 413–433.

Foerster H.-J. The chemical composition of REE-Y-Th-U rich accessory minerals from peraluminous granites of the Erzgebierge-Fichtelgebirge region, Germany. Part I: The monazite (Ce) – barbantite solid solution series. // American Mineralogist, 1998. Vol. 83. P. 259-272.

Watson E.B. Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crystal magma types. // Earth Planet Sci. Lett, 1983. Vol. 64. P. 295-304.

Биообогащение бокситов Чадобецкого месторождения

Бочарникова Ю.И.[1], Шипилова Е.С.[1], Слукин А.Д.[1], Боева Н.М.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, j.sharova@mail.ru*

Боксит – важнейшее минеральное сырьё для получения глинозёма и алюминия. В настоящее время в России разведано 44 месторождения бокситов, при этом эксплуатируется только 10. Это связано с тем, что для российских месторождений характерно низкое качество бокситов и сложные горно-геологические условия их добычи. Латеритные бокситы являются продуктом выветривания алюмосиликатных пород в условиях жаркого переменно-влажного тропического климата. Высокая продуктивность процессов латеритизации обусловлена не только благоприятными геоморфологическими и тектоническими обстановками, но и интенсивным воздействием совокупного биохимического фактора: жизнедеятельности микроорганизмов и разложения органических остатков.

Процесс производства алюминия является довольно энерго- и материалоёмким. Сначала из бокситов или других алюминиевых руд щелочным, кислотным или электротермическим способом выделяют глинозем, затем в расплавленных солях глинозем восстанавливают электролизом до металлического алюминия. Эффективным способом обогащения бокситов признано термохимическое кондиционирование, которое включает термическую активацию и обескремнивание обожженного боксита щелочным раствором. В последнее время для обогащения низкокачественных бокситов применяют кондиционирование с последующей переработкой их методом Байера. Биохимические методы обогащения являются гораздо менее энергозатратными и менее трудоемкими, они недооценены для решения проблемы извлечения алюминия из бокситов. Главным недостатком при этом принято считать низкую скорость бактериальных процессов. Однако есть мнение, что именно биометаллургии принадлежит будущее.

Низкое качество бокситов (содержание Al_2O_3 около 35 %) в российских бокситах порождает множество экономических и экологических проблем. Основными недостатками алюминиевого производства являются образование огромного количества отходов, так называемых красных шламов, которые являются техногенными месторождениями железа, и в которые уходит много алюминия.

Биообогащению бокситов посвящено много работ. Большую популярность имеют работы по биообогащению микроорганизмами *Bacillus coagulans*, *Paenibacillus polymyxa* (Natarajan, 2016, 2015; Vasan, 2001), а также различными штаммами микрогрибов *Aspergillus* (Ghorbani, 2007; Papagianni , 2007;Natarajan, 1997; Groudev, 1987; Bandyopadhyay, 1997). *Bacillus coagulans*, *Paenibacillus polymyxa*, выделяют экзополисахариды, которые растворяют кальций, железо и кремний и вымывают их из бокситов.

Краткая характеристика месторождений бокситов Нижнего Приангарья.

Наиболее крупным из разведанных в Нижнем Приангарье бокситоносных объектов является Чадобецкая группа месторождений в бассейне среднего течения правого притока Ангары – р. Чадобец, включающая в себя три месторождения: Центральное, Ибджибдек и Пуня. На Центральном месторождении выделено 29 рудных тел. Наиболее крупные из них приурочены к центральной части. Средняя мощность рудных тел составляет 10,3 м, средняя мощность вскрыши – 11,9 м, коэффициент вскрыши – 1,15. Месторождение доступно открытой разработке.

Содержание глинозема и кремнезема в рудах Центрального месторождения выдержанное.

Среднее содержание (%): Al_2O_3 – 35,84, Fe_2O_3 – 29,37, SiO_2 – 6,64, TiO_2 – 8,41, P_2O_5 – 0,702.

Минеральный состав бокситов: гиббсит, бемит, корунд, гетит, гематит, маггемит, анатаз, каолинит, кварц, реже магнетит, бейделлит, циркон, рутил. Вторичные минералы – сидерит и марказит.

Бокситоносные отложения месторождения Ибджибдек заполняют карстовые воронки и поля. На месторождении выделено 35 залежей бокситов, восемь из них имеют промышленные размеры. Среднее содержание Al_2O_3 в бокситах месторождения составляет (%): 39,51, SiO_2 – 10,20, Fe_2O_3 – 26,45, TiO_2 – 4,46.

На месторождении Пуня выявлено 25 залежей бокситов, десять из них отнесены к промышленным. Залежи состоят из 1-4 рудных тел со средней мощностью 15,8 м. Среднее содержание основных компонентов в бокситах (%): Al_2O_3 – 37,85, SiO_2 – 9,81, Fe_2O_3 – 28,74, TiO_2 –4,38, п.п.п. 18,70.

Среднее содержание основных компонентов по группе месторождений в целом (%): Al_2O_3 – 36,36, SiO_2 – 7,10, Fe_2O_3 – 28,90, TiO_2 – 7,88, п.п.п. 18,48. Чадобецкие бокситы в виде изоморфных примесей содержат редкие элементы.

Были отобраны технологические пробы и разработана схема обогащения бокситов месторождения Центральное. Наиболее оптимальной была признана схема переработки бокситов способом Байера. Хвосты обогащения и бокситы месторождения Пуня должны перерабатываться способом спекания. Соотношение технологических ветвей Байера и спекания 82:18 (Шибистов, 2013).

В конце 2015 года была выведена на полную мощность Богучанская ГЭС (http://www.boges.ru/), в непосредственной близости от которой находится месторождение бокситов Центральное на Чадобецком поднятии. Бокситы этого месторождения не отличаются высоким содержанием полезного компонента, однако, при правильно подобранной схеме обогащения, месторождение может быть рентабельным.

Исходя из среднего содержания основных компонентов, можно утверждать, что основными примесями являются железо и кремний. Следовательно, чтобы обогатить боксит алюминием, нужно удалить эти примеси. Для выщелачивания той или иной примеси необходимо подобрать наиболее подходящие для этого микроорганизмы, грибы и лишайники. Удаление кремния возможно с помощью «кремниевых» бактерий *Bacillus circulans* (Natarajan, 2016) и *B. mucilaginosus* (Groudev, 1987). В присутствии питательной среды (1% глюкоза) и минеральных солей удалось добиться выщелачивания SiO_2 более чем на 70 %. Кремний и железо активно выщелачиваются дрожжами *Yarrowia lipolityca* 35 и 60 мг/л (концентрация боксита в 10 г/л), при том, что алюминий практически не вымывается. В экспериментах Л.В. Огурцовой микроорганизм *Bacillus mucilaginosus* на среде Эшби по методике Романенко и Кузнецова (1974) с глюкозой (5 г/л) давал положительные результаты по обескремниванию, в случае если каолинит в боксите был связан с тонкой фракцией. При этом кремниевый модуль увеличился за 7 дней вдвое, а за 28 дней втрое. Механизм обескремнивания оказался связанным не с растворением каолинита, а с отделением тонких фракций бокситов, обогащенных кремнеземом. Автор пришла к заключению, что этот процесс не специфичен для этой бактерии. Он характерен и для других микроорганизмов, продуцирующих экзополисахариды. В том числе эта гипотеза была подтверждена в опытах с экзополисахаридами промышленного производства. Ещё большую степень извлечения показали обработки микрогрибами *Aspergillus niger 4*, и *A. niger 8* - более 800 мг/л извлечение кремнезема и извлечение железа 620 и 410 мг/л соответственно, при том, что алюминия вымылось около 100 мг/л (Огурцова, 1997).

В работе (Ambreen, 2002) использовали метаболиты микрогрибов *Penicillium simplicissimum* (получены на глюкозе) с целью выщелачивания алюминия из бокситов. Посредством метаболитов этой плесени: лимонной и щавелевой кислот, в раствор выделилось 4,6 г/л Al_2O_3 из 5%-й бокситовой пульпы. Без микрогрибов (в контроле) концентрация Al_2O_3 была 1,2 г/л. Выщелачивание проводили 20 дней. К 20-му дню концентрации этих кислот достигли 14,14 и 7,67 г/л, соответственно, а показатель pH - 3,4.

Для понимания того, каким образом обогащается боксит в природных условиях, необходимо изучить высококачественный боксит и попытаться воссоздать в биореакторе условия, приближенные к условиям образования высококачественных бокситов. Потребуется воспроизвести не только климатические условия (температура, влажность), но и использовать микробиальные сообщества, благодаря которым стало возможным столь эффективное обогащение. Выявление микроорганизмов, населяющих бокситы, задача непростая, и осложняется она тем, что не все они легко проращиваются в лабораторных условиях. С помощью прямого выделения ДНК и РНК можно обнаружить «скрывающиея» микроорганизмы, в том числе и из мертвых клеток (Selenska-Pobell, 1995; Hurt, 2001). Первой стадией выделения ДНК является лизис клеток либо прямо в образце боксита, либо после получения фракции бактериальных клеток. В работе Запороженко с соавт. выделение ДНК из почвы проводили через стадию получения бактериальных клеток. При этом для получения фракции бактериальных клеток из почвенных образцов использовали четыре буфера. Буфер трис-ЭДТА (ТЕ) с добавлением поливинилполипиролидона (PVPP) 1%, додецилсульфата натрия (SDS) 2% и 0,1М NaCl признан в этой работе самым эффективным, а отработанный метод считают относительно быстрым, нетрудоемким, а получаемые препараты ДНК пригодны для дальнейшего ПЦР-анализа (Запороженко, 2006). У многих дрожжей, мицелиальных грибов и граммоположительных бактерий толстые и прочные клеточные стенки устойчивы к действию большинства литических агентов, но ДНК можно получить даже из очень устойчивых клеточных оболочек обработкой клеток хаотропными растворами и протеиназой К (Данилевич, 2007).

Таким образом, учитывая опыт проведенных исследований по биовыщелачиванию бокситов, будет предложена схема по обогащению низкокачественного отчечественного сырья. Будут детально изучены минералогические, кристаллохимические особенности бокситов экстра качества Гвинеи и бокситы Сибирской платформы с низким содержанием глинозема. Возможно, удастся «подсмотреть у природы» и найти более эффективные микроорганизмы и их сообщества для обогащения бокситов.

Ambreen N., Bhatti H. N., Bhatti T. M. Bioleaching of bauxite by Penicillium simplicissimum // OnLine Journal of Biological Sciences. 2002. Т. 2. №. 12. С. 793-796.

Bandyopadhyay N. Studies on bioleaching of silica and iron oxide from bauxite ore by aspergillus niger. 1997.

Ghorbani Y. et al. Use of some isolated fungi in biological leaching of aluminum from low-grade bauxite //African Journal of biotechnology. 2007. Т. 6. №. 11

Groudev S. N. Use of heterotrophic microorganisms in mineral biotechnology //Acta Biotechnologica. 1987. Т. 7. №. 4. С. 299-306.

Hurt R. A. et al. Simultaneous recovery of RNA and DNA from soils and sediments //Applied and

Environmental Microbiology. 2001. Т. 67. №. 10. С. 4495-4503.

Natarajan K. A., Modak J. M., Anand P. Some microbiological aspects of bauxite mineralization and beneficiation //Minerals and Metallurgical Processing. 1997. Т. 14. №. 2. С. 47-53.

Natarajan K. A. Biomineralisation and microbially induced beneficiation //Microbiol. Miner. Met. Mater. Environ. 2015. С. 1-34Богучанская ГЭС / Строительство на современном этапе http://www.boges.ru/gidrostantsiya/istoriya-stroitelstva/

Natarajan K. A. Biomineralization and Biobeneficiation of Bauxite //Transactions of the Indian Institute of Metals. 2016. Т. 69. №. 1. С. 15-21.

Natarajan K. A. Biomineralization and Biobeneficiation of Bauxite //Transactions of the Indian Institute of Metals. 2016. Т. 69. №. 1. С. 15-21.

Papagianni M. Advances in citric acid fermentation by Aspergillus niger: biochemical aspects, membrane transport and modeling //Biotechnology advances. 2007. Т. 25. №. 3. С. 244-263. Selenska-Pobell S. Direct and simultaneous extraction of DNA and RNA from soil //Molecular Microbial Ecology Manual. Springer, Dordrecht, 1995. С. 131-147.

Vasan S. S., Modak J. M., Natarajan K. A. Some recent advances in the bioprocessing of bauxite //International Journal of Mineral Processing. 2001. Т. 62. №. 1-4. С. 173-186.

Данилевич В. Н. и др. Получение и характеристика ДНК- содержащих микромумий дрожжей и граммоположительных бактерий с увеличенной проницаемостью клеточной стенки: применение в ПЦР // Микробиология. 2007. Т. 76. №. 1. С. 72-82.

Запороженко Е. В. и др. Экспресс-метод выделения ДНК из бактериальных сообществ различных почв //Микробиология. 2006. Т. 75. №. 1. С. 127-134.

Огурцова Л.В. Микроорганизмы и их роль в трансформации минералов бокситов // Автореферат: на правах рукописи. М. 1997.

Шибистов Б. В. Бокситы и железоалюминиевые руды Нижнего Приангарья и проблемы их комплексного освоения // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2013. Т. 8. №6. С. 995-1002.

ЭПГ в закалённых сульфидных твёрдых растворах в вертикальных жилах Норильского месторождения

Бровченко В.Д.[1], Служеникин С.Ф.[1], Ковальчук Е.В.[1], Юдовская М.А.[1]

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

Закаленные сульфидные твёрдые растворы являются результатом кристаллизации несмесимой сульфидной жидкости при ликвидусных и субликвидусных температурах. Экспериментально показано, что при понижении температур до субсолидусных происходит распад и переуравновешивание сульфидных твердых растворов с образованием магматических сульфидов таких как пентландит, пирротин, халькопирит, кубанит и некоторые другие (Craig, Kullerud, 1969; Kullerud et al., 1969; Cabri, 1973; Peregoedova, Ohnenstetter, 2002). Консервация твёрдых растворов может происходить в условиях быстрой закалки, что соблюдается, например, при формировании сульфидных глобуль в современных базальтах срединно-океанических хребтов и субдукционных зон (Czamansky, Moor, 1977; Distler et al. 1983: Zelensky et al., 2018), но редко наблюдается при образовании руд медно-никелевых месторождений, где остывание в верхнекоровых условиях происходит гораздо медленнее. Впервые закалённые сульфидные твёрдые растворы в рудах медно-никелевого месторождения Норильск 1 были описаны В.В. Дистлером с соавторами (1996). Вертикальные рудные жилы г. Рудная Норильского интрузива сложенные закалёнными твёрдыми растворами высоко обогащены платиновыми металлами с валовыми концентрациями суммы элементов платиновой группы (ЭПГ) в сумме 350 г/т. Настоящее исследование развивает направление работы 1996 года с целью подтверждения и уточнения ранее полученных данных с помощью более чувствительных локальных методов.

Большинство тел массивных руд Норильского месторождения залегают субсогласно вблизи подошвы базит-ультрабазитовых хонолитов. При таких условиях происходит медленное остывание руд, что способствует полному субсолидусному превращению ранних сульфидных фаз. Вертикальные жильные руды имели мощность до 0.5 м и были прослежены в нижнем экзоконтакте интрузий до глубины 90 м. Жилы имели зональное строение, с глубиной наблюдалось обогащение пород медью и переход от крупнозернистых пирротиновых руд к тонкозернистым и закалочным в нижнем контакте, как следствие термоградиента. Такой режим остывания привел к образованию на нижних горизонтах в зонах выклинивания жил мелко- и тонкозернистых руд с сохранившимися не распавшимися сульфидными твёрдыми растворами.

Структурной особенностью пород, слагающих тонкозернистые руды, является наличие выраженных глобулярных обособлений железоникелевого моносульфидного твёрдого раствора (Mss) среди матрицы промежуточного твёрдого раствора (Iss), представленной, как правило, кубанитовым (Cub_{ss}) и халькопиритовым (Ccp_{ss}) твёрдыми растворами (рис.1). Mss характеризуется повышенными концентрациями Ni 19 - 35 мас. %, а также примесями Co 0.08-0.4 мас.%, Cu до 0.6 мас.% и Rh, Pd, Pt, Au, Ag. В основном Mss представлен гомогенными или скрыто гетерогенными зёрнами. Однако для некоторых агрегатов свойственна видимая неоднородность, связанная с развитием структур распада, с выделением ламелей в различной степени, обогащенных никелем и серой. Ccp_{ss} образует пластинчатые выделения, погружённые в массу Cub_{ss}. По химическому составу они принадлежат серии промежуточных твёрдых растворов в системе Cu-Fe-S и содержат примеси ЭПГ (Rh, Os, Pt), Ni (до 5 мас.%) и Co (до 0.25 мас.%). К границам между Iss и Mss часто приурочены относительно крупные зёрна пентландита (Pn) размерами 20-100 мкм, обогащенные Pt (до 0.13 мас.%) и Pd (до 3 мас.%). Пентландит встречается и в отдельных обособлениях Mss и/или Iss, образуя более мелкие зёрна (до 20 мкм) еще более обогащённые платиной и палладием (Pd до 4 мас.%). Наряду с вхождением в сульфиды, ЭПГ образуют собственные минеральные фазы, такие как тетраферроплатина,

железоплатиновые сплавы состава Pt_2Fe и Pt_3Fe_2, куперит, брэггит, высоцкит, палладиевый рустенбургит и платиновый атокит. Наблюдаемая ассоциация минералов платиновых металлов весьма близка по составу к типичной ассоциации руд Норильск 1.

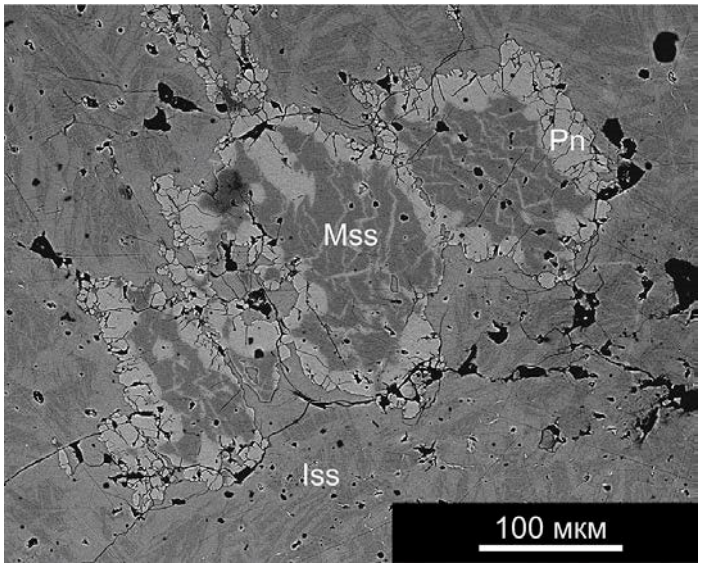


Рисунок 1. Типичная для руд вертикальных жил микро глобулярная структура, где микро глобули Mss окружены зёрнами пентландита и расположены среди Iss (Ccp_{ss} и Cub_{ss}), фото выполнено в отражённых электронах.

Представительные анализы твёрдых растворов и пентландита (табл. 1, 2) показывают, что данные породы действительно уникальны - столь значительные концентрации палладия в природных сульфидах являются одними из самых высоких среди установленных в мире (Junge et al., 2015).

Таблица 1. Состав твёрдых растворов, мас. %, результаты были получены с помощью метода рентгеноспектрального микроанализа

Минерал	Cu	S	Pt	Ni	Ir	Co	Rh	Os	Fe	Pd	Сумма
Pn	0.15	34.19	-	34.72	-	0.37	-	-	27.31	1.46	98.28
Pn	1.7	33.19	-	32.02	0.12	0.14	-	-	29.19	3.11	99.47
Pn	0.28	33.2	-	36.95	-	0.38	-	-	27.62	0.91	99.35
Pn	0.18	34.01	-	35.43	-	0.43	-	-	27.88	0.84	98.92
Mss	0.08	37.9	-	35.3	-	0.37	-	-	25.26	-	99.02
Mss	-	38.4	0.15	24.88	-	0.33	-	-	34.43	0.04	98.29
Mss	-	38.36	-	21.88	-	0.22	-	-	38.58	-	99.24
Ccp_{ss}	26.07	36.29	-	2.01	-	0.09	0.04	-	35.44	-	99.97
Ccp_{ss}	26.04	35.96	-	1.8	-	0.08	-	0.07	34.6	-	98.66
Cub_{ss}	23.6	35.13	-	2.91	-	0.1	0.05	-	36.69	-	98.54
Cub_{ss}	18.29	35.1	-	4.74	-	0.13	-	-	40.58	-	98.89

Таблица 2. Содержание элементов примесей в твёрдых растворах, анализы выполнены с помощью метода ЛА-ИСП-МС, ПО – предел обнаружения, представлен для каждого изотопа, 2 σ – стандартная ошибка, приведена для каждого анализа.

Минерал	66Zn	103Rh	105Pd	107Ag	115In	195Pt	197Au
	(г/т)	(г/т)	(г/т)	(г/т)	(г/т)	(г/т)	(г/т)
Pn	200	<ПО	6399	85.6	0.86	22.1	75.6
2 σ	45.9	-	783	12.2	0.41	7.83	32.4
Pn	162	<ПО	3294	53.5	<ПО	13.8	<ПО
2 σ	62.1	-	567	21.9	-	7.29	-
Pn	442	<ПО	858	42.2	2.28	4.62	<ПО
2 σ	182	-	274	16.5	1.32	3.96	-
Pn	11.8	<ПО	6.3	2.74	<ПО	6.66	<ПО
2 σ	4.8	-	3.7	1.07	-	2.41	-
Mss	52.2	11.9	8.37	10.1	0.27	65.1	5.46
2 σ	5.6	0.95	1.33	1.12	0.09	10.5	1.16
Mss	29.4	<ПО	185	14.5	0.07	163	36.4
2 σ	4.2	-	27	1.65	0.04	30.5	11.9
Mss	32.2	7.4	644	41.5	0.23	2.44	<ПО
2 σ	4.44	0.7	51.8	3.55	0.09	0.56	-
ПО (г/т)	<0.6	<0.05	<0.26	<0.14	<0.05	<0.16	<0.5

Формирование закалочной фации на глубине показывает, что движение сульфидного расплава осуществлялось сверху вниз. Высокие содержания ЭПГ в Mss (Дистлер и др., 1996 и наши данные) не согласуются с экспериментальными свидетельствами о преимущественном фракционировании ЭПГ в остаточные расплавы, что ставит вопрос о механизме переуравновешивания ранних сульфидных кумулатов при их взаимодействии с остаточной сульфидной жидкостью.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант № 18-05-70073). Авторы благодарны Абрамовой В.Д. и Ковригиной С.В. за помощь в получении данных.

Дистлер В.В., Кулагов Э.А., Служеникин С.Ф., Лапутина И.П. Закаленные сульфидные твердые растворы в рудах Норильского месторождения // Геол. рудн. месторожд. 1996. Т. 38. № 1. С. 41–53.

Cabri L.J. New data on phase relations in the Cu-Fe-S system // Econ. Geol. 1973. V. 68. P. 443 454.

Craig J.R., Kullerud G., Phase relations in the Cu - Fe - Ni system and their application to magmatic ore deposits // Econ Geol. 1969. Mon. 4. P. 344 – 358.

Czamansky G.K., Moore J.G. Composition and phase chemistry of sulfide globules in basalt from the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 37 N lat //Geological Society of America Bulletin. 1977. V.

88. – №. 4. – P. 587-599.

Distler V.V., Pertsev N.N., Boronikhin V.A. Sulfide petrology of basalts from deep sea drilling project holes 504B and 505B // Initial Reports of the Deep Sea Drill Project. Washington, 1983. V.

69. P. 607 – 617.

Junge M., Wirth R., Oberthür T., Melcher F., Schreiber A. Mineralogical siting of platinum-group elements in pentlandite from the Bushveld Complex, South Africa // Mineralium Deposita. 2015.

V. 50. №. 1. P. 41-54.

Kullerud G. The lead-sulfur system //American Journal of Science. 1969. V. 267. P. 233-256. Peregoedova A., Ohnenstetter M. Collectors of Pt, Pd and Rh in a S-poor Fe–Ni–Cu sulfide system at 760 C: experimental data and application to ore deposits // The Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. №. 2. P. 527-561.

Zelenski M., Kamenetsky V. S., Mavrogenes J. A., Gurenko A. A., Danyushevsky L. V. Silicatesulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part I. Occurrence and compositions of sulfide melts //Chemical Geology. 2018. V. 478. P. 102-111.

Апоскарновая и апокарбонатная серпентиновая минерализация участков Хопунвара и Люпикко Питкярантского рудного поля (Северное Приладожье)

Булах М.О.[1]

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

Питкярантское рудное поле, расположенное в пределах Северного Приладожья на юге Балтийского кристаллического щита, объединяет рудные объекты, размещенные в северозападном экзоконтакте Салминского плутона в области сравнительно пологого погружения кровли гранитов-рапакиви под вмещающие породы (Ларин и др., 1991). Скарновые месторождения района несут промышленное железное, оловянное и полиметаллическое оруденение с проявлениями боратной и бериллиевой минерализации. Питкярантское рудное поле характеризуется богатым минеральным разнообразием: здесь установлено более 200 различных минералов, в том числе около 140 рудных (Иващенко, Голубев, 2015).

В геологическом строении района участвуют породы архейского фундамента, амфиболиты, кристаллические сланцы и мраморы питкярантской свиты сортавальской серии, перекрывающиеся кварц-слюдяными сланцами и слюдяными кварцитами ладожской серии, а также комплекс гнейсо-гранитных куполов и гранитоиды Салминского интрузива, прорывающего метаморфические образования (Ларин и др., 1991, Хазов, 1973).

Апоскарновая и апокарбонатная серпентиновая минерализация в пределах Питкярантского рудного поля встречается повсеместно. Для изучения были выбраны серпентинизированные породы участков Люпикко и Хопунвара (отвалы шахт рудопроявления Клара и карьер Известковая ломка). Количественные данные по химическому составу серпентина и ассоциирующих с ним минералов, а также изображения в отраженных электронах получены с помощью сканирующего электронного микроскопа “Jeol” JSM-6480LV с комбинированной системой на основе энергодисперсионного спектрометра “Inca Energy-350” на кафедре петрографии МГУ (аналитики Е.В. Гусева, Н.Н. Кошлякова). Определение полиморфных модификаций проводилось методами рентгеновской дифракции и ИК-спектроскопии на базе лабораторий кафедр кристаллографии и минералогии МГУ. Дифрактограммы порошковых проб получены на дифрактометре ДРОН-3М с излучением Coka (фильтр Fe). Съемка инфракрасных спектров осуществлялась на ИК-Фурье-спектрометре ФСМ 1201 фирмы «Мониторинг» в диапазоне 400 – 4000 $см^{-1}$ с разрешением 2.0 в режиме «пропускание».

Серпентинизация широко проявлена в магнезиальных скарнах рудопроявления Клара. Зональность скарновых тел данного объекта подробно описана Л. И. Шабыниным (1974). К настоящему времени для изучения доступны только отвалы шахт и определить точное положение в метасоматической колонке и глубину залегания той или иной минеральной ассоциации затруднительно. По-видимому, серпентинизация охватывала все форстеритсодержащие зоны и частично - пироксеновые. В образцах из отвалов шахты Клара1 клинопироксен, как правило, замещен зеленоватым амфиболом, иногда – тальком. В тех разностях, где наблюдается развитие по пироксену серпентина, последний представлен травяно-зеленым шнуровидным лизардитом или клинохризотилом. В магнетитсерпентиновых, магнетит-флогопит-серпентиновых, серпентин-доломит-флюоритовых метасоматитах с ритмичной зональностью или без нее серпентин образует светло-сероголубовато-зеленые до темно-серо-зеленых фарфороподобные разности и представлен антигоритом с примесями хризотила и лизардита в разных количествах. Аналогичный по полиморфному составу серпентин присутствует в апоскарновых метасоматитах Люпикко в ассоциации с магнетитом и флюоритом. Изучение шлифов серпентиновой породы с вкраплениями октаэдрических кристаллов магнетита

до 8 мм из шахты Клара-1 показало, что основной объем серпентина представлен мелколучистым антигоритом без признаков псевдоморфного замещения им каких-либо минералов. На его фоне хорошо различимы очертания изометричных или слегка вытянутых зерен размером 0.10 - 0.15 мм и хорошо образованных островершинных столбчатых кристаллов до 0.8 мм (рис.1а). Замещающий их петельчатый и гребенчатый серпентин представлен двумя генерациями, которые, вероятно, относятся к разным полиморфным модификациям (их точное определение затруднено в связи с отсутствием возможности выделения мономинеральных проб). Химический состав (табл., анализы 1-4) варьирует в небольших пределах. Железистость ($Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$) изменяется в пределах 0.02 - 0.06. В разных количествах обнаруживаются Al и Mn. Ca, вероятно, относится к карбонатным микровключениям и не является структурной примесью. Общей особенностью является стабильное присутствие в составе серпентина фтора от 1.14 до 3.45 мас. %. Корреляции между содержаниями F и Ca не наблюдается, что исключает возможность наличия в серпентине включений тонкодисперсного флюорита. Этот факт позволяет предположить, что фтор входит непосредственно в структуру серпентина в качестве дополнительного аниона. Хлор присутствует в значительно меньших количествах - до 0.27 мас. %.

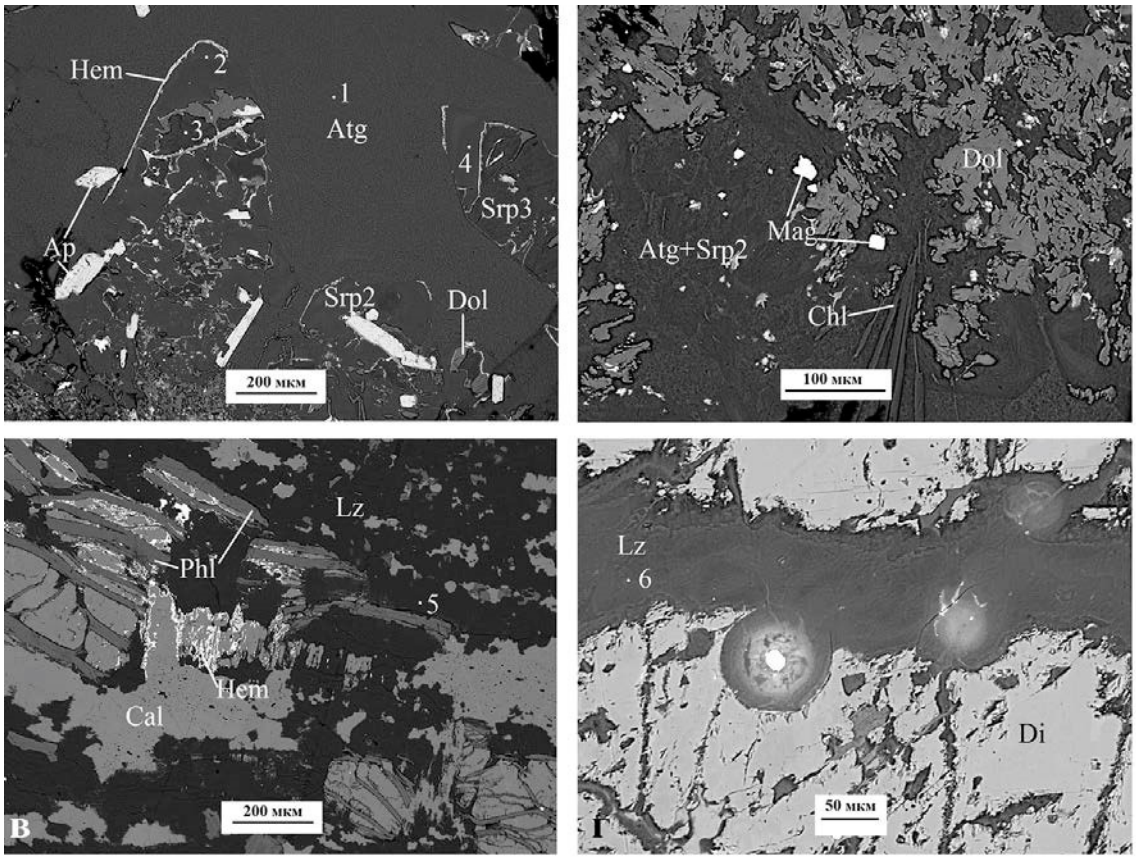


Рисунок 1. а) Замещенные двумя генерациями серпентина (Srp2, Srp3) кристаллы минералов группы гумита в матрице из мелколучистого антигорита (Atg) с выделениями доломита (Dol), апатита (Ap) и гематита (Hem); б) веерообразный сросток хлорита(Chl) в серпентине, доломит, магнетит (Mag) (а, б - серпентин-магнетитовый апоскарновый метасоматит, Клара, обр. С8); в) флогопит (Phl) среди выделений кальцита (Cal) и апокарбонатного лизардита (серпентинизированный мрамор, Люпикко, обр. С2); г) минералы урана (яркие пятна) в серпентиновом прожилке, секущем диопсид (Di) (диопсидовый кальцифир, Люпикко, обр. С1).

Фото в отраженных электронах. Точки соответствуют номерам анализов в таблице.

Среди скоплений серпентинизированных зерен наблюдаются веретенообразные и неправильной формы выделения доломита, каймы гематита, хлоритизированные листочки

флогопита до 0.8 мм, иногда - тонкокристаллический флюорит. В мелколучистом антигорите присутствуют игольчатые и радиально-лучистые агрегаты хлорита до 0.2 мм (рис. 1б). Его формула в расчете на 14O: $(Mg_{4.753}Fe^{2+}_{0.291}Mn_{0.006})_{\sum 5.050}\ Al_{0.897}\ [(Si_{3.206}Al_{0.794})_{\sum 4.000}O_{10}](OH)_8$.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) серпентина рудопроявлений Клара и Люпикко*

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	42,69	42,83	41,45	42,23	43,14	43,67
Al_2O_3	0,30	0,11	0,14	0,10	0,35	0,40
$FeO_{общ}$	2,96	3,82	2,08	1,55	1,44	1,47
MnO	0,17	н.п.о.	0,06	н.п.о.	0,13	0,33
MgO	39,11	39,41	40,48	40,35	41,75	40,62
CaO	0,07	0,09	0,10	0,07	0,11	0,09
F	2,96	2,60	1,14	1,57	н.п.о.	0,54
Cl	н.п.о.	н.п.о.	0,27	0,05	0,09	н.п.о.
$O = (F,Cl)_2$	-1,25	-1,10	-0,54	-0,67	-0,02	-0,23
$H_2O_{расч}$	11,25	11,41	12,14	12,04	12,89	12,64
Сумма	98,53	99,17	97,32	97,27	99,87	99,53
Формула в расчете на 7O						
^{IV}Si	2,035	2,028	1,997	2,024	2,007	2,037
^{IV}Al	-	-	0,003	-	-	-
∑(IV)	2,035	2,028	2,000	2,024	2,007	2,037
^{VI}Mg	2,780	2,783	2,908	2,882	2,896	2,824
$^{VI}Fe^{2+}$	0,118	0,151	0,084	0,062	0,056	0,057
^{VI}Mn	0,007	-	0,002	-	0,005	0,013
^{VI}Al	0,017	0,006	0,005	0,006	0,019	0,022
∑(VI)	2,922	2,940	2,999	2,950	2,976	2,916
OH	3,553	3,611	3,804	3,759	3,992	3,920
F	0,446	0,389	0,174	0,238	-	0,080
Cl	-	-	0,022	0,003	0,008	-
*fe***	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02

Примечания. *Номера анализов соответствуют точкам на рис. 1. ***fe*** = $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$

Высокий уровень F в серпентине позволяет предположить, что по форстериту в течение раннего постмагматического этапа развивались минералы группы гумита, очертания кристаллов которых видны в шлифах, а впоследствии они были в несколько стадий замещены серпентином. Вариации железистости указывают на изменения окислительновосстановительного потенциала среды в процессе серпентинизации.

В толщах вмещающих скарны мраморов серпентин мог формироваться как при замещения форстерита, так иза счет доломита в ходе реакции $3CaMg[CO_3]_2 + 2SiO_2 + 2H_2O \rightarrow Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 + 3Ca[CO_3] + 3CO_2$ (Лютоев, 2000).

В доломитовых и доломит-кальцитовых средне- и мелкокристаллических мраморах Люпикко и Хопунвары серпентин образует линзообразные и прожилковые выделения малой мощности (обычно до 5 - 7 см), а также гнезда неправильной формы. Агрегаты, как правило, просвечивают в тонких сколах и окрашены в светлые и темные оттенки салатово-, травяно-, оливково-зеленого, коричневого, медово- и лимонно-желтого цвета, иногда бесцветны. Часто наблюдается полосчатость, в одном образце могут присутствовать участки разных цветов. Редко среди массивного серпентина встречаются тонкие (до 0.5 мм) прожилки поперечноволокнистого золотистого хризотил-асбеста. Аподоломитовая серпентинизация широко развита в карбонатных породах карьера «Известковая ломка» (Хопунвара) и проявляется, в том числе, в окрашивании скрыто- и мелкокристаллического карбоната в светло-зеленые и коричневые оттенки. Изучение

на микроскопическом уровне показывает, что апокарбонатный серпентин образует выделения неправильной формы, заключенные в матрицу из ксеноморфных зерен кальцита размером от < 10 мкм до 0.5 мм. По результатам анализов во всех изученных образцах он однозначно отнесен к лизардиту. В ассоциирующем с ним кальците примесные компоненты оказываются ниже порога обнаружения. На участке Хопунвара серпентин ассоциирует с сиреневым тонкокристаллическим флюоритом, а для Люпикко характерно присутствие в мраморах большого количества почти бесцветного мелкочешуйчатого (до 1.5 мм) флогопита (рис. 1в). Флогопит маложелезистый: соотношение $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ держится на уровне 0.01 - 0.02; стабильно присутствуют Ti (до 0.074 ф.е.), Ba (до 0.020 ф.е.) и F (до 0.600 ф.е.). Изученный апокарбонатный серпентин (табл., анализ 5) характеризуется меньшими содержаниями железа по сравнению с апоскарновым. Значения железистости для него близки к таковым для апокарбонатного серпентина Аспагашского (Восточный Саян) и Водораздельного (Приполярный Урал) месторождений (Лютоев, 2000). Иногда выявляется присутствие F и Cl в небольших количествах (до 0.60 мас. %). Этот факт указывает на то, что вызвавшие серпентинизацию гидротермы содержали летучие компоненты.

Существенно серпентинизированы также участки пироксен-форстеритовых кальцифиров. На их метаморфическое происхождение указывают отсутствие метасоматической зональности, минеральная ассоциация и отличия в составе диопсида по сравнению с таковым из ветвящихся трещинно-инфильтрационных диопсидовых скарнов, также присутствующих в мраморах, обрамляющих Люпикковский гнейсо-гранитный купол. Серпентин развивается по косым трещинам в короткопризматических зернах клинопироксена и образует агрегаты петельчатой структуры по мелким (0.05 – 0.1 мм) округлым зернам форстерита. Интерес представляют рудные минералы, обнаруженные в кальцифировом теле. Главным образом, это минералы урана (количественный анализ не проводился). Они представлены зернами диаметром 10 – 30 мкм с плеохроичными двориками и встречаются исключительно в серпентиновых агрегатах (рис. 1г). Ранее исследованиями В. И. Иващенко и А. И. Голубева (2015) в низкотемпературных апоскарновых метасоматитах Люпикко и Хопунвары были установлены уранинит, масюйит, торианит, ришетит и резефордин. В виде единичных зерен микроскопических размеров, преимущественно в диопсиде, встречены также пирит, галенит, сфалерит, никелин. В диопсидовых жилах метасоматического происхождения обнаружен только тонкозернистый магнетит, частично гематитизированый. Развитие серпентина с появлением урановой минерализации в кальцифирах было связано, вероятно, с внедрением поздних фаз гранитоидов Салминского интрузива, которые, согласно Р. А. Хазову (1973), были обогащены Sn, Li, F, Be, U, Th, Nb.

Процессы серпентинизации в пределах изученных участков Питкярантского рудного поля протекали в несколько этапов и, скорее всего, выходили за рамки позднещелочной гидротермальной стадии скарнообразующего процесса. Об этом свидетельствует присутствие в метасоматитах как высокотемпературного антигорита, так и более низкотемпературных лизардита и хризотила.

Иващенко В.И., Голубев А.И. Новые аспекты минералогии и металлогении Питкярантского рудного района // Труды КНЦ РАНэ 2015. № 7. С. 127 – 148.

Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Геол. рудных м-ний. 1991. №6. С. 15 - 32.

Лютоев В.П. Изоморфизм и собственные дефекты в минералах группы серпентина. Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 149 с.

Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л., Наука, 1973. 87 с.

Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М. Недра. 1974. 288 с.

Первые данные о возрасте Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения, Хабаровский край

Буханова Д.С.[1]

[1]ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Dashasnejinka@yandex.ru

Малмыжское месторождение – это первое крупное месторождения золотомеднопорфирового типа в регионе, открытое в постсоветский период. Поисковые и оценочные работы проведены в 2007-2014 гг. компанией ООО «Амур Минералс». В 2015 году ГКЗ Роснедра по Малмыжскому месторождению утверждены запасы (кат. C_1+C_2) в количестве: руды – 1,39 млрд тонн, меди – 5634 тыс. тонн, золота – 298 тонн. На сегодняшний день, по утвержденным запасам, оно является крупнейшим месторождением медно-порфирового типа на территории России.

Золото-меднопорфировое месторождение Малмыжское расположено в западной части Журавлевского террейна (верхнемеловые турбидиты) Сихотэ-Алинского магматического (вулканического) пояса андийского типа и является частью Нижне-Амурского рудного кластера (Ханчук и др., 2004). В геологическом строении территории месторождения принимают участие осадочные терригенные отложения мелового возраста, прорванные штоками и дайками диорит-гранодиоритового состава Нижнеамурского интрузивного комплекса. Размещение интрузивных тел преимущественно контролируется Малмыжской зоной разломов северо-восточного простирания.

Малмыжское месторождение состоит из 14 золото-меднопорфировых участков, каждый из которых связан с порфировыми штоками различных диаметров. Наиболее изучены на сегодняшний день участки: Долина, Свобода, Центральный и Равнина. Рудная минерализация сопровождаемая зональными метасоматическими изменениями сосредоточена в многофазных порфировых штоках диорит-гранодиоритового состава и смежных ороговикованных песчаниках и алевролитах.

В работе представлены результаты U–Pb датирования цирконов Малмыжского месторождения из: диоритового штока (участок Центральный), штока диорит-порфиритов (участок Свобода), дайки гранодиорит-порфиров (участок Долина).

U–Pb датирование цирконов проводилось на ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ имени А.П. Карпинского. Зерна цирконов были монтированы в эпоксидную смолу вместе со стандартами зерен цирконов TEMORA и 91500. Измерения U–Pb отношений на SHRIMP II проведены по методике, описанной в статье (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) менее 30 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программ SQUID 1.02 и ISOPLOT/EX (Ludwig 1999, 2001).

Цирконы из исследуемых интрузивных тел по морфологии и окраске преимущественно однотипны и схожи между собой. Они преимущественно представлены хорошо ограненными, идиоморфными прозрачными желто-коричневыми кристаллами короткопризматического, реже игольчатого габитуса. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из диоритового штока Центрального участка Малмыжского месторождения (рис. 1) показывают наличие в них тонкой ритмичной зональности, параллельной граням, которая характерна для цирконов магматического генезиса.

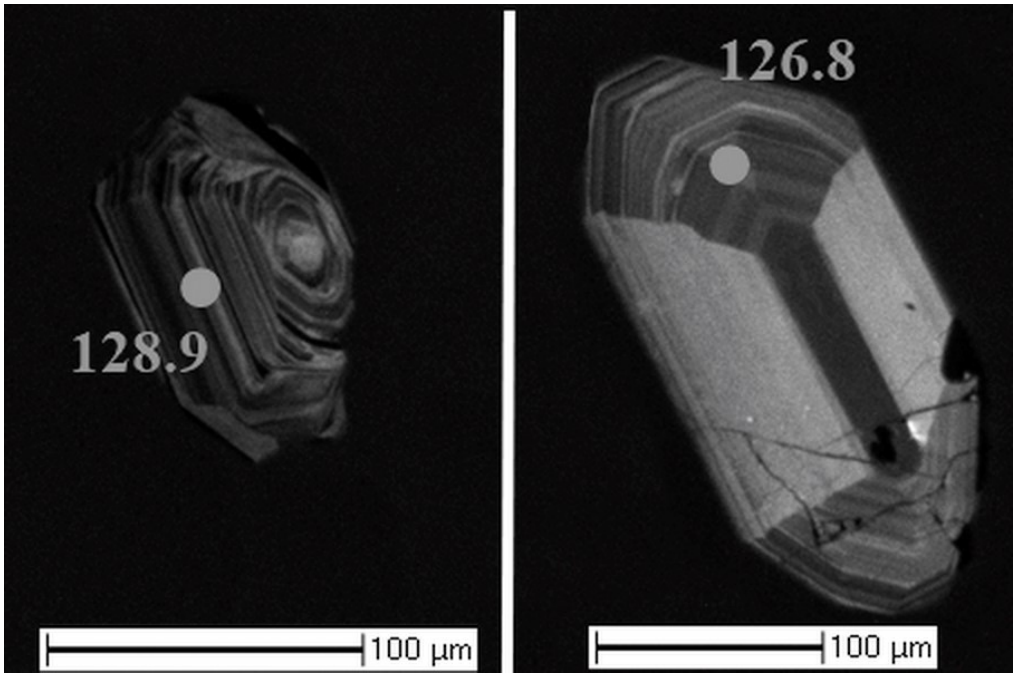


Рисунок 1. Катодолюминесцентные изображения проанализированных кристаллов циркона из диоритов Центрального участка Малмыжского месторождения с обозначенными точками анализа и результатом изотопных U–Pb исследований (млн. лет).

Установлено, что величина изотопного возраста для вмещающих руды штока диоритов Центрального участка Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения, рассчитанная по двум зернам цирконов, составляет 128.5 ± 2.1 млн. лет. Возраст штока диорит-порфиритов участка Свобода рассчитан по одиннадцати аналитическим точкам и составляет 99.3 ± 1.6 млн. лет. На участке Долина проанализированы две пробы из рудоносных даек гранодиорит-порфирового состава. Величина их изотопного возраста рассчитана по десяти зернам циркона из каждой пробы и составляет – 96.2 ± 1.9 млн. лет. Полученные результаты U-Pb датировок по цирконам подтверждают, что формирование Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения протекало в течение длительного временного интервала, а внедрение рудоносных интрузивных тел происходило с барремского яруса нижнего мела до сеноманского яруса верхнего мела.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00520.

Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. О выявлении обстановок скольжения литосферных плит в структурах орогенных поясов // Материалы всероссийской научной конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток: Изд-во ДВГИ ДВО РАН. 2011. С. 25-27.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // ДАН. 2004. Т. 394. № 6. С. 791–795.

Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И., Игнатьев Е.К., Колесников А.Г. Малмыж −новая крупная золотомедно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65–69.

Ludwig K.R. SQUID 1.02. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2001. No 2. 22 p.

Ludwig K.R. Using Isoplot/Ex, Version 2.01: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel.
Berkeley Geochronology Center special publication. 1a. 1999.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

Стабильные изотопы меди в халькопирите порфировых месторождений, на примере Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения (Хабаровский край).

Буханова Д.С.[1], Ханин Д.А.[1,2], Зайцева М.В.[3], Карпова С.В.[4]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, dasha-snejinka@yandex.ru*
[2]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*
[3]*ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург*
[4]*УрФ г. Екатеринбург*

Малмыжское золото-меднопорфировое месторождение расположено в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии в 80 км от г. Комсомольск на Амуре. В геологическом строении территории месторождения принимают участие осадочные терригенные отложения мелового возраста, прорванные штоками и дайками диорит-гранодиоритового состава Нижнеамурского интрузивного комплекса. Размещение интрузивных тел преимущественно контролируется Малмыжской зоной разломов северо-восточного простирания. Рудная минерализация, сопровождаемая зональными метасоматическими изменениями, сосредоточена в многофазных порфировых штоках диорит-гранодиоритового состава и смежных ороговикованных песчаниках и алевролитах. Среди рудных минералов преобладают сульфиды – пирит и халькопирит и реже борнит. Они представлены в виде тонко-дисперсных вкрапленников, крупнозернистых выделений, гнездовых обособлений, прожилков и значительных скоплений в редких жилах, представлены пиритом и халькопиритом, реже борнитом. Реже встречаются сульфиды и сульфосоли свинца, цинка, серебра и висмута, а также теллуриды и сульфоселениды висмута и серебра (Буханова и др., 2018).

В работе представлены результаты измерения величины изотопного отношения $^{65}Cu/^{63}Cu$ в халькопирите из рудных сульфидных зон Малмыжского месторождения. Образцы халькопирита отобраны на участках Центральный, Свобода и Долина из преимущественно халькопиритовых прожилков и гнездовых обособлений, кварц-сульфидных жил. Изучение химического состава халькопирита из руд месторождения проведено в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН с применением сканирующего электронного микроскопа TescanVega-3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm^2. Определение величин изотопного отношения $^{65}Cu/^{63}Cu$ в халькопиритах проведено в ИСО ИГГ УрО РАН на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой – Neptune Plus. Пробоподготовка образцов для определения величины изотопного отношения $^{65}Cu/^{63}Cu$ проводилась согласно методике, описанной в работе М.В. Стрелецкой с соавторами (Стрелецкая и д.р., 2018).

Величина $\delta^{65}Cu$, характеризующая отклонения изотопного состава образца от международного стандарта (NIST SRM 976, аттестованная величина изотопного отношения $^{65}Cu/^{63}Cu = 0.4456$ ‰) вычисляется по формуле: $\delta_{65}Cu = ((_{65}Cu / _{63}Cu)_{образец} / (_{65}Cu/_{63}Cu)_{стандарт} - 1) \times 1000$.

В результате исследования установлено изотопное отношение $^{65}Cu/^{63}Cu$ в халькопирите из гнездовых обособлений и прожилков участка Свобода Малмыжского месторождения. Для гнездовых обособлений $\delta^{65}Cu$ колеблется в пределах 0.18 – 0.32 ‰, а в образцах из халькопиритовых прожилков – 0.21 ‰. На участке Долина проанализировано два образца халькопирита из прожилков, изотопное соотношение $\delta^{65}Cu$ в которых составляет 0.21 ‰ и 0.55 ‰.

На участке Центральный проанализирован изотопный состав меди из мощного халькопиритового прожилка и кварц-сульфидной жилы с обособлениями и нитевидными

прожилками халькопирита, борнита и пирита. В преимущественно халькопиритовом прожилке величина δ^{65}Cu составляет 0.12 ‰, а в кварц-сульфидной жиле δ^{65}Cu варьирует от 0.21 ‰ до 0.45 ‰. Такие значительные вариации изотопного состава меди в пределах одного образца и плохая сходимость результатов – результат неоднородности минеральных фаз и присутствия участков вторичного сульфидного обогащения. Зоны с минералами вторичного сульфидного обогащения часто наблюдается вокруг пор и каналов, по которым перемещался рудоносный флюид, а размеры их редко превышают первые микроны.

Многие исследователи связывают наиболее широкие вариации δ^{65}Cu с гипергенезом и сопровождающими его окислительно-восстановительными реакциями (Larsen et al., 2003 и др.). На гистограмме изотопного состава меди в минералах медно-порфировых месторождений демонстрируют аналогичный изотопический состав различных минералов меди в зонах выщелачивания (рис. 1). Как оксиды железа, так и сульфиды меди в зонах выщелачивания демонстрируют отрицательные значения отношения изотопов меди. Такие зоны значительно истощены тяжелым изотопом ^{65}Cu по сравнению с типичным значением изотопного состава меди для гипогенной минерализации (δ^{65}Cu ≈ 0 ‰). С другой стороны, в зонах и участках с вторичным сульфидным обогащением отмечается значительное увеличение изотопного отношения ^{65}Cu/^{63}Cu.

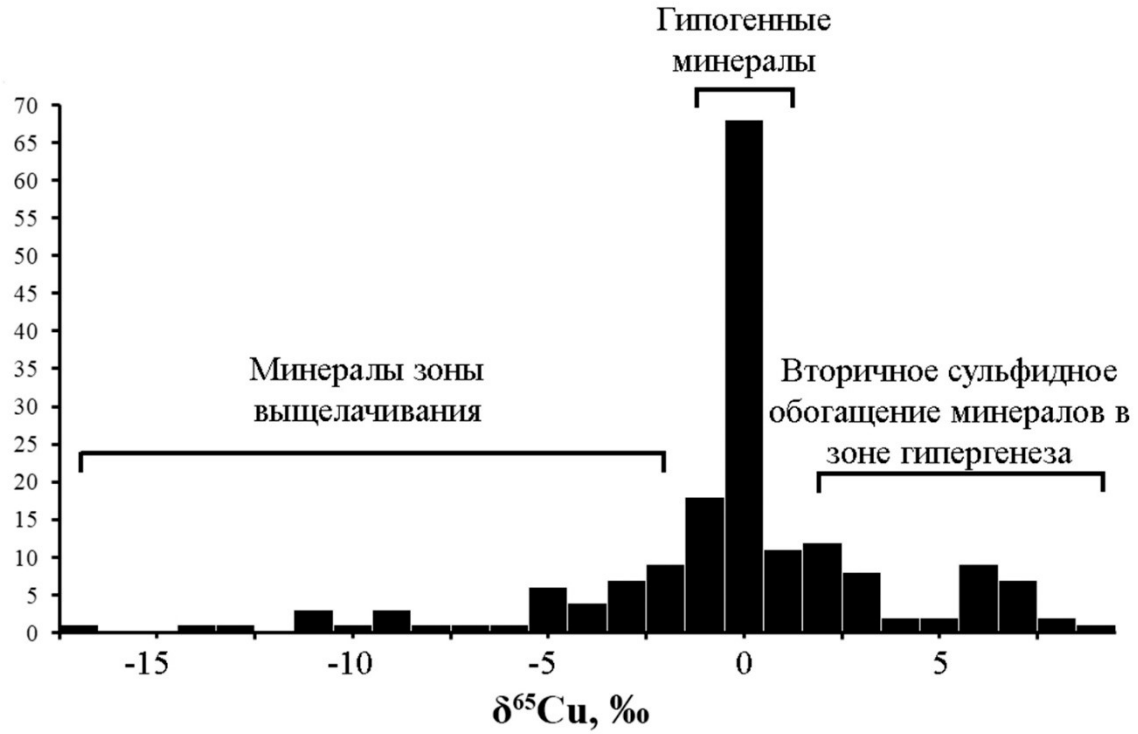


Рисунок. 1. Гистограмма распределения результатов определения изотопного состава меди в минералах медно-порфировых месторождений.

По вертикали – количество анализов). Использованные данные взяты из литературных источников (Mathur et al., 2005, 2010, 2012; Zhu et al., 2000).

Некоторые исследователи отмечают закономерность распределения изотопного состава меди халькопирита в пределах отдельных медно-порфировых систем (Palacios et al., 2010). Так, например, на месторождении Спенс (Чили) в центре порфировой системы отмечают, что величина δ^{65}Cu в халькопирите равная 0.28 ‰, в то время как ближе к периферии системы значения достигают 0.32 ‰.

Предполагается, что изотопный состав меди может использоваться для разделения процессов с формированием высоко- и низкотемпературной минерализации (Mathur et al., 2012;

Palacios et al., 2010). Так для халькопирита медно-порфировых месторождений, вероятно, типично значение величины δ^{65}Cu в пределах 0.1–0.4 ‰ (рис. 2). В таком случае данные изотопного состава меди халькопирита будут указывать на то, что основная часть рудной минерализации формировалась в гипогенных условиях, как результат высокотемпературных событий и руды обогащены гипергенными процессами незначительно.

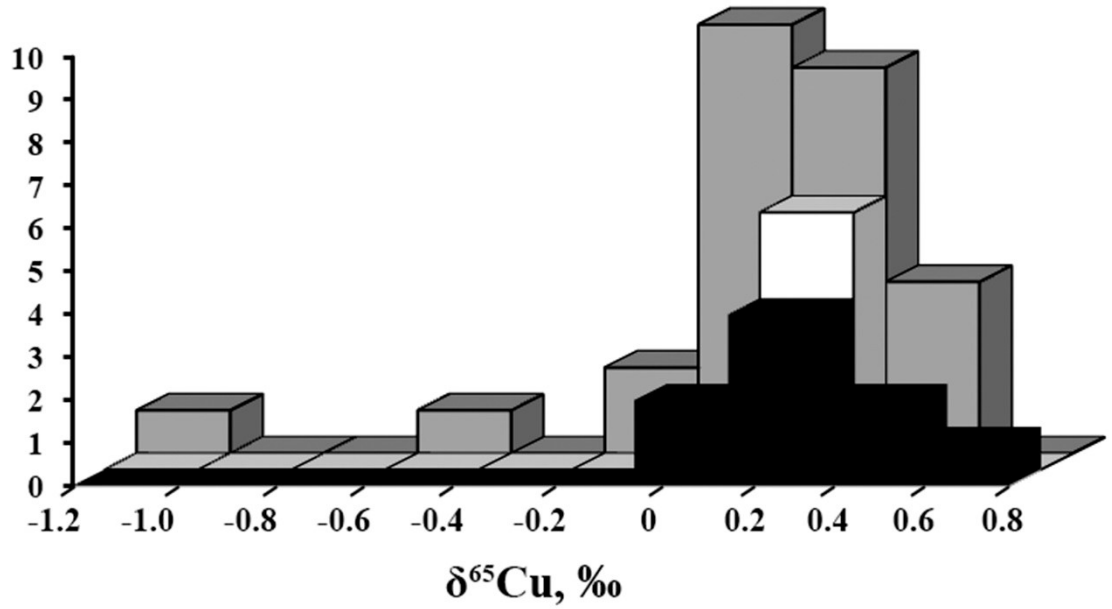


Рисунок 2. Гистограмма распределения результатов определения изотопного состава меди в халькопирите медно-порфировых месторождений.

По вертикали – количество анализов: Малмыжское золото-меднопорфировое месторождение (черный); медно-порфировое месторождение Спенс, Чили (белый); медно-порфировое месторождение Конериако Норте, Перу (серый). Данные определения δ^{65}Cu в халькопирите Южно Американских медно-порфировых месторождений взяты из литературных источников (Mathur et al., 2012; Palacios et al., 2007).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00520.

Буханова Д.С. Чубаров В.М. Сульфосоли в рудах Малмыжского Cu-Au порфирового месторождения, Хабаровский край // Материалы I Всероссийской конференции по петрологии и геохимии зон перехода «океан-континент» «Волынцовские чтения». 2018. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. С. 71-72.

Стрелецкая М.В., Киселева Д.В., Зайцева М.В., Белогуб Е.В. Изотопный анализ меди в медьсодержащих сульфидах с использованием мультиколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Металлогения древних и современных океанов. Миасс. 2018. № 24. С. 261–265.

Larson P.B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z., Gaspar M., Meinert L.D. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments // Chemical Geology. 2003. V. 201. P. 337– 350.

Mathur R., Ruiz J., Casselman M.J., Megaw P., Egmond R. Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Cañariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru // Mineralium Deposita. 2012. V. 47. №. 7. P. 755–762.

Mathur R., Ruiz J., Titley S., Liermann L., Buss H., Brantley S.L. Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. №. 22. P. 5233–5246.

Mathur R., Dendas M., Titley S., Phillips A. Patterns in the copper isotope composition of minerals in porphyry copper deposits in southwestern United States // Economic Geology. 2010. V. 105. №.8. P. 1457–1467.

Palacios C., Rouxel O., Reich M., Cameron E.M., Leybourne M.I. Pleistocene recycling of copper at a porphyry system, Atacama Desert, Chile: Cu isotope evidence // Mineralium Deposita. 2011. V.46. №. 1. P. 1–7.

Zhu X.K., O'Nions R.K., Guo Y., Belshaw N.S., Rickard D. Determination of natural Cu-isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use as geochemical tracers // Chemical Geology. 2000. V. 163. №. 1–4. P. 139–149.

Минералого-технологические особенности рутиловых эклогитов Шубинского месторождения (Южный Урал).

Василишина В.В.[1], Петкевич Д.Г.[1], Прудников И.А.[1]

[1]*ФГБУ «ВИМС», г. Москва, lyalyaka83@mail.ru*

Широкую известность потенциально геолого-промышленный тип рутиловых эклогитов получил в 2016 году после возобновления широкомасштабных геологоразведочных и техникоэкономических работ на месторождении Энгебо (Engebo) в Юго-Западной Норвегии.

Рутиловые эклогиты Норвегии, как комплексный источник титана и технический граната, стали одним из наиболее значимых и коммерчески эффективных открытий в области нетрадиционных источников минерального сырья последних лет. Аналогичный тип оруденения зафиксирован в Российской Федерации как Шубинское «месторождение» (Максютовский эклогитовый комплекс, Южный Урал).

ФГБУ «ВИМС» были проведены минералого-технологические исследования пробы измененных рутиловых эклогитов Шубинского месторождения с целью прогнозной оценки их на обогатимость. В исследовании проб использовался комплекс методов – количественный рентгенографический анализ и оптическая микроскопия, включающая оптикопетрографический, оптико-минералогический и минераграфический методы.

Комплексирование методов минералогического анализа позволило получить необходимую и достоверную информацию о минеральном составе и строении породы. Последовательность и объемы минералогических работ регламентированы методической документацией, утвержденной Научным советом по минералогическим методам исследования.

Рутиловые эклогиты характеризуются массивным сложением с элементами очковой текстуры, обусловленной субпараллельной ориентировкой амфиболов, обрамляющих крупные выделения граната. Участками прослеживается неясно выраженная полосчатость, определенная развитием параллельно расположенных прожилков и прослоев кварца. Структура породы гетеробластовая, наряду с крупными выделениями граната присутствуют средне- и мелкозернистые образования пироксена и амфибола. Для граната характерно порфирогранобластовое строение, для минералов основной массы породы – пироксена и амфибола – нематобластовое, для кварца – гранобластовое.

Минеральный состав измененных (окварцованных и амфиболизированных) эклогитов представлен гранатом (альмандин-пиропового ряда) – 20 %, амфиболом – 48 %, пироксеном (омфацитом) – 6 %, кварцем – 19 %, рутилом – 3 %, хлоритом – 2 %, альбитом – 1 %, эпидотом – 0,5 %, мусковитом – 0,5 %, а также ильменитом (следы). К полезным (промышленным) минералам измененных эклогитов с позиции их извлечения относятся рутил и гранат. Гранат представлен порфирогранобластовыми кристаллами размером 0,4 – 5,0 мм. Габитус кристаллов ромбододекаэдрический. В породе наблюдаются кристаллы как идиоморфные с хорошо развитыми сечениями в виде гексагонов, тетрагонов и др., так и с искажёнными сечениями пониженной симметрии. Участками наблюдаются деформированные и дезинтегрированные кристаллы граната, полости трещин выполнены минеральными агрегатами кварца. Характер поверхностей границ ровный, реже извилистый и зазубренный за счет тесных прорастаний с кварцем. Часто по границам минерала развивается рутил, образуя коррозионные структуры. Порфиробласты граната характеризуются ситовидным строением, обусловленным наличием микровключений минералов (до 30 %). Распределение микровключений неравномерное, они преобладают в центральной и средней частях зерен минерала, в краевых – отсутствуют или находятся в подчиненном количестве, что приводит к осветлению краевых частей и образованию зональности. Строение граната осложняется наличием микроблочности во внешней зоне

кристаллов. Гетерогенность кристаллов граната, а именно сложное строение, размеры, непостоянство состава, минеральная ассоциация оказывает влияние на рудоподготовку и их обогатимость. Предположительно, при раскрытии граната в процессе рудоподготовки, разрушение кристаллов граната будет происходить по ослабленным зонам – трещинам, микроблочности и зональности, образуя минеральные сростки вторичных зерен различной крупности и состава. Изменчивость технологических характеристик граната – плотностных и электромагнитных свойств, обуславливается сложным составом кристаллов граната, в дальнейшем затрудняет разделение раскрытых зерен в процессах гравитационной и электромагнитной сепарации, снижая эффективность обогащения.

Рутил по морфологическим особенностям, размерам и взаимоотношениям со существующими минералами выделяются следующие разновидности рутила: 1) тонкие игольчатые образования (до 0,1 – 0,2 мм), расположенные в центральных частях кристаллов граната; 2) ксеноморфные и идиоморфные формы зерен (до 0,2 – 0,4 мм по удлинению), локализующиеся на границе микроблоков кристаллов граната; 3) овальные, вытянутые и слабо вытянутые выделения (до 0,2 – 0,3 мм), развивающиеся по границам зерен граната, амфибола и пироксена, а также находящиеся внутри пироксена и амфибола. Характер поверхностей границ зерен рутила четкий ровный, реже изрезанный. По периферии зерен наблюдается развитие рудного минерала (ильменита). Рутил имеет слабо выраженную ориентировку относительно зерен амфибола в основной массе породы. В отдельных зернах встречаются включения кварца. Характер распределения граната и рутила по классам крупности свидетельствует об избирательности их разделения в процессе рудоподготовки.

Анализ продуктов классификации классов крупности - 7,5+5,0 мм, -5,0+1,0 мм, - 1,0+0,5 мм, 0,5+0,1 мм, -0,1+0,045 мм показал, что раскрытие рутила происходит только в классе крупности -0,1+0,045 мм, при тонине помола - 0,1+0,045 мм рутил в сростках практически не наблюдается, в классе крупности -7,5+0,5 мм рутил встречается только в рядовых и бедных сростках. Раскрытие граната начинается уже в классе крупности -7,5+5,0 мм и максимально в -5,0+1,0 мм, что обусловлено его природной крупностью 0,4 – 5,0 мм. В классе крупности -0,1+0,045 мм гранат в сростках отсутствует.

Исследование продуктов гравитационной сепарации крупностью -3,0+1,0 мм и -1,0+0,5 мм позволили установить, что рутил встречается только в сростках, в свободных зернах не наблюдается, а значительная часть граната присутствует в виде свободных зерен, намного реже в виде сростков.

Минералогический анализ электромагнитных фракций крупностью -3,0+1,0 мм и -1,0+0,5 мм, полученных при разных значениях силы тока показал, что электромагнитные фракции (А=5А и А=7А) класса крупности -3,0+1,0 мм представлены большей частью свободными зернами граната, богатыми и рядовыми минеральными сростками. Немагнитная фракция сформирована сложными сростками переменного состав (кварц-амфиболового или пироксен-амфиболового). Рутил в продуктах электромагнитной сепарации класса крупности -3,0+1,0 мм встречается в основном в виде бедных сростков с содержанием рудного минерала от 6 до 30 % и характеризуется неравномерным распределением по фракциям. Он ассоциирует, как правило, с обломками минеральных агрегатов кварц-амфиболового или кварц-пироксен-амфиболового составов.

Таким образом, по результатам технологических исследований установлена возможность получения двух концентратов — рутилового и гранатового. Полученный рутиловый концентрат содержит 9 4 % TiO_2 (94,5 % рутила) при извлечении TiO_2 42,7 % от исходной руды.

Гранатовый концентрат на 86 % состоит из минералов группы граната, при извлечении граната на уровне 75–80 % от руды.

Минералогическими исследованиями показана рациональность снижения крупности обогащения до -0,2(0,1)+0 мм, что прогнозируемо позволит улучшить качество товарных рутилового и гранатового концентратов. Содержание TiO_2 в рутиловом концентрате прогнозируется на уровне >95 %, при извлечении >72 % от исходной руды. Содержание граната

в гранатовом концентрате прогнозируется на уровне >94 % при извлечении граната от исходной руды 80–85 %.

Рутиловые эклогиты рассматриваются, как объект приоритетной потенциальной промышленной эксплуатации ближайших лет, поскольку содержат два компонента – рутил и гранат, каждый из которых имеет высокую востребованность промышленностью и, как результат, высокую рыночную стоимость.

Автор выражает благодарность за помощь в проведении исследований, консультации сотрудникам ФГБУ «ВИМС» Горбатовой Е.А. и Казанову О.В.

Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О. Геохимия эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) и генетическая природа их протолитов // Геохимия. 2015. № 4. С. 299-327

Korneliussen, A. Rutile associated with eclogites in western Norway and scapolitised gabbros in southern Norway // 1994. NGU BULL 427. P. 112 – 115.

Роль измененной вулканогенной пирокластики в накоплении ценных элементов в углях Черногорского и Бейского месторождений

Вергунов А.В.[1]

[1]*НИ ТПУ, г. Томск Alexeivergunov@rambler.ru*

К пониманию глобальной роли вулканизма в формировании геохимического фона редких элементов-примесей в угольных месторождениях и бассейнах ученые подошли в последнем десятилетии XX века (Finkelman, 1993).

Богомазов впервые отметил наличие вулканогенной пирокластики в углях Минусинского бассейна (Богомазов, 1961). Исследователи установили, что аномальные концентрации РЗЭ, Zr, Y, Nb, Hf, Ta, Th в углях Минусинского бассейна связаны с пирокластическим материалом (Арбузов, 2003).

Пирокластический материал в угле чаще всего представлен в виде специфических прослоев – тонштейнов. Они имеют преимущественно каолинитовый состав, большую латеральную протяженность и используются для корреляции угольных пластов в границах месторождений и бассейнов, а также выяснения периодичности и состава продуктов вулканической деятельности (Адмакин, 1991).

В ходе исследования в угольных пластах черногорской свиты Черногорского и Бейского месторождений были детально опробованы и изучены как сами тонштейны, так и вмещающие их угли. Всего выявлено и изучено 64 тонштейна, в том числе в Черногорском месторождении – 26 тонштейнов, в Бейском – 42.

Тонштейны в угольных пластах хорошо распознаются визуально, границы четкие контрастные. Прослои имеют небольшую мощность (2-3 см), которая сохраняется по всему простиранию. В единичных случаях мощность превышает 5 см. Такую мощность имеет, например, маркирующий тонштейн пласта Гигант-I Черногорского месторождения и тонштейн на границе пласта 16 и 16а Бейского месторождения (Арбузов, 2017).

Исследования минерального состава тонштейнов Черногорского и Бейского месторождений позволили установить, что каолинит является основным породообразующим минералом. Выделяется две группы тонштейнов: 1 – на 70-100% состоящие из каолинита, 2 – разности смешанного состава.

Второстепенными минералами, слагающими исследованные тонштейны, являются кварц, кристобалит, тридимит, полевые шпаты, фторапатит, гойяцит, плюмбогуммит и отдельные акцессорные минералы (циркон, монацит, ксенотим и др.). Основными эпигенетическими минералами являются сидерит, доломит, реже кальцит, образовавшиеся в уже сформированных каолинитовых прослоях.

Исходный состав пеплового материала реставрировать трудно, так как он претерпел почти полное изменение. Данный факт создает трудности при восстановлении исходного состава пирокластики. Одним из методов восстановления первичного состава пирокластического материала тонштейнов является классификационная диаграмма Винчестера и Флойда (Winchester, 1977).

Большинство тонштейнов Черногорского месторождения расположились в областях диаграммы, соответствующих риодацитовой и андезитовой пирокластике (рис. 1). Менее распространена щелочная пирокалстика (трахиандезиты и щелочные базальтоиды).

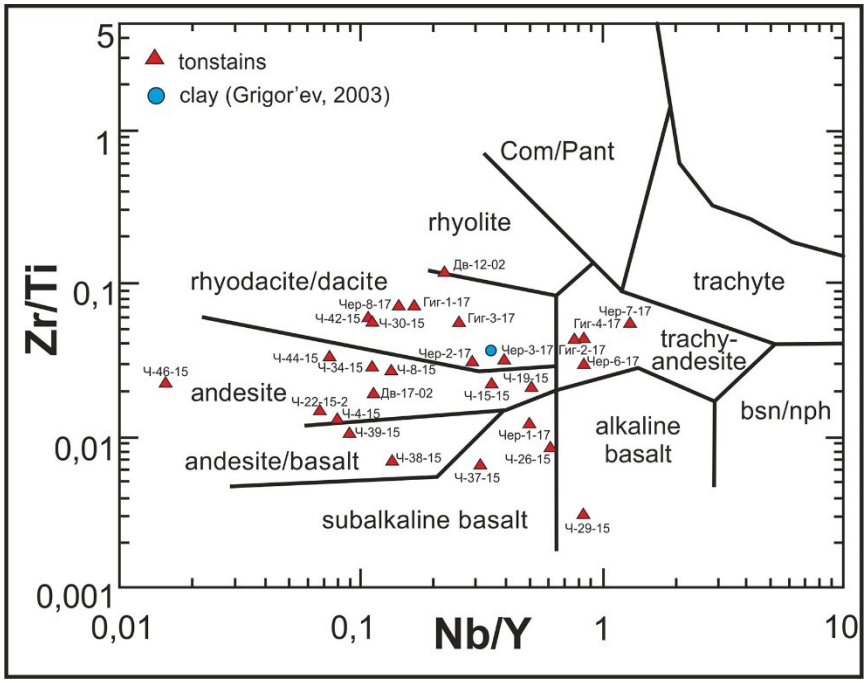


Рисунок 1. Zr/Ti – Nb/Y классификационная диаграмма тонштейнов Черногорского месторождения.

Тонштейны Бейского месторождения также попадают преимущественно в поля риодацитов и андезитов (рис. 2).

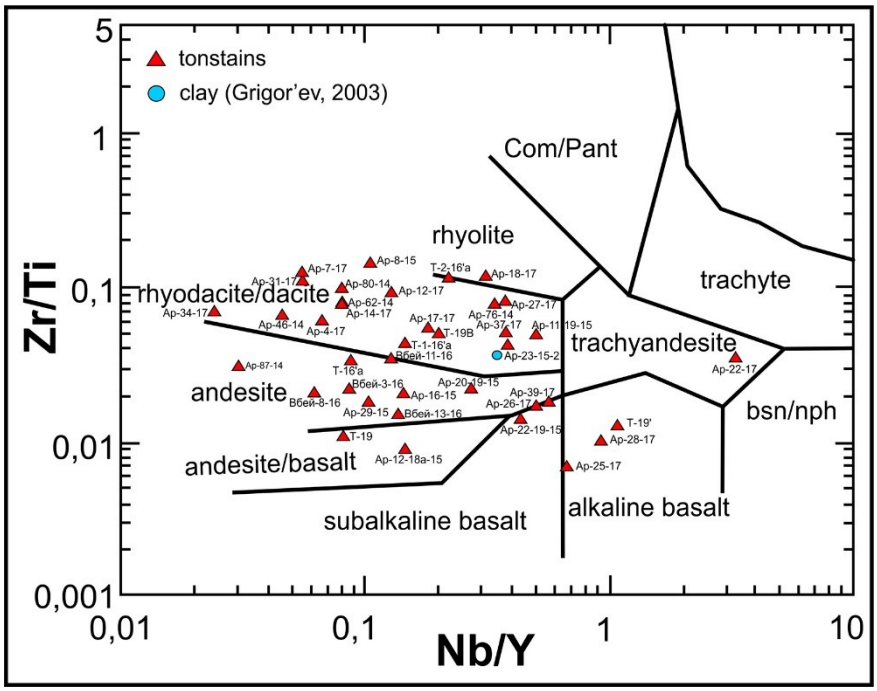


Рисунок 2. Zr/Ti – Nb/Y классификационная диаграмма тонштейнов Бейского месторождения.

Дополнительным параметром, помогающим определить состав исходной вулканогенной пирокластики является титановый модуль (TiO2/Al2O3). Исследования Д.А. Спирса показывают, что TiO_2/Al_2O_3 отношение больше 0,06 характерно для пирокластики основного состава, меньше 0,02 – для кислого. Промежуточные значения характерны для вулканических пеплов среднего и щелочного составов (Spears, 1979).

Величина ТМ для тонштейнов Черногорского месторождения изменяется от 0,006 до 0,11, для тонштейнов Бейского месторождения от 0,005 до 0,086. Широкий диапазон значений ТМ говорит о различном составе исходного пирокластического материала в углях Черногорского и Бейского месторождений.

Использование комплексного подхода позволило восстановить состав исходной пирокластики из которой образовались тонштейны черногорской свиты Минусинского бассейна. Так, в угольных пластах Черногорского и Бейского месторождений накапливались пеплы преимущественно риодацитового и андезитового составов.

Интенсивное преобразование пирокластического материала в агрессивной среде торфяного болота привело к миграции химических элементов и обогащению ими близлежащих горизонтов торфа.

Угли Бейского и Черногорского месторождений находящиеся в контакте с тонштейнами, образовавшимися из пирокластики кислого состава, существенно обогащены Sr, Zr, Hf, Ta, Th. Так, в пласте 16 Бейского месторождения были обнаружены два тонштейна: Ар-7-17 мощностью 1 см. Выше в 5 см над ним расположен Ар-4-17, его мощность составила 3 см. Оба тонштейна образованы из пирокластики кислого состава, а концентрация элементов в золе притонштейнового угля достигает следующих величин: стронция – 3,2%; циркония – 0,5%; гафния – 166 г/т; тантала – 26 г/т; тория – 153 г/т.

В свою очередь, пеплы среднего состава послужили источником таких элементов, как Sc, Cr, Hf, Ta, Th. В пласте Великан I был выявлен тонштейн Ч-4-15 мощность которого составляет 2 см. Он сформировался из пирокластики среднего состава, а зола притонштейнового угля обогащена следующими элементами Sc –120 г/т, Cr – 494 г/т, Hf – 207 г/т, Ta – 16,5 г/т, Th – 32 г/т.

Проведенные исследования показали, что вулканогенная пирокластика, послужившая исходным материалом для тонштейнов Бейского и Черногорского месторождений Минусинского угольного бассейна, была преимущественно кислого и среднего состава. Пирокластика, послужившая исходным материалом для тонштейнов оказала существенное влияние на химический состав вмещающих углей. Угли, находящиеся в контакте с тонштейном, обладают определенным набором элементов, свойственным составу исходной пирокластики.

С тонштейнами, образованными из пирокластики кислого состава связаны повышенные содержания Sr, Zr, Hf, Ta и Th, среднего – Sc, Cr, Hf, Ta и Th. Стоит отметить, что концентрация Ta и Th связанная с тонштейнами сформированными из пепла кислого состава, значительно выше, чем связанная с пеплами среднего состава.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-1700004).

Адмакин Л.А. Тонштейны – геохронометры древних эруптивных циклов // Доклады АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1194–1197.

Арбузов С.И., Ершов В.В., Рихванов Л.П., Усова Т.Ю., Кяргин В.В., Булатов А.А., Дубовик Н.Е. Редкометалльный потенциал углей Минусинского бассейна. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео". 2003. 347 с.

Арбузов С.И., Ильенок С.С., Вергунов А.В., Шалдыбин М.В., Соболенко В.М., Некрасов П.Е. Минералого-геохимическая идентификация продуктов эксплозивного вулканизма в углях Минусинского бассейна. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып.9 Мат. IX Всерос. Петрограф. Конф. с международным участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2017. - С.35-37.

Богомазов В.М. Стратиграфия и условия образования доугленосных и угленосных отложений карбона и перми Минусинского бассейна.// Вопросы геологии угленосных отложений азиатской части СССР. М. Л.: Изд.- во АН СССР, 1961. С. 79-116.

Finkelman R.B. Trace and minor elements in coal // Organic geochemistry. Chapter 28 / Eds. M.H.

Engel, S.A. Masco. N.Y., 1993. P. 593-607.

Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R.A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. Sedimentology, 1979. V. 26. P. 407–425.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. Vol. 20. P. 325–343.

Синтез и свойства структурных аналогов минералов аверьевита $[Cu^{2+}_5O_2](VO_4)_2 \cdot n(Cu, Cs, Rb, K)Cl_x$ и ярошевскита $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$

Владимирова В.А.[1], Сийдра О.И.[1,2]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург vladimirovav.sbk.1998@yandex.ru*
[2]*Центр наноматериаловедения, Кольский научный центр, г. Апатиты*

На сегодняшний день изучение кристаллических структур и соответствующих свойств минералов является одной из основных задач не только минералогии и кристаллографии, но и материаловедения. Благодаря своим уникальным кристаллическим структурам синтетические аналоги многих минеральных видов являются материалами, используемыми в различных областях современной индустрии. Разработка аккумуляторных устройств и батарей с меньшими затратами энергии являются приоритетными научными направлениями химии, физики, материаловедения, кристаллографии и кристаллохимии. Одним из таких перспективных для использования минералов, благодаря своей кристаллической структуре, является оксованадат меди с дополнительным анионом аверьевит $[Cu_5O_2](VO_4)_2 \cdot nMCl_x$ (M=Cu,Cs,Rb,K), открытый на вулкане Толбачик в 1998 году (Вергасова и др., 1998). К данному классу химических соединений относится и природный минерал ярошевскит $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$, впервые найденный также на вулкане Толбачик «Ядовитая» фумарола (Pekov et al., 2013).

Основной целью данной научно-исследовательской работы является получение синтетических аналогов природных минералов тройной системы $CuO\text{-}V_2O_5\text{-}CuCl_2$, а также последующее изучение свойств синтезированных аналогов минералов.

Кристаллы синтетического структурного аналога аверьевита $Cu^{2+}_5O_2(VO_4)_2 \cdot 2(Cu^+Cl)$ без щелочных металлов были получены в результате высокотемпературного синтеза методом газотранспортных реакций в тройной системе $CuO\text{-}V_2O_5\text{-}CuCl_2$, в соотношении 2:1:3. Смесь нагревалась до 600°C, выдерживалась при данной температуре 5 часов, остужалась до 550 °C со скоростью 4°C/ч, и затем медленно охлаждалась до комнатной температуры со скоростью 6°C/ч. Синтетический аналог аверьевита образовался в тесной ассоциации с минералом- ванадатом меди цизитом. Отобранный кристалл был изучен на дифрактометре Bruker APEX DUO. Кристаллическая структура была уточнена в программе SHELX в пространственной группе P-3m1, a = 6.406(4) Å, c = 8.403(5) Å, R_1 = 4.6%. Результаты микрозондового исследования кристаллов позволяют записать формулу: $(Cu^+,Cu^{2+})_{7,345}V_{1,865}O_{10,063}Cl_{1,872}$. Кристаллы синтетического ярошевскита $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ были получены в процессе высокотемпературного синтеза методом газотранспортных реакций в тройной системе $CuOV_2O_5\text{-}CuCl_2$, в соотношении 10:1:6. Поддерживался температурный режим аналогичный тому, который соблюдался при образовании синтетического аверьевита. Отобранный кристалл синтетического аналога ярошевскита был изучен на дифрактометре Bruker APEX DUO. Кристаллическая структура была уточнена в программе SHELX в пространственной группе P-1: a= 6.472(4) Å, b= 8.343(6) Å, c= 9.206(7)Å, α=105.177°, β= 96.215°, γ= 107.642°, R_1=4.8%. Кристаллическая структура представляет собой цепочки из тетраэдров $[OCu_4]^{6+}$, соединенных по медным вершинам $(Cu)^{2+}$, и окружающих их тетраэдров $[VO_4]^{3-}$. Кристаллы синтетического ярошевскита характеризуются призматическим габитусом и темно-синим цветом зерен (рис.1).

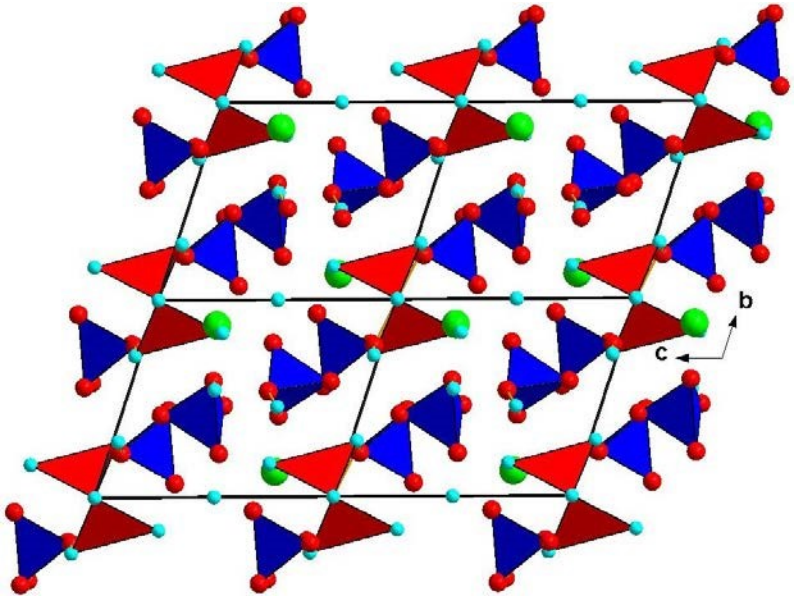


Рисунок 1. Кристаллическая структура синтетического ярошевскита вдоль оси a (красные – $[OCu_4]^{6+}$, синие – $[VO_4]^{3-}$.

Кристаллическая структура аналога аверьевита построена на основе слоев $[Cu^{2+}{}_5O_2]^{6+}$, слои окружены ванадатными тетраэдрами по принципу «грань-к-грани» (Кривовичев и др., 2001).

В структуре присутствуют широкие каналы, вытянутые вдоль оси c, имеющие диаметр 6,406 Å. В структуре природного минерала в данных каналах располагаются хлоридные комплексы с щелочными металлами и двухвалентной медью, в то время как в синтетическом аналоге располагаются комплексы Cu^+Cl.

Одним из наиболее интересных аспектов кристаллической структуры синтетического аналога аверьевита является наличие широких каналов в пористом каркасе, что позволяет предположить возможность ионообменных реакций с другими комплексами. Синтетический аналог аверьевита является плохорастворимым соединением, а также устойчивым в воде при

кипячении. Выполнены ионообменные эксперименты и получены кристаллы $Cu^{2+}{}_5O_2(VO_4)_2 \cdot 2(K^+Cl)$.

Катионы меди Cu^{2+} в кристаллической структуре синтетического аналога аверьевита образуют правильные симметричные сетки кагомэ (рис.2). Для таких структур отмечаются исключительные магнитные свойства, обусловленные образованием фрустрированных решеток и приводящие к появлению эффекта спиновой жидкости. Исследования магнитных свойств в данный момент выполняются.

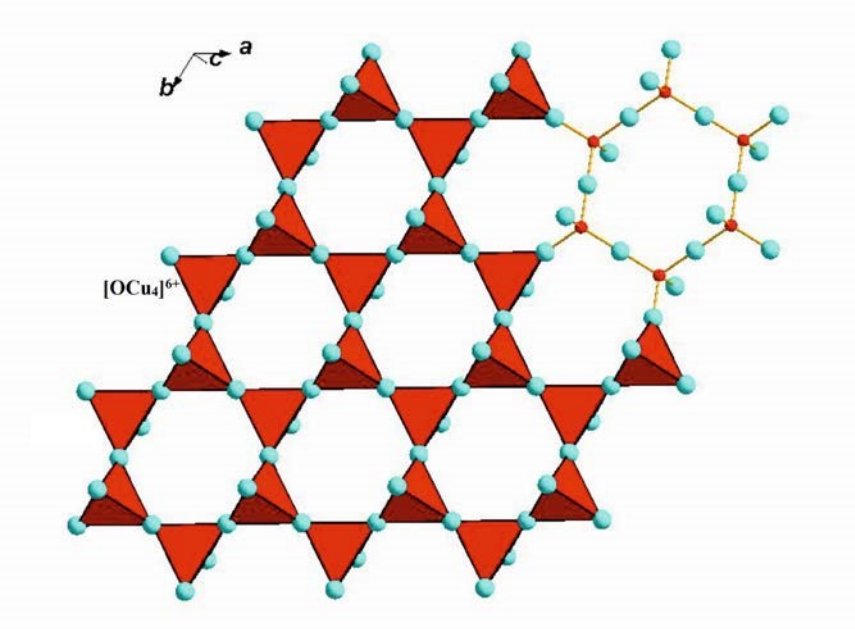


Рисунок 2. Правильная симметричная сетка кагомэ в структуре синтетического аверьевита (тетраэдры $[VO_4]^{3-}$ не показаны для ясности восприятия).

Итак, экспериментально получены синтетические аналоги минералов аверьевита и ярошевскита методом химических транспортных реакций. В отличие от минерала в синтетическом аверьевите в каналах располагается одновалентная медь. В результате ионообменных экспериментов изучена ионообменная способность синтетического аналога аверьевита. В настоящий момент выполняются эксперименты по обмену с литием. По результатам таких экспериментов можно будет сделать вывод о возможности исследования этого соединения в качестве аккумулятора и батарей с минимальной потерей энергии. В дальнейшем будут изучены магнитные свойства синтетических аналогов посредством измерения магнитной восприимчивости соединения. Исследования продолжаются, осваиваются новые методы и оборудование.

Работа выполняется при финансовой поддержке гранта РНФ 16-17-10085. Рентгеновские исследования выполнены на оборудовании ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования»

Вергасова Л.П., Старова Г.Л., Филатов С.К., Ананьев В.В. Аверьевит Cu5(VO4)2·nMx– новый минерал вулканических эксгаляций //Доклады РАН. 1998. Т. 359. С. 804-807.

Кривовичев С. В., Филатов С.К. Кристаллохимия минералов и неорганических соединений с комплексами анионоцентрированных тетраэдров. Изд-во СПбГУ/ 2001. С. 200.

Pekov I.V., Zubkova N.V., Zelenski M.E., Yapaskurt V.O., Polekhovsky Yu.S., Fadeeva O.A., Pushcharovsky D.Yu. Yaroshevskite, $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$, a new mineral from the Tolbachik volcano. // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77. P. 107-116.

Krivovichev S.V., Filatov S.K. Structural principles for minerals and inorganic compounds containing anion-centered tetrahedral. // American Mineralogist. 1999. V. 84. P.1099-1106.

Shores M.P., Nytko E.A., Bartlett B.M., Nocera D.G. A structurally perfect S=1/2 Kagome antiferromagnet. // Journal of the American Chemical Society. 2005. V. 127. P. 13462-13463.

Источники расплавов щелочных сиенитов на примере массива Артюшки, ВосточноЕвропейская платформа

Возняк А.А [1], Носова А.А.[2]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, vozniak@mail.ru*
[2] *ИГЕМ РАН, Москва, nosova@igem.ru,*

Введение. В качестве петрогенетических моделей для сиенитов А-типа обычно предполагается либо плавление метасоматизированной мантии (Gahlan,2016; Carvalho,2014), либо смешение мантийных базитовых выплавок и коровых пород, которая сопровождается дифференциацией получившегося гибридного расплава (Jung et al. 2007; Peng et al,2008). Для решения этой проблемы требуются комплексные минералогические, изотопно-геохимические и петрологические исследования.

Сиенитовый массив Артюшки, изучаемый в данной работе, является небольшим комплексом в Воронежской области, располагающийся на южной окраине Пачелмского авлакогена и имеет возраст 522±3 млн. лет (Скрябин и др.2015) Комплекс состоит из даек и штоков сиенит-порфиров и щелочных сиенит-порфиров, с падением под углами 20°- 60°. Тела не выходят на поверхность и вскрыты серией скважин. Мощность отдельных тел варьируется от 0.1 до 34.2 м. Дайки и штоки прорывают метапесчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии палеопротерозоя (Скрябин и др.2015).

В ходе детального петрологического изучения нами были выделены два типа пород, наименее подвергшихся фенитизации: Amph-Cpx сиенит-порфиры и Grt-Cpx щелочные сиенит-порфиры.

Amph-Cpx сиенит-порфиры. Породообразующие минералы-вкрапленники в Amph-Cpx сиенит-порфирах - плагиоклазы (Xan – 0.26 - 0.42), амфиболы паргасит - ферропаргаситового ряда (#Mg 0.3-0.5, TiO2-1.5 вес%) и диопсид-геденбергиты (#Mg -0.50.6), основная масса сложена срастаниями КПШ, плагиоклаза и амфибола.

По петрохимической классификации Amph-Cpx сиениты относятся к субщелочным (SiO2 56 вес%, K2O+Na2O - 10.4 вес%) и низкомагнезиальным породам (#Mg - 0.13) Среди особенностей этих пород можно говорить о довольно высоком содержании железа ((Fe2O3+FeO) - 6.25 вес%), что обуславливает повышенное цветное число, а также очень высокие концентрации Sr и Ba (3000-9800 и 1000-1500 ppm соответственно), высокое (Gd/Yb)n отношение (от 1.8 до 3).

Для Grt-Cpx щелочных сиенит-порфиров минералами-вкрапленниками являются высокотитанистый гранат андрадит-гроссулярового ряда (Xandr – 0.8-0.4 TiO2 до 4.3 вес%), диопсид-геденбергиты (#Mg -0.5-0.6), и эгирин-авгит (Xaug 0.2-0.4), гаюин и плагиоклаз (Xan - 0.2-0.3), обрастающий каймой Ba-КПШ. Основная масса представлена срастаниями альбита, клинопироксена и КПШ, в интерстициях кристаллизуется нефелин, анальцим, содалит и Zr-содержаний эгирин.

Grt-Cpx щелочные сиениты относятся к щелочным породам (SiO2 -56-59 вес%; K2O+Na2O -13-14 вес%) и характеризуются низкой магнезиальностью (#Mg -0.08) и низкой калиевостью (K2O/Na2O 0.55-0.6) По геохимическим признакам Grt-Cpx щелочные сиенит-порфиры довольно близки к Amph-Cpx сиенит-порфирам, хотя в этих породах более высокие концентрации РЗЭ (например La варьируется от 75 до 100 ppm). В ходе изучения Grt-Cpx щелочных сиенит-порфиров нами был обнаружен микроксенолит обладающий щелочно-карбонатной агпаитовой спецификой. (SiO2 -42 вес%; K2O+Na2O -12.4 вес%; CaO 13.3 вес%). Структура породы в микроксенолите порфировидная, вкрапленники представлены гранатом (35%), апатитом (5 %), клинопироксеном (15%), агрегатами КПШ (10%) и кальцита (35%), срастающимися друг с другом.. Основная масса состоит из срастаний альбита, содалита и

нозеана, большим количеством очень мелкого целестина, а также мелкими агрегатами КПШ и пирита.

Если говорить об изотопных данных для этих пород, то по стронциевой системе породы массива Артюшки низкорадиогенны ($^{87}Sr/^{86}Sr_0$ – 0.70307-0.703620), значения $\varepsilon Nd_{(T)}$ варьируют от -1.5 до 1.6. Значения модельного возраста в Sm-Nd системе TNd_{DM} лежат в области 0.91-1.25 млрд. лет. Очевидно, что для источника этих пород значительную роль сыграл мантийный источник,

Полученные петрографические, геохимические и изотопно-геохимические данные для сиенит-порфиров массива Артюшки позволяют предположить, что источником расплава была метасоматизированная мантия, а вклад коровых пород в расплавы играл определенное значение для сиенит-порфиров Артюшков, что следует, в частности из корреляции SSI коэффициента, отражающего возможность расплава кристаллизовать нефелин либо кварц (Motoki A.et al,2010) с εNd. Вполне вероятно, что изменение состава расплава в сторону SiO2-пересыщенных жидкостей за счет контаминации коровыми породами могла контролировать переход из нефелин-нормативных в кварц-нормативные. Исходя из этого можно предположить, что именно из-за коровой контаминации возникли две разности пород, причем Grt-Cpx щелочные сиенит порфиры были более ранними. В метасоматизированной мантии основными флюид-содержащими фазами являются флогопит, амфибол и карбонат (например, Furman, Graham, 1999). Некоторые геохимические индикаторы могут указывать на флюид-содержащую фазу, вклад которой в генерацию расплавов был преобладающим. Так, соотношение Rb, Ba, Sr в породе информативно для определения присутствия флогопита или амфибола в мантийном источнике (Furman, Graham, 1999). Из соотношений этих элементов на рис. 1 можно предполагать, что в источнике расплавов массива Артюшки более вероятно присутствие амфибола. В последнем случае следует заметить, что вклад амфибола не был значительным, так как поле составов перекрывается с составом PM (рис.1).

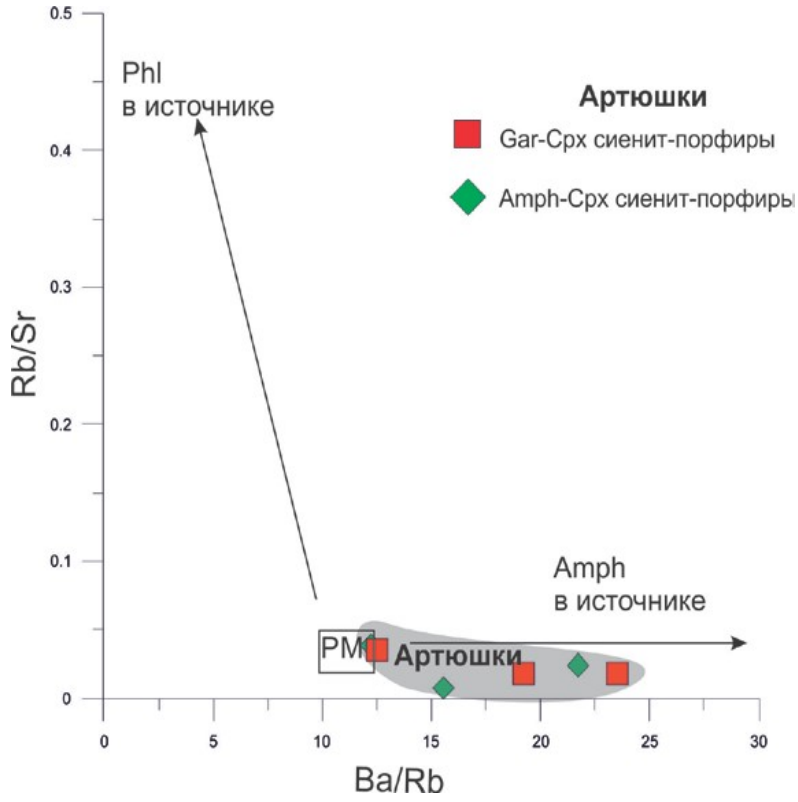


Рисунок 1. Породы массивов Артюшки на диаграмме Rb/Sr-Ba/Rb (Furman, Graham, 1999).

Присутствие карбонат-содержащих микроксенолитов магматического облика в сиенитпорфирах Артюшков свидетельствует о содержании в расплавах некоторой доли карбонатного компонента. Состав микроксенолита демонстрирует близкие к карбонатизированным лерцолитам (Dasgupta, Hirschmann, 2007) составы, исключая более низкое Ca/Al отношение и более высокое содержание щелочей, что может указывать на плавление на небольших глубинах и присутствие флогопита или амфибола в источнике..

В исследовании (Tumiati et al., 2013) в экспериментах по плавлению флогопит- и амфиболсодержащего лерцолита в присутствии C-O-H флюида в условиях T = 900-1050°C, P = 1.63.2 ГПа и fO2 в интервале 0 -1 QFM было показано, что при низких давлениях (P < 2.1 ГПа) выплавки имеют силикатный трахиандезитовый состав, а при высоких давлениях (P > 2.1 ГПа) – карбонатно-силикатный. При низких давлениях для составов метасоматизированного шпинелевого лерцолита (KLZ, Fumagalli et al., 2009) устойчива ассоциация ортопироксен+оливин+доломит+флогопит+амфибол+ гранат в присутствии H2O+CO2 флюида; если система ненасыщенна флюидом, то устойчивой фазой становится клинопироксен. Появление карбоната за счет реакции амфибола, клинопироксена и оливина с флюидом в перидотитах с повышенным содержанием Al и щелочей приводит также к появлению граната, флогопита, ортопироксена и амфибола с большей долей рихтеритового компонента (Tumiati et al., 2013).

Такие петрохимические особенности сиенит-порфиров как высокие содержания глинозема при низких содержаниях Ca, т.е. низкие CaO/Al2O3 отношения указывают на генерацию расплавов при низких давлениях (например, Herzberg, 1992). С другой стороны, заметное фракционирование тяжелых РЗЭ, которое отражают относительно высокие значения (Gd/Yb)n = 1.8-3.0, наблюдаемые в этих породах, может быть связано с присутствием граната в источнике. Это противоречие может быть снято, если принять во внимание, что гранат может появляться в ходе карбонатизации перидотитов при P < 2 ГПа (Tumiati et al., 2013).

Сравнение составов выплавок, полученных в экспериментах по плавлению метасоматизированных (Condamine, Medard, 2014; Conceicao, Green, 2004) и фертильных (Laporte et al., 2014) перидотитов при давлении P = 1 – 1.5 ГПа с составами изученных сиенит-порфиров показывает, что составы сиенит-порфиров близки фонолитовым выплавкам малых степеней плавления из лерцолитов с умеренным (отвечающему PM) и повышенным содержанием K, полученным в экспериментах по плавлению фертильных перидотитов (Laporte et al., 2014).

Проведенный сравнительный анализ наших данных с данными экспериментов по плавлению метасоматизированных перидотитов (рис. 2) позволяет предположить последовательность генерации расплавов для изученных массивов. Генерация расплавов массива Артюшки начиналась выше солидуса H-C-O-содержащих перидотитов в области устойчивости граната, где выплавки имели карбонат-силикатный состав, подобный микроксенолиту. Основной объем расплавов формировался на меньших глубинах и имел силикатный состав, расплавы сиенит-порфиров выплавлялись выше по температуре солидуса Amph- Phl-содержащих перидотитов.

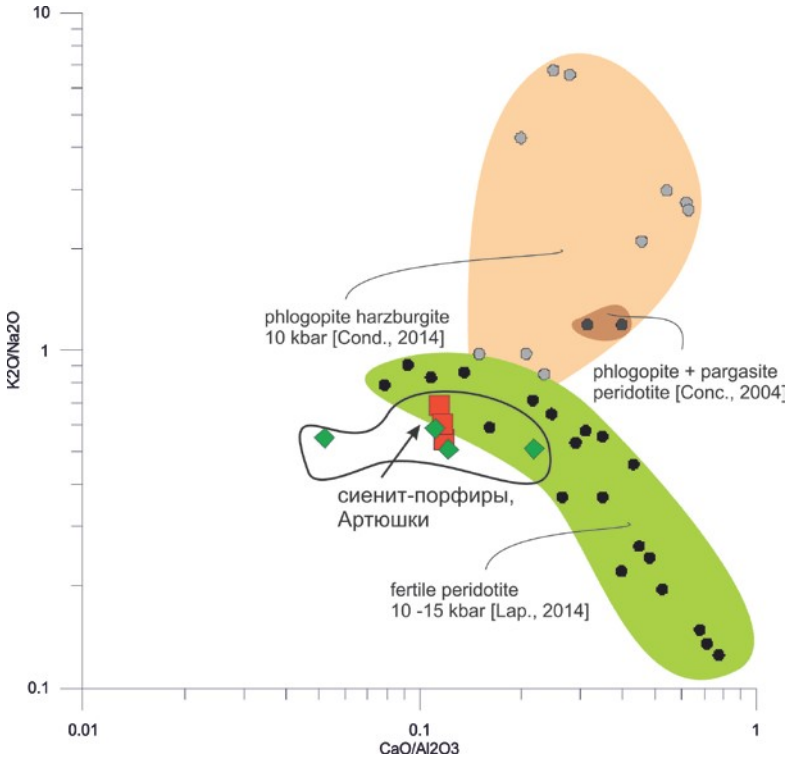


Рисунок 2. Составы сиенит-порфиров массива Артюшки и составы расплавов, полученных в экспериментах по плавлению фертильных перидотитов при 1.0-1.6 ГПа (Laporte et al., 2014), флогопитизированных перидотитов при 1 ГПа (Condamine, Medard, 2014) и флогопит-паргасит-содержащих перидотитов при 1.0 ГПа (Conceicao, Green, 2004) на диаграмме CaO/Al2O3-K2O/Na2O.

Conceição, R. V., & Green, D. H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+ pargasite lherzolite. // Lithos. 2004. 72(3-4). P. 209-229.

Condamine, P., & Médard, E. Experimental melting of phlogopite-bearing mantle at 1 GPa: Implications for potassic magmatism // Earth and Planetary Science Letters. 2014. 397. P.

80-92.

Dasgupta, R., & Hirschmann, M. M. Effect of variable carbonate concentration on the solidus of mantle peridotite // American Mineralogist. 2007. 92(2-3). P. 370-379.

Furman, T., & Graham, D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province // Developments in eotectonics. Elsevier.1999. Vol. 24. P. 237-262.

Herzberg, C. Depth and degree of melting of komatiites. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1992 97(B4). P. 4521-4540.

Laporte D., Lambart S., Schiano P., Ottolini L. Experimental derivation of nepheline syenite and phonolite liquids by partial melting of upper mantle peridotites. Earth and Planetary Science Letters. 2014. 404. P. 319-331

Motoki, A., Sichel, S. E., Vargas, T., Aires, J. R., Iwanuch, W., Mello, S. L. M., ... & Gonçalves, J. . Geochemical evolution of the felsic alkaline rocks of Tanguá and Rio Bonito intrusive bodies, State of Rio de Janeiro, Brazil. São Paulo UNESP. Geociências. 2010. 29. P. 291-310.

Tumiati, S., Fumagalli, P., Tiraboschi, C. & Poli, S. . An Experimental Study on COH-bearing Peridotite up to 3.2 GPa and Implications for Crust-Mantle Recycling //.Journal of Petrology. 2012. 54. 10.1093/petrology/egs074.

Скрябин В.Ю., Савко К.А., Скрябин М.В., Терентьев Р.А. Кембрийская магматическая активизация Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2015. 463. 5. С. 581-586.

Ксенолиты из девонских вулканических пород Припятского прогиба (Беларусь): типизация пород и минералого-геохимические особенности

Волкова Г.Д.[1], Юткина Е.В.[2], Носова А.А.[2], Сазонова Л.В.[1]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Earlinndrow@gmail.com*
[2]*ИГЕМ РАН, Москва, Eyutkina@gmail.com*

Существенная перестройка структурного плана Восточно-Европейской платформы (ВЕП), происходившая в позднем палеозое, привела к активизации мезопротерозойских рифтовых структур платформы, включая Днепрово-Донецкий авлакоген, а также к образованию в девонское время новой рифтовой структуры на северо-западном окончании данного авлакогена - Припятского прогиба. В структуре Припятского прогиба выделяются следующие области распространения девонских магматических пород: Жлобинская седловина, Северо-Припятское плечо, Гомельская структурная перемычка и собственно Припятский грабен. Среди магматических пород Припятского прогиба нами были выделены меланефелиниты, нефелиниты, щелочные пикриты, пикриты и пикробазальты, щелочные и субщелочные базальты и трахиты, а также лампрофиры, в том числе щелочные ультрамафитовые лампрофиры типа оранжеитов, которые были диагностированы только на севере в трубках взрыва Жлобинского поля на удалении от оси Припятского прогиба (Волкова и др., 2017).

Подстилающими структурами фундамента Припятского прогиба являются ОсницкоМикашевичский вулканический пояс (ОМВП) в пределах Жлобинской седловины, а далее на восток - Брагинский гранулитовый массив (БГМ) (Аксаментова, Толкачикова, 2012; Махнач и др., 2001). По результатам петрологического изучения (Юткина и др., 2017; Волкова и др., 2018) девонские магматические породы Припятского прогиба содержат ксенолиты коровых пород, среди которых нами диагностированы биотит-гранатовые гнейсы, гранатклинопироксен-полевошпатовые гранулиты, гранат-биотит-амфиболовые гранофельсы, горнблендиты, габброиды, граниты и сиениты. Ранее в работе (Markwick et al., 2001) были представлены результаты исследования нижнекоровых ксенолитов из щелочных ультрамафитов Жлобинского поля. В то же время ксенолиты из девонских магматических пород, локализованных в других частях Припятского прогиба, до сих пор оставались недостаточно изученными современными методами, что серьезно ограничивало решение вопросов реконструкции петрологии и геодинамики раннедокембрийской геологической истории ВЕП. Авторами было проведено комплексное петрологическое исследование вышеуказанных ксенолитов, в том числе с применением методов XRF, ICP-MS и микрозондового анализа.

Ксенолиты биотит-гранатовых гнейсов (3 образца) обнаружены в щелочных пикритах Уваровичского поля палеовулканов (Северо-Припятское плечо). Они представляют собой породы с массивной текстурой, порфиробластовой и гетеробластовой лепидогранобластовой структурой и следующим минеральным составом: полевые шпаты (более 60 об. %), гранат (20-25 об. %), биотит (до 20 об. %), второстепенные кварц, рутил, ильменит и графит (углистое вещество), акцессорные циркон, апатит, монацит, вторичные хлорит, кальцит, доломит и пирит. Гранат представлен незональными зёрнами и порфиробластами, которые имеют пироп-альмандиновый (с 0,1 мас. % Cr_2O_3) либо альмандиновый с примесями пиропового, гроссулярового и спессартинового миналов состав. Среди полевых шпатов в гнейсах с порфиробластовой структурой резко преобладает щелочной полевой шпат, который образует полигональные зёрна с многочисленными пертитами распада и содержит до 33% альбитового минала и до 5% анортитового минала, а зёрна плагиоклаза имеют меньший размер, кайму из чистого КПШ и представлены An_{23-28} с примесью ортоклазового минала (6-18%). В гнейсе с гетеробластовой структурой, напротив, плагиоклаз (An_{30-31}) количественно преобладает над

щелочным полевым шпатом, образуя зёрна с редкими антипертитами и каймой из чистого КПШ, значительно замещённые хлоритом, примесь ортоклаза в нём невелика (1%); щелочной полевой шпат в данной породе представлен сильно хлоритизированным микроклином. Биотит гнейсов с порфиробластовой структурой имеет магнезиальный (Mg# 0,66-0,70) и глинозёмистый (до 19 мас. % Al_2O_3) состав с примесь TiO_2 (до 8%) и Cr_2O_3 (до 0,2 мас. %), в центре скоплений кристаллов биотита встречается рутил, в трещинах - пирит. Биотиты из гнейса с гетеробластовой структурой более железистые (Mg# 25-38), глинозёмистые (до 17 мас. % Al_2O_3), содержат примесь TiO_2 (до 5 мас. %) и BaO (до 0,7 мас. %). Гнейсы имеют базитовый состав и высокое содержание Al_2O_3 и K_2O (табл. 1). Они обогащены несовместимыми элементами (рис. 1), имеют максимумы по Rb, Ba, K, Pb и минимумы по Nb-Ta, P, Ti. Образец с гетеробластовой структурой также имеет Sr-минимум и отрицательную Eu-аномалию.

Таблица 1. Химические составы изученных ксенолитов (мас. %).

Обр. №	порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_{tot}	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P2O5	S	П.п.п.	Total
360	гнейс	48.95	1.26	18.68	11.18	0.07	7.21	1.36	1.73	5.79	0.07	0.06	3.22	96.36
630	гнейс	44.72	1.50	18.27	14.11	0.12	7.19	3.18	1.24	4.16	0.13	1.12	3.62	95.74
451	гнейс	53.20	0.97	17.03	8.80	0.15	5.46	2.39	2.66	5.50	0.38	0.02	2.94	96.56
206	гранулит	49.60	0.58	18.85	7.40	0.11	7.60	4.29	2.93	3.38	0.05	0.02	4.94	99.75
361	гранулит	49.12	1.04	18.72	9.25	0.13	6.08	7.60	3.31	1.42	0.37	0.02	2.65	99.71
354	гранофельс	38.73	1.95	13.49	14.97	0.17	13.71	9.67	2.12	1.23	0.53	0.27	2.65	99.49
323	горнблендит	34.04	3.47	11.70	22.11	0.32	8.67	10.47	2.05	1.11	1.83	0.05	3.85	99.67
343	горнблендит	38.76	3.70	7.81	18.80	0.23	10.22	14.40	2.23	0.78	1.20	0.05	1.38	99.56
410	горнблендит	39.98	2.29	10.76	16.72	0.16	13.49	8.73	2.88	1.34	0.12	0.12	3.17	99.76
371	горнблендит	38.46	3.23	9.81	20.53	0.15	12.49	8.21	2.52	1.50	0.03	0.19	2.66	99.78

Ксенолиты гранат-клинопироксен-полевошпатовых гранулитов (2 образца) обнаружены в щелочных ультрамафитах Жлобинского поля. Это породы с массивной текстурой, гетеробластовой средне-мелкозернистой гранобластовой и следующим минеральным составом: плагиоклаз (50-60 об. %), клинопироксен (20-30 об. %), гранат (10-15 об. %), второстепенные биотит, щелочной полевой шпат, амфибол, скаполит, акцессорные апатит, ильменит, магнетит, титаномагнетит, сульфиды Fe, Cu, Ni, фосфаты редких земель, рутил, вторичные хлорит и карбонаты. Гранат представлен незональными зёрнами гроссулярпироп-альмандинового состава с примесью спессартина (1,6-1,9 %) и андрадита (1,0-1,2 %), которые содержат до 0,1 мас. % TiO_2 и до 0,07 мас. % Cr_2O_3. Плагиоклаз представлен андезином с 3-12% ортоклазового минала, иногда его зёрна имеют кайму из щелочного полевого шпата и антипертиты распада. Клинопироксен представляет собой незональный диопсид. Гранулиты имеют базитовый состав и повышенные содержания Al_2O_3 и Na_2O (табл. 1). Они обогащены несовместимыми элементами (рис. 1), имеют максимумы по Ba, K, Pb, Sr и минимумы по Cs, Th, P. Один из гранулитов имеет положительную Eu-аномалию и Nb-Ta минимум.

Ксенолит гранат-биотит-амфиболового гранофельса (1 образец) обнаружен в щелочном пикрите из Уваровичского поля палеовулканов (Северо-Припятское плечо). Он имеет массивную текстуру, гетеробластовую среднемелкозернистую структуру и следующий минеральный состав: паргасит (85 об. %), биотит (10 об. %), гранат (5 об. %), второстепенный щелочной полевой шпат, акцессорные апатит, шпинель, рутил, сульфиды Fe и Cu, вторичный хлорит. Гранат представлен незональными зёрнами гроссуляр-пиропальмандинового состава с примесью спессартина (2 %) и андрадита (1 %), которые содержат до 0,14 мас. % TiO_2 и до 0,07 мас. % Cr_2O_3. Биотит имеет магнезиальный (Mg# 0,64-0,68) глинозёмистый (до 19 мас. % Al_2O_3) состав, содержит примесь TiO_2 (до 5 мас. %) и BaO (до 7,5 мас. %). По содержанию кремнезёма данная порода относится к ультраосновным, также она имеет высокое содержание MgO, CaO и FeO_{tot} (таблица 1). Она обогащена несовместимыми элементами и имеет максимумы по Ba, K, Pb и минимумы по Cs, Th, U, Zr и Hf (рис. 1).

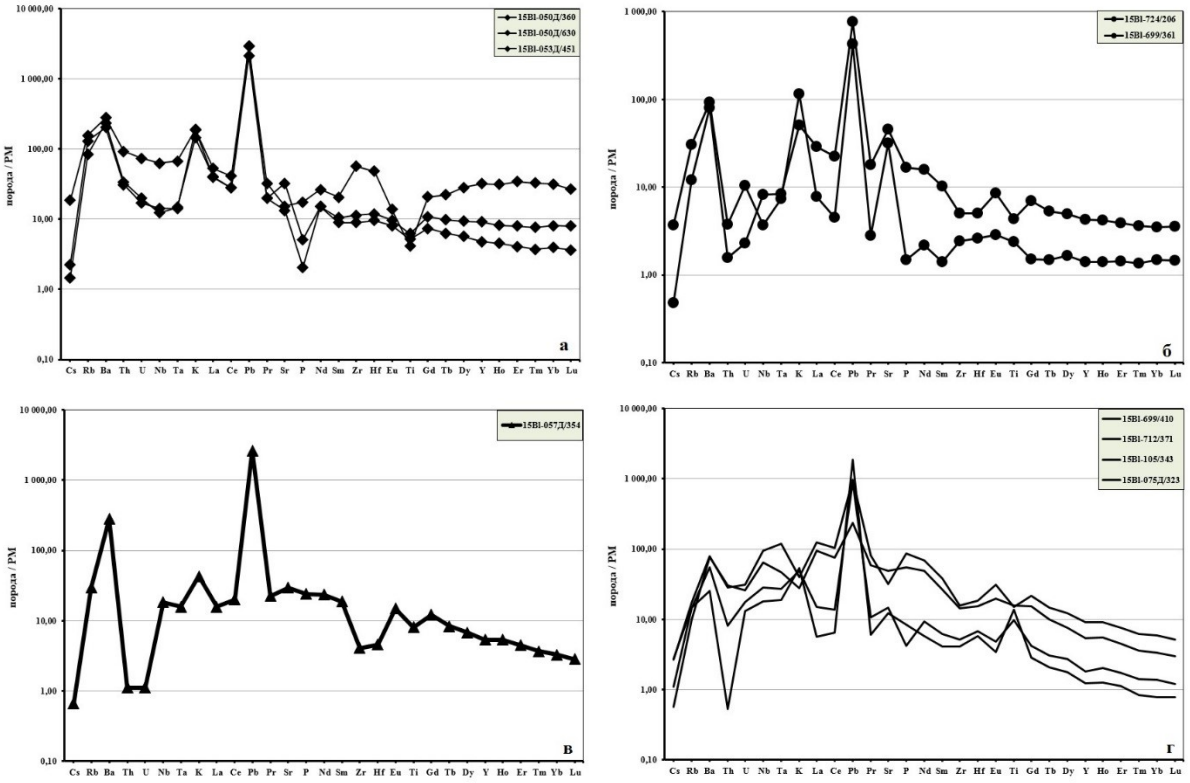


Рисунок 1. Мультиэлементная диаграмма для изученных ксенолитов.

а – для биотитгранатовых гнейсов, б – для гранат-клинопироксен-полевошпатовых гранулитов, в – для гранат-биотит-амфиболового гранофельса, г – для гонблендитов. Нормировано к примитивной мантии (по Sun& McDonough, 1989).

Ксенолиты гонблендитов (4 образца) обнаружены в эффузивных породах Жлобинского поля и Гомельской структурной перемычки. Среди них присутствуют как чисто амфиболовые (100 об. % амфибола среди главных минералов породы) разновидности, так и пироксеновые горнблендиты (65 об. % амфибола, 35 об. % клинопироксена) с второстепенными биотитом и флогопитом. Как акцессорные минералы встречаются апатит, сфен, рутил, ильменит, титаномагнетит, сульфиды Fe, Cu и Pb, барит. Вторичные минералы представлены хлоритом и карбонатами. Текстура горнблендитов массивная и линейная, структура неравномернозернистая средне-мелкозернистая гипидиоморфнозернистая. Амфибол представлен зональными зёрнами паргасита и ферропаргасита. Зёрна клинопироксена тоже зональные и по составу относятся к пижониту. Горнблендиты с SiO_2 = 34-40 мас. % относятся к ультраосновным породам и характеризуются повышенными содержаниями MgO, CaO и FeO_{tot} (табл. 1). По степени обогащения редкими элементами (рис. 1) для горнблендитов можно выделить группу образцов из пород Жлобинского поля с более высоким уровнем обогащения, для которой характерны слабо выраженные отрицательные аномалии Ti, Sr, максимумы K и P, в то время как для оставшихся 2 образцов (из пород Гомельской структурной перемычки) отмечается менее обогащенный состав, небольшие отрицательные аномалии Th-U, Sr, Ti, а также минимумы Th, La-Ce, P. Эти две группы образцов горнблендитов отличаются между собой и по степени фракционирования РЗЭ ((La/Yb)n составляет 7-11 и 21-28 для первой и второй группы соответственно). Ксенолиты габброидов, гранитов и сиенитов ещё находятся в процессе исследования. Таким образом, полученные минералого-геохимические данные по ксенолитам из девонских вулканитов Припятского прогиба указывают на гетерогенность фундамента в данной части Восточно-Европейской платформы. Изученные ксенолиты, вероятно, представляют собой породы подстилающих структур фундамента, соответственно, как и БГМ (гнейсы), так и ОМВП (гранулиты и горнблендиты). На основании минерального состава гнейсов и гранулитов можно сделать вывод о том, что эти породы были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Наличие

углистого вещества, повышенное содержание глинозема в породе и хрома в гранатах могут служить указанием на осадочный протолит биотитгранатовых гнейсов с порфиробластовой структурой, в то время как повышенная доля гроссулярового минала в гранатах биотит-гранатового гнейса с гетеробластовой структурой, его геохимические особенности, в том числе наличие отрицательной аномалии Eu, указывают на магматический протолит этой породы. Наличие положительной Eu-аномалии и Nb-Ta минимума в одном из гранат-клинопироксен-полевошпатовых гранулитов может указывать на его ортоприроду. Изученные горнблендиты, по-видимому, представляют собой магматические породы, источник которых остается пока дискуссионным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-05-00534 и проект № 1805-00006.

Аксаментова Н.В., Толкачикова А.А. Петрография и геохимия кристаллического фундамента Беларуси. Минск. 2012. 232 с.

Волкова Г.Д., Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Лапцевич А.Г., Кузьменкова О.Ф. Ксенолиты гранулитов из щелочных ультрамафитов Жлобинского поля (Припятский прогиб): минералого-геохимические особенности и P-T условия образования // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Мат. XXIX молодеж. научной школы-конференции.Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2018. С. 23-26.

Волкова Г.Д., Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Лапцевич А.Г., Кузьменкова О.Ф.
Ксенолиты метаморфитов из щелочных вулканитов Уваровичей (Припятский прогиб):
минералого-геохимические особенности и P-T условия образования // Вопросы естествознания. 2018. № 2 (16). С. 18-25.

Волкова Г.Д., Юткина Е.В., Сазонова Л.В., Кондрашов И.А. Петрогеохимические особенности девонских вулканитов северо-западной части Припятско-Днепрово-Донецкой рифтовой зоны (Беларусь): типизация пород и вопросы их генезиса // Сборник мат. 7 Российской молодежная Школы. М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 78-81.

Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. и др. ГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси. 2001. 815 с.

Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В. и др. Геохимия внутриплитных девонских магматитов Припятского прогиба и его обрамления: вопросы петрогенезиса и гетерогенности литосферы // Материалы Всеросс. конф. с междунар. участием. Иркутск:
Изд-во «Оттиск». 2017. С. 43-44.

Markwick A. J. W., Downes H., Veretennikov N. The lower crust of SE Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // Tectonophysics. 2001. V. 39. № 1-2. P. 215-237.

Sun S. S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceanic Basins. Geological society special publication. 1989. № 42. P. 313-345.

Барун-Холбинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): морфология и вещественный состав рудных тел.

Гармаев Б.Л.[1,2], Рощектаев П.А.[2,3]

[1]*ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Республика Бурятия, garmaevbator@gmail.com*
[2]*Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Республика Бурятия*
[3]*ООО «Рифей»*

Барун-Холбинское золоторудное месторождение расположено в на территории Окинского района Республики Бурятия. в пяти км северо-западнее Зун-Холбинского месторождения. В металлогеническом отношении месторождение входит в состав Холбинсого рудного поля, являющегося составной частью Урик-Китойской золоторудной зоны (Миронов, Жмодик, 1999; Гордиенко и др., 2016). Месторождение представлено серией крутопадающих кварцевых жил и зон кварцевого прожилкования, локализованных в зонах милонитизации и катаклаза в гнейсо-гранитах Гарганской глыбы. Вмещающие породы превращены в пропилиты и березиты, часто золотоносными. Последние развиты в местах проявления кварцево-жильной минерализации и образуют минерализованные зоны. Основную роль в контроле и локализации оруденения играют зоны тектонических нарушений северозападного направления, которые вмещают кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы и составляют Холбинскую зону разломов.

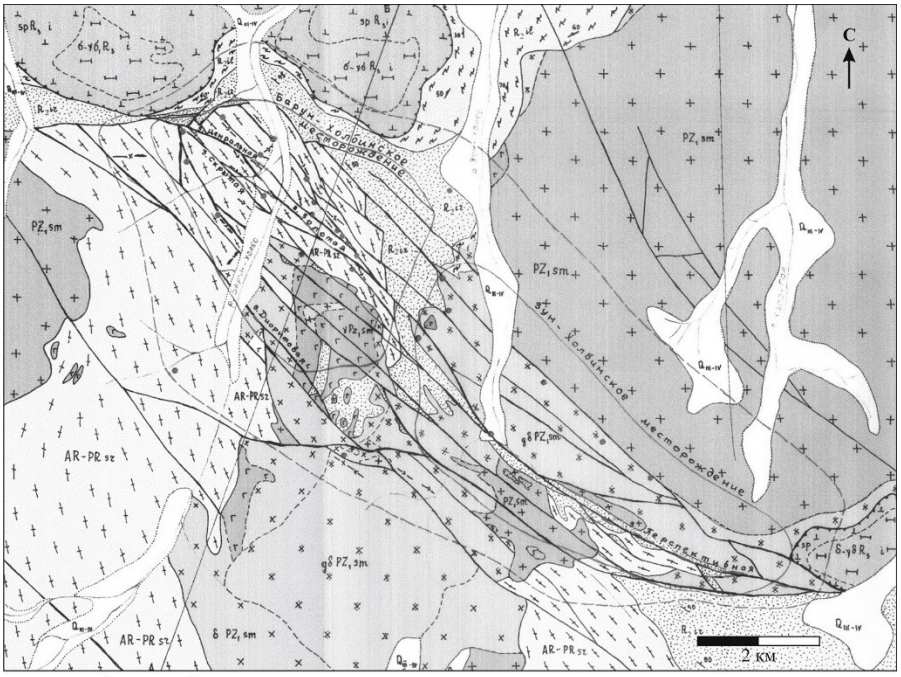
Цель исследования: изучить морфологию и вещественный состав рудного тела Центральное Барун-Холбинского золоторудного месторождения.

Задачи исследования: провести опробование рудных зон; составить обзор фондовой и опубликованной литературы по месторождению; изучить вещественный состав вмещающих пород, руд и самородного золота.

Исследования проводились в штольне № 6, проходящей по рудной зоне Центральная. На месте в подземных горных выработках изучались морфология и строение рудных тел, из которых были отобраны образцы и пробы. Кроме этого, были изучены золотоносные кварцевые жилы, выходящие на поверхность месторождения. Дальнейшие исследования проводились в Геологическом институте СО РАН.

История открытия и разведки. Месторождение было выявлено в 1960 году геологами Феофилактовым Г.А. и Криворученко А.М. при проведении поисковых работ. В 1962 году для разведки месторождения организована Барун-Холбинская партия. В результате проведенных работ на месторождении выделено несколько перспективных золоторудных зон и выявлены с поверхности промышленные жилы (Ананин и др., 1973ф). С 1974 по 1999 год на месторождении периодически проводились детальные поиски и поисково-оценочные работы, охватывающие его фланги и прилегающие площади. В 1983-89 гг. ПГО «Бурятзолото» и ВСНИИГГиМС осуществляли переоценку перспектив района. В 1989-97 гг. экспедицией №1 ПГО «Сосновгеология» на флангах месторождений проведены площадные поисковые работы, включающие литогеохимическое опробование, комплекс геофизических методов, картировочное и поисковое бурение. По результатам работ были подтверждены выводы о распространении промышленного оруденения на глубину, возможность выявления новых рудных тел в пределах известных и вновь обнаруженных рудоносных зон (Золото Бурятии, 2004). В 1999-2005 гг. на месторождении велись эксплуатационно-разведочные и эксплуатационные работы силами ЗАО «Зун-Хада» (Ермаченко и др., 2005ф). Геологическое строение. Район Барун-Холбинского месторождения располагается в северном выступе Гарганского срединного массива, сложенного архей-протерозойскими метаморфогенными образованиями (рис. 1).

Породы представлены биотитовыми и роговообманково-биотитовыми плагиогранитогнейсами, амфиболитами, мигматитами. В краевых частях массива развиты субплатформенные отложения иркутной и ильчирской свит среднего рифея, относимые к карбонат-песчано-сланцевой формациям.



Условные обозначения:

Q_{III-IV} - аллювиальные и ледниковые отложения.

Сумсунурский интрузивный комплекс Pz_1:
- вторая фаза: дайки гранит-порфиров (а), микродиоритов.

- первая фаза: плагиограниты (а); кварцевые порфириты (б); диориты (в), габбро, горнблендиты (г)

Ильчирский интрузивный комплекс R_3(?):
- дуниты, гарцбургиты (а); серпентиниты.

R_3il Ильчирская свита: кварц-амфиболовые, хлорит-серицитовые, углеродисто-кремнистые сланцы, метаэффузивы,метапесчаники, известняки, мраморизованные известняки.

R_3ir Иркутная свита: известняки, мраморизованные зивестняки, углеродисто-глинистые сланцы, вторичные кварциты.

AR-PRsr Шарыжалгайская серия: биотитовые и двуслюдянные плагиогнейсы, мигматиты, амфиболиты.

Разрывные нарушения (а), надвиги (б).

Элементы золотоносности:
Рудпроявления золота (а), золоторудные зоны с разведанными промышленными запасами золота (б).

Границы золоторудных месторождений.

Границы Холбинского рудного поля.

Рисунок 1. Геологическая карта района Барун-Холбинского месторождения с элементами золотоносности (Ермаченко и др., 2005ф).

Вмещающие породы. Бóльшая площади месторождения сложена плагиогранито-гнейсами. Это светло-зеленовато-серые породы, мелко-среднезернистой структуры, с отчетливой гнейсовидной текстурой, обозначенной линейной ориентировкой чешуек биотита. Породы состоят из плагиоклаза (35-65%), кварца (до 25%) и, как правило, хлоритизированного биотита (5-15%). Широко развиты в гранито-гнейсах вторичные минералы – серицит, мусковит, эпидот, хлорит. Из акцессорных минералов отмечаются циркон, апатит, присутствует также турмалин.

Рудные тела в тектонических зонах распределяются в виде кулис, часто сочленяющихся друг с другом, и представлены сульфидно-кварцевыми жилами и минерализованными зонами с прожилково-вкрапленным оруденением. Протяженность рудных тел колеблется от 10-15 до 110-140 м, при средней мощности 0.5-1 м.

Кварц-сульфидные жилы характеризуются сложноветвящейся формой, невыдержанной мощностью, часто линзуются, сопровождаются апофизами, на выклинивании по падению и простиранию образуют прожилковые зоны. В некоторых случаях жилы группируются в жильные зоны, образующие в породах области рассланцевания со сближенным кулисообразным развитием жил. Протяженность жил варьирует от 8-10 до 175-300 м, мощность колеблется от 0.1 до 3-4 м. Жилы сложены светло-серым и белым кварцем с рассеянной вкрапленностью, прожилками и гнёздами сульфидных минералов. Содержание сульфидов в золотоносных жилах составляет в среднем 1-15%, местами достигая 35-50%.

Вещественный состав руд. Основную массу составляет жильная минерализация, представленная кварцем различный генераций с примесью карбонатного минерала, серицита, эпидота. Из рудных минералов, содержание которых не превышает 10-15%, главным являются пирит, галенит, сфалерит; вторичными – пирротин, халькопирит. В редких случаях отмечаются борнит, магнетит, висмутин и блеклая руда.

Кварц серый, катаклазирован, нередко раздроблен и цементируется гранулированной тонкозернистой массой, во многих жилах отмечаются следы выщелачивания и регенерации, вследствие чего кварц приобретает микродрузовидное сложение.

Пирит тонкозернистый, образует кристаллы кубической пентагон-додекаэдрической формы, размером от 0.1 до 1.5 мм. В нем отмечаются тончайшие включения золота и более крупные сфалерита и галенита. В качестве элементов примесей в пирите отмечаются свинец, цинк, медь, висмут, серебро и сурьма.

Халькопирит встречается повсеместно, но в небольших количествах, образуя редкую вкрапленность, тонкие прожилки в ассоциации с галенитом. Характеризуется аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистыми структурами.

Сфалерит встречается в виде двух разновидностей: черного марматита и желтовато-бурого клейофана. Марматит характерен для более глубоких горизонтов рудных тел, часто ассоциирует с пирротином. Клейофан развит в более верхних горизонтах, в отличии от марматита в нем отсутствует вкрапленность халькопирита.

Галенит кристаллизуется несколько позднее сфалерита, так как его ксеноморфные выделения пересекают агрегаты зерен сфалерита. Сфалерит и галенит по количественному взаимоотношению ведут себя непостоянно.

Самородное золото в рудах встречается в виде двух разновидностей. Основная часть представлена микроскопическим золотом, которое развивается в виде мелких включений в сульфидах, главным образом, в сростках с галенитом, реже сфалеритом. Вторая разновидность, представленная свободными выделениями размером до 0.5-1.0 мм, распространяется по трещинам, в полостях выщелачивания кварца, или между зернами сульфидов и кварца, в каркасной, комковидной, дендрито и прожилковидной формах. Пробность золота – 710-716‰, встречаются золотины 910-950 пробы. В качестве попутного компонента в рудах постоянно присутствует серебро, количественное соотношение которого к золоту колеблется от 1:3 до 3:1. Серебро находится в виде изоморфной примеси в галените, сфалерите, пирите, золоте (Ермаченко и др., 2005ф). Распределение золота в рудных телах весьма неравномерное, высокие концентрации (свыше 135 г/т) связаны с кварцем и сульфидной минерализацией. Оруденение является высококонтрастным и характеризуется типичным «бонанцевым» распределением золота (до 1 кг/т).

Наиболее распространенный тип околорудных изменений обусловлен процессами березитизации гранито-гнейсов, которые представлены новообразованиями кварца, серицита, мусковита, хлорита и сульфидов, главным образом, пирита. Мощность березитов, окаймляющих чаще всего в виде оторочек кварц-сульфидные жилы, не превышает обычно 35 м, но по простиранию и падению ореолы удаляются от них до 100 м и более. Характерной особенностью руд Барун-Холбинского месторождения является слабое развитие зоны гипергенеза в кварцево-сульфидных золотоносных жилах. Глубина распространения зоны окисления незначительна и

обычно не превышает 1-3 м. Сульфиды с поверхности окислены, выщелочены, местами представляют собой бурую охристую массу кварц-лимонитового состава.

Образование золоторудной кварц-полисульфидной ассоциации, по данным Попивняка И.В. (1991ф) происходило в температурном диапазоне 340-150°С при среднем градиенте изменения температуры по восстанию гидродинамического потока 19.5°С (Ермаченко и др., 2005).

Обсуждение результатов. Барун-Холбинское месторождение изучалось большим коллективом производственных организаций (Г.А. Феофилактов, В.А. Ананин, В.А. Лбов, В.В. Левицкий, С.М. Вавилов, А.С. Часовских, Г.Ф. Дубовик, В.М. Воронкова, Г.А. Моисеева и др.) с перерывами на протяжении сорока трёх лет. Месторождение рассматривалось как типично жильное (подобное Пионерскому месторождению) и рассматривалось в разработке совместно с Зун-Холбинским. Однако в 2005 году работы на месторождении были резко прекращены, построенный поселок и обогатительная фабрика, оставшиеся без охраны, подверглись расхищению и пришли в упадок. Тем не менее перспективы месторождения далеко не исчерпаны и если рассматривать его не как кварцевожильное, а как минерализованную зону, то возникает совершенно иное представление об объекте. Во-первых, оно становится подобным Зун-Холбинсскому, где благодаря применению новых по сравнению с 1973 г. кондиций, разрозненные рудные тела объединились в единое рудное тело большой протяженности и мощности (5 м в среднем). Во-вторых, при изменении кондиций в сторону понижения бортового содержания с 5 г/т до 1 г/т и минимальному промышленному содержанию с 15 г/т до 5 г/т, рудные тела БарунХолбинского месторождения становятся более выдержанными по сплошности оруденения и мощности рудных тел, которое составляет 3-3.5 м в среднем, при содержании золота 7-8–12 г/т. При этом запасы месторождения увеличиваются в 1.8-2 раза.

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 основания // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.

Золото Бурятии. Кн. 1 // Рощектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2004. 464 с.

Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений.

1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

Фондовая литература:

Ананин В.А., Левицкий В.В., Жуков Е.С., Немчинов Ю.И., Яныгин Н.С., Моисеева Г.А., Башлаев А.В. Холбинская группа золоторудных месторождений Восточного Саяна - БарунХолбинское, Зун-Холбинское и Водораздельное. Результаты разведки 1958-1973 гг. с подсчетом запасов на 01.08.1973. Т. 1. Улан-Удэ, 1973 г.

Ермаченко В.С., Кокоулин В.А., Ермаченко Ю.С., Рыбаков А.А. Отчёт о результатах эксплуатационно-разведочных работ на Барун-Холбинском золоторудном месторождении (Восточный Саян) с подсчётом запасов золота и серебра по состоянию 1.04.2005 г. Книга 1. Иркутск, 2005.

Геохимия ультрамафитов Карабашского массива

Глебова Н.М.[1], Мартешева А.В.[1]

[1]*ФГБПУН «Ильменский государственный заповедник», Миасс, wined_by_dream@inbox.ru, levsha1991.91@mail.ru*

Карабашский массив (известен под названием Золотая гора) - месторождение медистого золота, уникальное по геологическому строению, и минеральному составу. Подробная информация по золоторудному оруденению и родингитам изложена в многочисленных работах (Спиридонов и др., 1997, 2002; Мурзин и др., 2006, 2007, 2010). Массив расположен на Южном Урале, примерно в 50 км севернее г. Миасса. Рудные зоны сложены родингитами, вмещающие породы - ультрамафитами. Авторами были изучены геохимические особенности вмещающих пород, что позволило сделать выводы о природе ультрамафитов.

Гипербазитовые комплексы имеют ключевое значение в познании геодинамической истории Урала. Карабашский массив рассматривается как типичный представитель альпинотипных гипербазитов. Важное значение для типизации гипербазитовых комплексов и определения геодинамических условий их формирования в последние годы приобрело изучение закономерностей распределения в них редкоземельных элементов. В работе представлены данные по геохимии гипербазитов Карабашского массива, приведены спектры и характер распределения редкоземельных элементов, рассматриваются особенности их петрохимического состава.

Силикатные анализы выполнены на базе ЦКП «ЮУЦКП» по исследованию минерального сырья» (ИМин-ИГЗ) атомно-абсорбционным методом (аналитики Л. Б. Лапшина, Н. В.

Шаршуева), содержания РЗЭ в породах определены ICP-MS (аналитики К. А. Филиппова, М. С. Свиренко).

В строении массива (рис.1) принимают участие в различной степени серпентинизированные гарцбургиты, дуниты, в меньшей мере – лерцолиты. Широко развиты серпентинотовые зеркала и полосы скольжения, разномасштабные зоны скольжения. Массив расчленен многочисленными телами габброидов, хлорит-карбонатных пород (Краснобаев и др., 2016).

Серпентинизированные ультрамафиты (дунит и гарцбургит) - породы тёмно-зелёного цвета, массивной текстуры. Сложены серпентином (до 85%) (антигорит #Mg = 0,96-0,99), оливином (до 5%) (#Mg = 0,93-0,95), пироксенами (до 5 %) (клинопироксен представлен диопсидом #Mg = 0.97-0.98, ортопироксен представлен энстатитом, реже алюмобронзитом Al_2O_3 до 20 мас.%, #Mg = 0,68), хлоритом (2-4%), карбонатом (до 2%). Акцессорные минералы представлены гранатом широкого ряда составов (альмандин-пироп Prp43Alm28Sps1Grs28, пироп-альмандин $Prp_{17-30}Alm_{54-64}Sps_{2-14}Grs_{9-15}$, альмандин $Prp_{6-18}Alm_{56-86}Sps_{1-14}Grs_{2-24}$, спессартин-альмандин $Prp_{7-10}Alm_{42-59}Sps_{25-44}Grs_{3-15}$), амфиболами (чермакит #Mg = 0,83, роговая обманка #Mg = 0,84), слюдами (флогопит, мусковит), полевыми шпатами (альбитолигоклаз, анортит, КПШ), кианитом (Мурдасова и др., 2015).

Ультрамафиты характеризуются вариацией содержаний SiO_2 37,6 - 41,8 мас.%. Значение #Mg составляет 0,78 - 0,93, незначительные концентрациями Al_2O_3 0,36 - 1,95 мас.% и CaO 0,08 - 1,49 мас.%, при содержании MgO 37,72 - 41,55 мас.%. Соотношения главных петрогенных в них составляют: Al_2O_3/SiO_2 0,01 - 0,04, MgO/SiO_2 0,93 - 1,02 и CaO/Al_2O_3 0,17-1,9, что соответствует альпинотипным ультрамафитам (табл.1, рис.2) (Савельев и др., 2008).

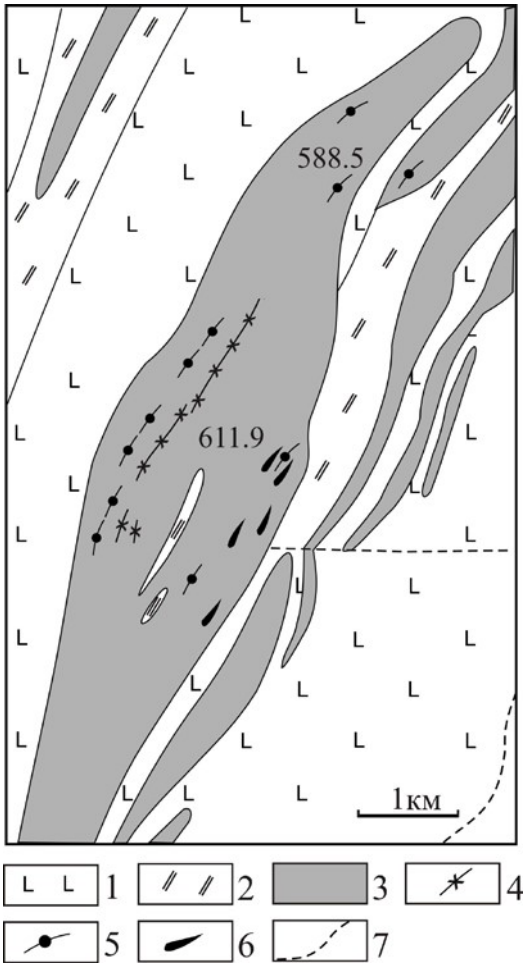


Рисунок 1. Схема геологического строения Карабашского массива.

1 – кремнистые и кварцсерицитовые сланцы, метавулканиты, O2; 2 – андезиты, базальты, сланцы кварцсерицитовые и др. эйфеля и живета; 3 – серпентиниты Карабашского массива и южное окончание серпентинитов горы Фоминой; 4 – родингитовые жилы; 5 – карбонат-хлоритовые жилы; 6 – рибекитовые породы; 7 – разломы (по Белогуб и др., 2003).

Ультрамафиты характеризуются относительно низким содержанием редкоземельных элементов (Σ = 1,39 - 5,21 г/т) при отношении ТРЗЭ/ЛРЗЭ = 0,09 - 0,30, т.е. наблюдается преобладание легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) над тяжелыми (ТРЗЭ). График (рис.2) осложнен слабой отрицательной (Eu/Eu* = 0,18 - 0,33) Eu-аномалией.

Для ультрамафитов Карабашского массива отмечается высокое содержание хрома и типоморфных компонентов (Cr, Ni, Co): хрома (до 2277 г/т), никеля (до 2783 г/т) и кобальта (до 127 г/т). Отмечается сравнительно высокое содержание в них литофильных элементов: стронция (до 41,1 г/т) и бария (до 120 г/т) при отношении Ba/Sr = 0,26-6,16, отмечаются повышенные содержания бария. Рудовмещающие породы (родингиты) имеют близкий к серпентинитам характер распределения, но концентрации РЗЭ при этом значительно выше, что подтверждается в работах предшественников (Мурзин и др., 2007).

Основываясь на вышесказанном, можно утверждать, что ультрамафиты Карабашского массива претерпели длительную историю преобразования: высокое в них содержание Cr, Ni, Co может свидетельствовать о глубинном источнике вещества, а значительные преобладания лёгких редкоземельных элементов над тяжёлыми, а также высокие концентрации крупноионных литофилов (Ba, Sr) – свидетельствуют о преобразованиях в условиях нижней коры.

Таблица 1. Представительные анализы петрогенных и редкоземельных элементов в ультрамафитах, родингитах и карбонатных породах Карабашского массива.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	41,8	40,1	38,832	40,02	38,93	37,6	41,64	37,24	6,42	37,7
TiO2	0,02	0,02	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	1,05	0,79	1,15
Al2O3	0,43	1,95	0,48	0,63	0,36	0,78	0,72	3,73	3,08	2,02
ΣFe2O3	6,87	6,62	9,02	6,77	10,15	8,17	2,91	10,1	10,35	9,57
MnO	0,09	0,13	0,12	0,11	0,14	0,15	0,11	0,22	0,69	0,2
MgO	39	39,27	37,72	39,81	38,19	38,71	41,55	19,24	13,06	13,59
CaO	0,08	0,34	0,28	0,35	0,28	1,49	0,28	21,17	42,01	36,44
Na2O	0,14	0,13	0,09	0,08	0,08	0,09	0,07	0,15	0,14	0,07
K2O	0	0	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
P2O5	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	2,14	1,24	1,39
п.п.п.	11,8	11,6	12,48	12,24	0,9	12,96	12,38	5,6	22,5	7,04
∑	100,29	100,22	99,45	100,19	99,35	100,17	99,91	100,66	100,3	99,28
La	0,31	0,80	0,72	1,67	0,97	0,43	0,63	136,33	69,52	116,37
Ce	0,53	0,85	1,01	1,75	1,28	0,36	0,58	268,46	119,93	241,41
Pr	0,07	0,16	0,11	0,24	0,14	0,05	0,07	28,93	12,05	26,57
Nd	0,24	0,61	0,40	0,98	0,48	0,18	0,30	107,76	46,98	91,46
Sm	0,07	0,15	0,09	0,14	0,11	0,05	0,06	18,89	9,01	16,29
Eu	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	5,03	2,62	4,36
Gd	0,05	0,14	0,09	0,11	0,06	0,05	0,04	18,34	7,38	11,33
Tb	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	1,98	0,86	1,27
Dy	0,03	0,10	0,08	0,08	0,07	0,08	0,05	7,18	3,56	6,60
Ho	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	1,20	0,68	1,15
Er	0,03	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06	0,04	3,07	1,87	3,41
Tm	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,43	0,30	0,39
Yb	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,07	0,05	2,40	2,03	2,40
Lu	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,34	0,33	0,32
Cr	2084,19	2288,73	2166,17	1428,28	1569,19	2315,62	2276,80	491,83	17,03	434,96
Co	82,29	87,75	126,79	97,08	115,59	98,36	96,49	48,64	33,10	37,88
Ni	1494,79	1550,26	2783,41	2293,85	2451,00	2342,88	2484,59	189,53	65,19	227,62
Sr	8,53	14,95	19,50	40,45	21,28	41,37	17,05	427,32	3231,31	420,22
Ba	6,84	15,03	120,13	10,38	23,14	6,41	5,44	22,66	55,64	41,38

Условные обозначения: 1-серпентинизированный дунит (К2143), 2-серпентинизированный гарцбургит (К2144), 3,4,5,6,7-ультрамафиты, 8-родингит, 9,10-карбонатная порода.

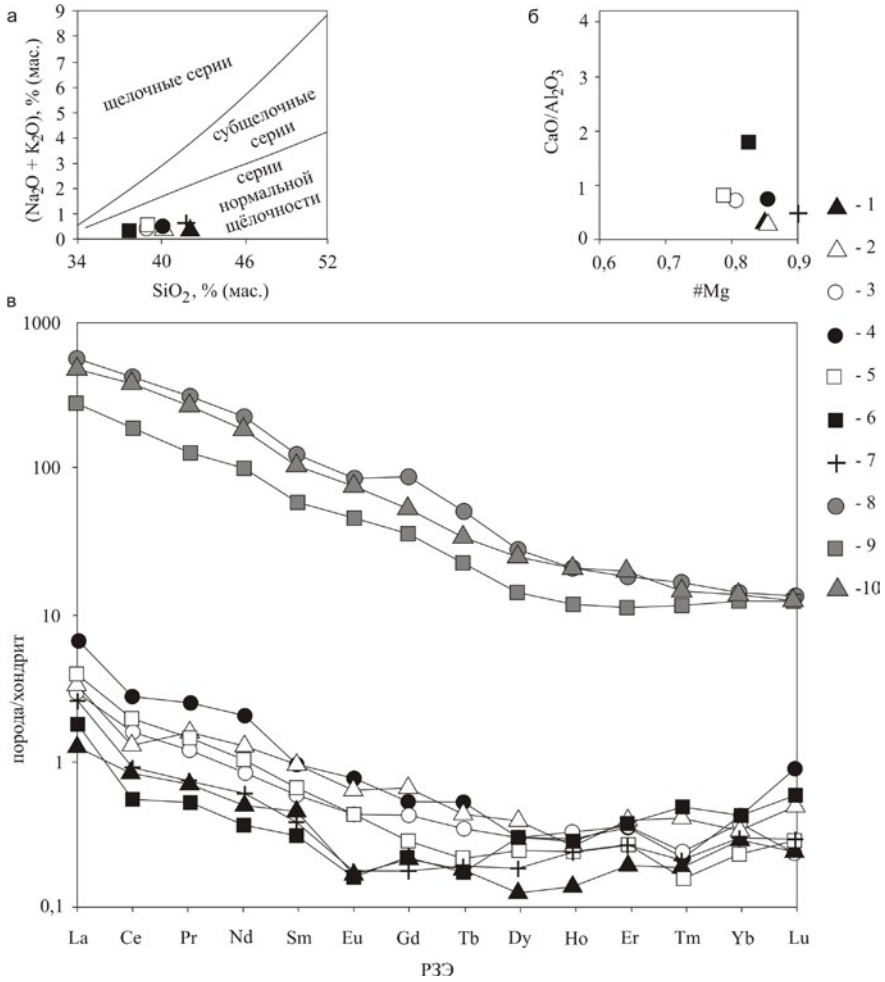


Рисунок 2. а - классификационная диаграмма (Na2O+K2O) – SiO2, б-диаграмма #Mg – CaO/Al2O3, в-распределение РЗЭ в гипербазитах, родингитах Карабашского массива.

Условные обозначения: 1- серпентинизированный дунит (К2143), 2-серпентинизированный гарцбургит (К2144), 3,4,5,6,7-ультрамафиты, 8-родингит, 9,10-карбонатная порода.

Белогуб Е.В., Удачин В.Н., Кораблев Г.Г. Карабашский рудный район (Южный Урал). Материалы к путеводителю геолого-экологической экскурсии. Миасс: ИМин УрО РАН,
2003. 40 с.

Краснобаев А.А., Вализер П.М. Возрастные и генетические взаимоотношения гипербазитов, родингитов и хлорит-карбонатных пород Карабашского массива (Южный Урал) // Литосфера № 3. 2016. С. 112-125.

Мурдасова Н.М., Вализер П.М. Минералы ультрамафитов Карабашского массива (Южный Урал) // Вестник Коми. 2015. С. 3-8.

Мурзин В.В., Ронкин Ю.Л. Геохимия редкоземельных элементов как показатель генезиса золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Том II. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 5-10.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера №1. 2006. С. 113-134.

Савельев Д.Е., Сначев В.Н., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрохимия и хромитоносностность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа. 2008. 320 с.

Скляров Е.В. Интерпретация геохимических данных. 2001. 287 с.

Спиридонов Э. М., Плетнев П. А., Перелыгина Е. В., Рапопорт М. С. Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая гора (Карабашское), Средний Урал (о проблеме «золото-родингитовой» формации). М.: МГУ. 1997. 192 с.

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

Спиридонов Э.М., Плетнев П.А., Перелыгина Е.В. Родингиты Золотой горы – Карабашского массива (Урал) // Уральский геологический журнал. 2002. № 6 (30). С. 33-90

Общемировые запасы бокситов. Сравнительная характеристика местождений Республики Гвинея и Нижнего Приангарья

Головкин П.П.[1], Шипилова Е.С.[2]

[1]*МГУ имени М.В.Ломоносова, г. Москва, prise-pavel@inbox.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, lenusik.shipilva@rambler.ru*

Многие полезные ископаемые мира связаны с корой выветривания (КВ) и продуктами ее переотложения. Важнейшим из них является боксит – руда, состоящая в основном из оксидов и гидрооксидов алюминия и железа, а также глинистых минералов. Для формирования качественных месторождений боксита, необходимо сочетание ряда факторов, основными из которых являются определенные климатические условия, повышенная влажность и время. Для образования бокситов необходимо интенсивное выветривание коренных алюмосодержащих пород. Поскольку наиболее активно процессы разрушения исходных материнских пород происходят в местностях с жарким климатом, основная доля бокситовых залежей сосредоточена в странах тропического региона. В пределах континентов большинство месторождений рудоносных кор выветривания приурочено к устойчивым участкам земной коры - древним платформам, щитам, складчатым областям. Общемировые запасы алюминиевого сырья оцениваются в 54 млрд. тонн. Первое место по общим запасам алюминиевого сырья занимает Африканский континент, второе – Центральная и Южная Америка, третье – Азия. В целом, запасами бокситов располагают более 50 стран, но только в 12 из них сконцентрировано около 93 % этих запасов. В России имеется 57 месторождений (в т. ч. 4 крупных и 7 средних).

По запасам бокситов Австралия занимает 2-е место среди промышленно развитых стран. Бокситовые залежи располагаются на отложениях, представленных аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Фундамент месторождений сложен метаморфическими и изверженными породами докембрия. Бокситы образовались в результате интенсивного латеритного выветривания и переотложения латеритной КВ подстилающих бокситы пород, особенно аргиллитов и алевролитов. Крупнейшие месторождения Австралии – 7 млрд.т. (месторождения Уэйпа, Гов, Джаррадейл). Содержание глинозема в них оценивается в 50-60 %.

Бразилия находится на третьем месте в мире после Гвинеи и Австралии. Месторождения латеритных бокситов Бразилии развиты в пределах Восточно-Бразильского щита. В Бразилии известно более 80 латеритных месторождений бокситов пластообразного типа, которые группируются в два бокситоносных района: 1) на севере – район бассейна р.Амазонки в штате Пара, 2) на юге – в штате Минас-Жерайс и частично в штате Сан-Паулу. В Бразилии по выявленным запасам около 6 млрд.т. (месторождения Серра-ду-Мутука, Посус-ди-Калдас, Коррентина, Моки). Состав бокситов гиббситовый, среднее содержание Al_2O_3 50-60 %

По запасам бокситов Ямайка занимает 4-е место среди промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран и 2е место в Латинской Америке после Бразилии. На территории страны выявлено свыше 100 месторождений бокситов, общие запасы которых оцениваются в 1,9 млрд. т. Крупнейшие месторождения (Уильямсфилд, Маготти, Керквайн, Эссекс-Валли, Лидфорд и др.) сосредоточены в центральных районах страны. Бокситы залегают в углублениях карстового рельефа на поверхности белых известняков (средний эоцен — нижний миоцен). По составу бокситы бёмит-гиббситовые, железистые, содержание Al_2O_3 46-52 %.

Алюминиевые руды Вьетнама представлены бокситами двух генетических типов. В северовосточном районе страны известны осадочные бокситы (месторождения Тапна, Донгданг, Мамео), залегающие на карбонатных породах позднепермского возраста. Запасы достигают 100 млн. т руды. На юге Вьетнама встречаются латеритные бокситы в КВ неогенчетвертичных

базальтов (Ванкхоа, Дакнонг, Буна, Баолок). Прогнозные запасы латеритных бокситов оцениваются в несколько млрд. т. Главный рудный минерал — гиббсит с содержанием Al_2O_3 35-49 %.

В Индии известно множество месторождений кайнозойских латеритных бокситов, слагающих пластовые и линзообразные рудные тела. Бокситы гиббситовые с содержанием глинозёма 45-55 %. Большая часть запасов сосредоточена в штатах восточного побережья — Орисса и Андхра-Прадеш. Меньшие по масштабам месторождения разрабатываются в штатах Бихар, Мадхья-Прадеш, Махараштра, Тамилнад, Гуджарат. Запасы оцениваются в 2,5 млрд.т.

Среди всех континентов наибольшие площади покровов латеритных КВ расположены в Африке. Они распространены в западной части континента в областях с большим среднегодовым количеством осадков и обильным растительным покровом. На сегодняшний день в Африке сконцентрировано около 80 % мировых запасов Al в виде бокситов и значительная их часть находится на территории Гвинеи (Mamedov, 2010). Подсчитанные запасы в недрах Гвинеи составляют 15-20 млрд. т. (Мамедов, 2010). Гвинейская бокситорудная провинция является уникальной в своем роде, потому что здесь на сравнительно небольшом участке (1000×1000 км^2) совмещены благоприятные факторы: подходящие климатические условия (приуроченность к влажному тропическому поясу) и благоприятные тектонические режимы в течение кайнозоя, структурные особенности рельефа. Рельеф представляет собой ступенчатое плато, расчлененное глубокими врезами долин рек и ручьев бассейна реки Kogon. Все это обуславливает наличие покровов латеритных КВ почти на всей территории страны. Латеритные КВ, независимо от материнского субстрата, по которому они сформированы, имеют двучленное строение (Мамедов, 2010). Нижний - сложен преимущественно глинами от полиминеральных в своей нижней части до существенно каолинитовых в верхней части. Верхний горизонт КВ сложен в основном минералами свободных оксидов и гидроксидов железа и алюминия (латериты переходной зоны, бокситовый горизонт, кираса). Эту часть можно относить к собственно латеритному покрову. При наличии бокситов этот покров назван бокситоносным латеритным покровом.

Крупнейшие месторождения сосредоточены в центральной и западной частях страны в бокситоносных районах: Боке-Гавал. Основные месторождения: Синтиуру, разведанные запасы 501 млн. т, содержание Al_2O_3 46,6 %; Диан-Диан, 300 млн. т, Al_2O_3 свыше 40 %; Дюбула-Тагюрата, 431 млн. т, Al_2O_3 40 %. Район Фриа-Содиоре (Манга, 507 млн. т, Al_2O_3 41,3 %; Содиоре, 268 млн. т, Al_2O_3 49,6 %); Донгел-Сигон (Оре-Лити, 250 млн. т, Al_2O_3 47 %); Бантиниел (Касаги, 154 млн. т, Al_2O_3 46,3 %); Дабола (Текулу-Деял, 217 млн. т, Al_2O_3 40-45 %); Туге (Пантиоло, 390 млн. т, Al_2O_3 40-45 %; Кокете, 391 млн. т, Al_2O_3 40-45 %); Дебеле — Киндиа (Дебеле, 44,4 млн. т, свыше Al_2O_3 40 %). По генезису бокситы подразделяются на латеритные и полигенные (латеритно-осадочные). Основным рудным минералом является гиббсит.

Бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго является очень благоприятной для образования качественных бокситов с высоким содержанием глинозема.

В России запасы бокситовой руды малы по сравнению с месторождениями Гвинеи. Россия не обладает крупнейшими месторождениями алюминиевого сырья (общие запасы бокситов 1,4 млрд. т, подтверждённые запасы –1,1 млрд. т. на начало 2013 года). Основные запасы бокситов сосредоточены в Свердловской области (около 1/3 запасов РФ; осадочные месторождения Северо-Уральского бокситоносного района – Черёмуховское, Красная Шапочка (185 млн.т.), Кальинское, Новокальинское), Республике Коми (26 % запасов РФ; полигенные месторождения Ворыквинской группы Тиманской бокситоносной зоны – Вежаю-Ворыквинское (150 млн.т.), Верхнещугорское (66 млн.т.), Восточное (48 млн.т.)), Архангельской области (18 % запасов РФ; Иксинское осадочное месторождение (400 млн. т.)), Белгородской области (около 16 % запасов РФ; Висловское латеритное месторождение (80 млн.т.), Мелихово-Шебекинское). Запасы бокситов выявлены также в Красноярском и Алтайском краях, Кемеровской области, Республике Башкортостан, Ленинградской области.

Для российских месторождений характерны бокситы с низким содержанием глинозема. Например, бокситоносная провинция Нижнего Приангарья включает три группы месторождений

бокситов: Чадобецкую, Татарскую и Приангарскую. Разведанные запасы бокситов составляют 98 млн т. Бокситы и железоалюминиевые руды содержат свыше 8 % диоксида титана, галлий, ванадий, редкоземельные элементы. Помимо Чадобецкой группы бокситовых месторождений в Нижнем Приангарье выявлены и разведаны еще две группы месторождений бокситов, расположенные в Енисейском кряже: Татарская и Приангарская.

Приангарская группа включает месторождения Киргитейское, Верхотуровское и Порожнинское. Запасы бокситов группы составляют 28,1 млн т. Бокситы по качеству относятся к следующим сортам для производства глинозема. Татарская группа включает месторождения Татарское, Сохатиное, Березовское, Средне-Татарское, Мурлиное и Долгожданное. Бокситы Татарского месторождения относятся к абразивным сортам, запасы их составляют 16 млн т. (Шибистов, 2013).

Бокситоносная провинция Нижнего Приангарья развита в юго-западной части Сибирской платформы и Енисейском кряже. Бокситоносные отложения приурочены к мезозойскокайнозойским отложениям карстовых и котловинных впадин, в возрастном диапазоне от раннего мела до эоцена. Наиболее крупным из разведанных в Нижнем

Приангарье бокситоносных объектов является Чадобецкая группа месторождений в бассейне среднего течения правого притока Ангары – р. Чадобец. Группа включает в себя три месторождения: Центральное, Ибджибдек и Пуня. Выявлено также несколько бокситопроявлений, не представляющих промышленного интереса (Шибистов, 2013). Наиболее крупным среди месторождений группы является Центральное месторождение, которое располагается в замкнутой котловине, заполненной бокситоносными отложениями. Бокситы данного месторождения представлены глинистыми, рыхлыми и каменистыми разновидностями. Структуры бокситов брекчиевые, конгломератовые, пизолитовые или массивные.

Содержание глинозема и кремнезема в рудах Центрального месторождения выдержанное. Среднее содержание (%): Al_2O_3 – 35,84, Fe_2O_3 – 29,37, SiO_2 – 6,64, TiO_2 – 8,41, P_2O_5 – 0,702.

Минеральный состав бокситов: гиббсит, бемит, корунд, гетит, гематит, маггемит, анатаз, каолинит, кварц, реже магнетит, бейделлит, циркон, рутил. Вторичные минералы – сидерит и марказит. Чадобецкие бокситы в виде изоморфной примеси содержат редкие элементы. По данным анализа 222 групповых проб, среднее содержание элементов: V_2O_5 – 0,14 %, Ga – 73,2 г/т, Ge – 8,5 г/т, Nb_2O_5 – 0,108 %, Sc – 0,0076 %, Ta_2O_5 – 0,0018 %. Бокситы и ассоциирующие с ними аллиты, глины и глиноземистые железняки содержат на массу также 0,365 % редких земель. Чадобецкие бокситы приняты на государственный баланс только как алюминиевое сырье, с попутным извлечением галлия и ванадия (Шибистов, 2013). Были проанализированы твердые образцы бокситов по разному материнскому субстрату и некоторые из них представлены в таблице 1.

По химическому составу бокситы Гвинейской республики имеют более качественный состав. Содержание глинозема в бокситах находится в пределах от 55 до 61%, SiO_2 – от 0,8 до 4,7; Fe_2O_3 – от 3,7 до 12,06 (только в бокситах, если рассматривать высокожелезистые латериты, то максимум приходится именно на этот горизонт латеритного профиля – 57,4); P_2O_5 – от 0,12 до 0,17 %.

Бокситы являются одним из самых распространенных видов сырья для получения Al_2O_3 и чистого алюминия. Это сырье используется в алюминиевой промышленности. Глинозем используется также как флюс в отраслях черной металлургии. Помимо этого, бокситы могут использоваться в производстве красок.

Таблица 1. Общий химический состав отдельных горизонтов латеритного профиля выветривания.

	Бокситы по долеритам	Бокситы по а/а	Бокситы	Бокситы	Бокситы
	по KogonTomine	по Boke	по Центральному месторождению	по месторождению Пуня	по месторождению Ибджибдек
окислы					
SiO_2	0,828	1,121	6,64	9,81	10,20
Al_2O_3	54,884	58,488	35,84	37,85	39,51
TiO_2	3,248	2,649	8,41	4,38	4,46
Fe_2O_3***	12,064	7,307	29,37	28,74	26,45
P_2O_5	0,124	0,125	0,702		

Латеритные бокситы могут обеспечить потребности человечества в алюминии (содержание в них Al_2O_3 обычно составляет 45 – 60 %) на несколько столетий. В настоящее время бокситы являются важнейшей алюминиевой рудой, на которой, за немногими исключениями, базируется почти вся мировая алюминиевая промышленность. Поэтому изучение латеритных КВ, которые являются источниками месторождений бокситов, - перспективная и актуальная задача в современном мире.

Бардоши Д. Карстовые бокситы. М.: МИР. 1981. 455 с.

Калинина Л.П. Алюминиевое сырье Африки. www.inafran.ru

Кирпаль, Г.Р. Промышленные типы месторождений бокситов и их геолого-экономическая оценка: научное издание. М.: Недра. 1977. - 261 с.

Шибистов Б.В. Бокситы и железоалюминиевые руды Нижнего Приангарья и проблемы их комплексного освоения

Bardossy G. And Aleva G.J.J. Lateritic Bauxites. Developments in Economic Geology 27. Elsevier Sci. Publ. 1990. 624 p.

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

Первые результаты исследования условий формирования золотого оруденения центральной части Хаутаваарской структуры по данным изучения флюидных включений (Южная Карелия)

Гордон Ф.А.[1] Дмитриева А.В.[2]

[1]*ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, fany.gordon@yandex.ru*
[2] *ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, dmitrievaa-v@yandex.ru*

Введение. В пределах Хаутаваарской зеленокаменной структуры известен ряд золоторудных проявлений различного масштаба и строения (Центральное, Северное, Виетуккалампи, Раялампи, Хюрсюльское, Новые Пески, Коруд, Нялмозерское, Ведлозерское, Хаутаваарское) (Горошко и др.,1998; Кулешевич и др., 2009; Дмитриева и др., 2016). Наибольший интерес вызывают объекты, расположенные в центральной части структуры, пространственно приуроченные к гранитоидам Хаутаваарского массива - Центральное, Северное, Раялампи. Данные о геолого-структурных и вещественных параметрах золотой минерализации (Дмитриева, 2016; Гордон, 2017), позволяют предположить существование генетической связи оруденения названных проявлений с породами Хаутаваарского массива и сопоставить их с геолого-генетическим типом месторождений, связанных с интрузивами (intrusion-related type) и месторождениями с атипичной минеральной ассоциацией (объекты для которых характерно наложение орогенного оруденения на оруденение, связанное с интрузивами/порфировое/колчеданное) по классификации, предложенной Д. Гровсом (Groves et al., 2003). Настоящая работа посвящена исследованию флюидных включений в образцах кварцевых жил, содержащих золотую минерализацию, проявлений Центральное и Раялампи. Изучение физико-химических характеристик рудоносного флюида позволит определить параметры формирования оруденения и уточнить предполагаемую геологогенетическую модель.

Геология объекта исследования. Хаутаваарская зеленокаменная структура является южным окончанием Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса центральной части Карельского кратона Балтийского щита. Структура образована верхнеархейскими вулканогенно-осадочными толщами хаутаваарской серии (~3,0-2,8 млрд лет) и прорывающими их интрузивными телами гранитоидной и базит-гипербазитовой формаций. Базит-гипербазитовые интрузивные образования представлены дайковыми телами габбродолеритов виетуккалампинского (2914±9 млн лет (Носова и др., 2013)) и пироксенитов хюрсюльского комплекса. Гранитоидная формация представлена граносиенитами многофазного Хаутаваарского массива (1 фаза – 2742±23 млн лет (Bibikova et al., 2005), 2 фаза - 2735±2 млн лет (Самсонов и др., 2011)).

Рудопроявление Центральное Хаутаваарское приурочено к кварцевому штокверку в северовосточной части Хаутаваарского массива (Кулешевич, Дмитриева, 2015; Дмитриева и др., 2016). Граносиениты в пределах рудопроявления рассланцованы (аз. пр. 310° и 70°) и катаклазированы. Рудная минерализация развита в зальбандах кварцевой жилы и представлена пиритом, молибденитом, галенитом, халькопиритом, пирротином, золотом и редкими минералами Bi-Te-Pb-S. Содержание Au в главной жиле достигает 28 г/т, в среднем составляя 7 г/т, в экзоконтакте – 0.01-0.08 г/т (ООО «Карельская Рудная Компания») (Дмитриева, 2016).

Рудопроявление Раялампи приурочено к зоне рассланцевания (аз. пр. 310° и 70°) в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива на контакте пород хаутаваарской серии с дайковым телом габбро-долеритов виетуккалампинского комплекса. Золото-висмут-халькопиритовая минерализация образуется в породах, подвергшихся эпидотовой пропилитизации. Высокопробное золото ассоциирует с минералами висмута и теллура, халькопиритом, в меньшей степени пиритом и молибденитом. В условиях последующих изменений в зоне рассланцевания

формируется золото-серебро-полиметаллическая вкрапленность, которая сопровождается карбонат-хлорит-кварцевыми гидротермально-метасоматическими изменениями. Благороднометалльная минерализация представлена аргентопентландитом, гесситом, штютцитом, науманнитом, акантитом, электрумом и ассоциирует с галенитом, сфалеритом, пентландитом и кобальтином. Содержание Au в ядерной части зоны рассланцевания достигает 5,58 г/т (Гордон, 2017).

Методы исследования. Для изучения условий рудообразования из образцов кварцевых жил проявлений Центральное и Раялампи, содержащих золотую минерализацию, было изготовлено 7 двусторонне полированных пластинок толщиной 0,3 мм, а также соответствующие пластинкам шлифы и аншлифы. Петрографическое изучение измененных пород, определение состава рудной минерализации, исследование морфологии и петрографии флюидных включений проводилось на световом микроскопе Leica DM2700 P (Санкт-Петербургский горный университет). Микротермометрические исследования проводились с использованием термокриометрической установки Linkam THMSG 600 и микроскопа Olympus BX51 (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. СанктПетербург). Для расчета плотности и солёности вещества флюидных включений использовался программный пакет Fluids v.2 (Bakker R.J., 2003, 2012, 2018).

Обсуждение и результаты. В образцах рудоносных кварцевых прожилков проявления Раялампи были выделены 3 ассоциации флюидных включений.

Первая ассоциация представлена отдельными, единичными овальными, реже ромбовидными и полигональными (близкими к форме отрицательных кристаллов кварца) двухфазными (газ+жидкость) включениями, размер которых по длинной оси не превышает 12 мкм. При нагревании включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 288 - 337°С. По температуре плавления -57°С в составе включений определена CO_2. Плотность флюида варьирует от 0,87 до 0,94 г/см^3. Температура плавления льда зафиксирована в пределах от 6,1 до -5,3, солёность 7,9 - 9,2 мас. %-экв. NaCl. Температура эвтектики составляет -34 - 31°С, что указывает на возможное присутствие в растворе хлорида Mg (Борисенко, 1977).

Вторая ассоциация представлена изометричными, реже овальными включениями, размером 7-11 мкм, образующими цепочки, не выходящие за границы отдельных кварцевых зерен. Включения содержат жидкую и газовую фазы. Температура гомогенизации (в жидкость) колеблется от 175 до 195 °С, температура плавления льда от -1,1 до -0,8 °С. Температура эвтектики варьирует от -35 до -32 °С, что указывает на возможное присутствие хлоридов Mg и Na в растворе. Плотность флюида составляет 0,87 - 0,91 г/см^3, солёность 1,7 мас. %-экв. NaCl.

Третья ассоциация представлена темными полигональными, реже округлыми углекислотными включениями, распространенными преимущественно в краевых частях кварцевых зерен. Размер включений не превышает 9 мкм. Гомогенизация в жидкую фазу происходит при температурах от 5 до 27 °С, температура эвтектики определена в пределах от -57 до -60 °С. Плотность флюида составляет 0,67 – 0,89 г/см^3.

В образцах кварцевой жилы рудопроявления Центральное выделено 2 ассоциации флюидных включений:

Первая ассоциация представлена распределенными неравномерно отдельными овальными включениями, размер которых по длинной оси не превышает 7,5 мкм. В составе включений присутствует жидкая и газообразная фазы. Температура гомогенизации включений 440 – 490 °С, температура эвтектики -18 -16 °С (система H_2O-NaCl), температура плавления льда колеблется в интервале от -9 °С до -6 °С. Плотность флюида составляет 0,5-0,6 г/см^3, солёность 9 - 13 мас. %-экв. NaCl.

Вторая ассоциация представлена тёмноокрашенными углекислотными включениями овальной формы, размером до 8 мкм. В условиях комнатной температуры включения состоят из жидкости и газового пузырька. Гомогенизация в жидкую фазу происходит при температурах от 24,7 до 30,5 °С, температура эвтектики несколько занижена и колеблется от -59,2 до -57,5 °С, плотность флюида варьирует от 0,58 до 0,72 г/см^3.

В кварцевых жилах обоих проявлений установлена также ассоциация флюидных включений представленная предположительно водными однофазными включениями, размер которых не превышает 5 мкм. Включения расположены цепочками, приурочены к трещинам, пересекающим границы кварцевых зерен.

Выводы. В образцах рудопроявления Раялампи установлены первичные углекислотноводные с хлоридами Mg и псевдо-вторичные водно-солевые с хлоридами Mg и Na включения. Полученные температуры гомогенизации включений (от 175 до 337 °С) указывают на многостадийность процесса рудоотложения и поэтапное поступление флюидов различного состава. Такие результаты согласуются и уточняют полученные ранее данные о физико-химических параметрах среды рудообразования: Au-Bi-Cu ассоциация образовывалась при температурах > 250 °С; образование минералов Au-Ag-полиметаллической ассоциации протекало в широком температурном диапазоне: от ~375 °С до < 145 °С (Гордон, 2017). В сравнении с характеристиками включений проявления Раялампи, для первичных флюидных включений кварцевой жилы проявления Центральное характерны более высокие температуры гомогенизации (до 490 °С) и большие значения солености - до13 мас. %-экв. NaCl, что свидетельствует об участии в образовании оруденения отличного по составу флюида, и согласуется с подобными характеристиками типа месторождений, связанных с интрузивами (During, 2007). В свою очередь присутствие во всех изученных образцах ассоциаций псевдо-вторичных и вторичных углекислотных включений, схожих по своим характеристикам, может указывать на более поздний и единый для обоих проявлений орогенный этап рудообразования.

Дальнейшие микротермометрические исследования позволят детально охарактеризовать все стадии рудообразования на проявлениях центральной части Хаутаваарской структуры. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00447.

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

Гордон Ф.А. Поисковые признаки и предпосылки золотого оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры: дисс. …канд. геол.-минер. наук: 25.00.11. СПб. 2017. 136 с.

Горошко А.Ф., Смирнов А.А., Ефимов Б.А. и др. Отчет о результатах поисковокартировочных работ на золото в центральной и южной частях Хаутаваарско-Ведлозерской зеленокаменной структуры, проведенных в 1990-95 гг. (Нялмо-Шуйский объект). 1998. 324 с.

Дмитриева А.В. Металлогеническая специализация неоархейского умереннощелочного магматизма Центральной Карелии: дисс. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.11. Петрозаводск. 2016. 130 с.

Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В., Вихко А.С. Петрохимические особенности и рудная специализация Хаутаваарского массива (Южная Карелия) // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 2. С. 52-72.

Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2009. № 12. С. 12-25.

Носова А.А., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ковальчук Е.В., Ларионов А.Н. Архейский возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Виетуккалампи в Хаутаваарской структуре // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. Петрозаводск. 2013. С. 131-134.

Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Ручьев А.М. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карельского блока: опыт комплексных реконструкций // Докл. моск. отд. РМО, 2011. URL: http:// http://www.minsoc.ru/E2-2011-10-0/

Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009. 115 с.

Светов С.А., Иващенко В.И., Рыбникова З.П., Гоголев М.А., Назарова Т.Н. Неоархейская

(2,60 млрд лет) реактивация сдвиговых зон и орогенных золоторудных систем в западном сегменте Водлозерского террейна // Труды Института геологии КарНЦ РАН. Петрозаводск. 2016. №10. С. 63-80.

Bakker R.J. AqSo_NaCl: Computer program to calculate p-T-V-x properties in the H_2O-NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation // Computers & Geosciences 115. 2018. P. 122-13.

Bakker R.J. Package FLUIDS. Part 4: thermodynamic modelling and purely empirical equations for H2O-NaCl-KCl solutions // Mineralogy and Petrology. 2012. V.105. P. 1–29.

Bakker R.J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties // Chem. Geol. 2003. V.194. P.3-23.

Bibikova E.V. Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129-145.

Duuring P. Cassidy K.F., Hagemann S.G. Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia // Ore Geology Reviews 32. 2007. P. 157–186.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. V. P. 1–30.

Новые данные по геохимии руд Самолазовского золоторудного месторождения (Центральный Алдан)

Грицков А.М. [1], Леонтьев В.И.[1]

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

Месторождение Самолазовское находится в пределах Юхтинского многофазного интрузивного массива сложенного тремя фазами лебединского монцонит-сиенитового комплекса (J3-K1). По своей структуре массив представляет собой лополит, локализованный между архейским кристаллическим фундаментом гранитогнейсового состава и толщей венднижнекембрийских карбонатных пород осадочного чехла, представленной преимущественно доломитами.

На месторождении выделено 4 гидротермально-метасоматических парагенезиса (Леонтьев и др., 2018): 1) скарновый, развитый на контакте сиенитов и карбонатных пород чехла; 2) гумбеитовый, наложенный на породы интрузивного массива; 3) фельдшпатолитовый, развитый в породах кристаллического фундамента на их контакте с интрузией; 4) рудоносный, представленный роскоэлитом, карбонатами, флюоритом, адуляром и кварцем, наложенный на все вышеперечисленные типы пород.

Основные типы оруденения (Леонтьев и др., 2018): 1) прожилково-вкрапленный стратиформный («самолазовский») тип (ныне полностью отработан) представлен субгоризонтальными залежами интенсивно окисленных и дезинтегрированных скарнов с наложенной прожилково-вкрапленной рудоносной гидротермально-метасоматической ассоциацией (Ros-Fl-Cc-Adl-Qz) на контакте мезозойского интрузива и венднижнекембрийских доломитов; 2) прожилково-вкрапленный штокверковый тип, локализованный в виде объёмных минерализованных зон внутри мезозойских интрузий, представленный в различной степени гумбеитизированными сиенитами с наложенной прожилково-вкрапленной рудоносной гидротермально-метасоматической ассоциацией (RosFl-Cc-Adl-Qz); 3) брекчиево-жильный тип представлен крутопадающими минерализованными зонами дробления (брекчии переходящие в жилы) внутри интрузии сиенитов и тел фельдшпатолитов, развитых по породам кристаллического фундамента. Брекчии состоят из обломков скарнов, фельдшпатолитов, сиенитов и гумбеитов; цемент брекчий и материал выполнения жил представлен минералами рудоносной гидротермальнометасоматической ассоциации (Ros-Fl-Cc-Adl-Qz). Для оруденения штокверкового типа главным рудным минералом является пирит, менее распространен марказит. Редкими минералами являются сульфосоли: бурнонит и блеклые руды. Блеклые руды, несущие включения бурнонита, развиваются по пириту. Отмечаются единичные образования колорадоита, антимонита, арсенопирита. Для рудной минерализации брекчиево-жильного типа главными минералами являются пирит и марказит. Пирит имеет частые включения халькопирита, сфалерита, галенита, реже пирротина и блеклых руд. Золото в рудах распространено крайне редко, представлено субмикронными выделениями в брекчированном пирите. Калаверит встречается в трещинах кварца и вокруг зерен сфалерита, нередко выполняет полости в микродрузах кварца. Колорадоит обнаружен в трещинах пирита и в интерстициях между зернами кварца и брекчированного пирита. Для пирита и марказита характерны примеси (в масс.%) Sb – 0,64-1,90, As – 0,94-5,25, Te – 1,023,82, V – 0,21-0,31. В работе (Bushuev et al., 2018, Леонтьев и др., 2018) рассматриваются геохимические особенности руд. Самолазовского месторождения, которые выражаются в проявлении двух геохимических ассоциаций: золото-теллуридной (Au, Ag, Sb, As, V, Tl, Te, Hg, W), связанной с флюорит-роскоэлит-карбонат-кварцевой гидротермальнометасоматической ассоциацией и (уран)-полиметаллической (Bi, Cu,

Pb, Zn, Mo, Se, Li, U), связанной с гумбеитизацией сиенитов. Последняя, как отмечено авторами данной работы, выделена достаточно условно и требует дальнейшего изучения.

С целью уточнения геохимических особенностей руд Самолазовского месторождения было проанализировано 38 бороздовых проб, отобранные по прожилково-вкрапленному и брекчиево-жильному типам руд в пределах рудного блока в ходе полевых работ 2017 года. Золото, определялось пробирным анализом, серебро – атомно-абсорбционным методом с разложением в царской водке; элементы-примеси определялись комплексом методов ICPAES/ICP-MS, ртуть – методом холодного пара (аккредитованная лаборатория АО «СЖС Восток Лимитед», г. Чита). Содержания в пробах теллура и селена определялись с помощью атомно-эмиссионного анализа с индуктивно связанной плазмой на атомно-эмиссионном спектрометре iCap6300duo фирмы Intertech (ЗАО РАЦ МИА, аналитик Зимина С.Н.). Произведен статистический анализ массива геохимических данных в программе Statistica 10. Стандартный набор методов, таких как: корреляционный, кластерный и факторный анализы нового материала позволили дополнить существующие геохимические модели. В частности из золото-теллуридной рудной ассоциации (Bushuev et al., 2018, Леонтьев и др., 2018) был исключен W, добавлены - Ni и Co. Таким образом, она приобретает следующий вид – (AuAg-Te-Tl-V-Sb-As-Hg-Co-Ni). Величина парных коэффициентов корреляции между элементами ассоциации в среднем составляет 90 %, и на диаграммах факторной нагрузки они образуют плотное относительно изолированное облако. Условно выделенная (уран)полиметаллическая ассоциация (Bushuev et al., 2018, Леонтьев и др., 2018) не выходит из категории «условной» - высокая положительная корреляция устанавливается лишь между Bi, Pb и Zn, но отмечено, что с этими элементами и кальцием хорошо коррелируют легкие лантаноиды, концентрации которых относительно высоки во флюорит-карбонат-содержащих метасоматитах.

Таким образом, в ходе проведенного исследования был уточнен геохимический профиль оруденения Au-Te формации Самолазовского золоторудного месторождения, который представлен следующим набором элементов – Au-Ag-Te-Tl-V-Sb-As-Hg-Co-Ni.

Леонтьев В.И., Бушуев Я.Ю., Черниговцев К.А. Самолазовское золоторудное месторождение (Центрально-Алданский рудный район): геологическое строение и особенности оруденения глубоких горизонтов // Региональная геология и металлогения. 2018. № 55.

Bushuev Ya.Yu., Leontev V.I., Machevariani M.M. Geochemical Features of Au-Te Epithermal
Ores of the Samolazovskoye Deposit (Central Aldan Ore District, Yakutia) // Key Engineering Materials. 2018. Vol. 769. P. 207-212

Выявление структурных особенностей различных типов микроструктур на месторождении Антей с помощью специальной методики микроструктурного анализа

Гусева А.С. [1], Устинов С.А.[1], Петров В.А.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, alexandra.guseva2011@yandex.ru*

Микроструктуры в горных породах можно рассматривать как «открытые», они не заполнены вторичными минералами и «минерализованные» – заполнены, иногда частично, вторичными минералами или «вторичными» флюидными включениями. Под «вторичными» понимаются такие включения, которые образуются в течение какого-либо процесса, имевшего место после того, как кристаллизация минерала-хозяина была, по существу, завершена (Roedder, 1984). Микротрещины, захватившие вторичные флюидные включения формируют отчетливо проявленные системы, которые в практике структурно-геологических исследований получили название «планарные системы флюидных включений» (ПСФВ) (Tuttle, 1949). ПСФВ визуально отличаются в шлифе от других типов микротрещин, что позволяет исследователю легко их маркировать.

Благодаря тому, что ориентировка ПСФВ определяется вариациями параметров поля напряжений-деформаций (Петров, 2011), становится возможным использовать их в качестве структурных маркеров для воссоздания хронологии проницаемости пород, реконструкции геометрии путей миграции флюидов и установления динамики изменения термобарических и физико-химических условий на различных этапах деформации геологических тел (Lespinasse, 1999).

Исследование других типов (открытых и выполненных рудным веществом) микроструктур, в отличие от ПСФВ, не всегда дает однозначную информацию о направлении действия осей напряжений. Но их изучение крайне важно для реконструкции путей и условий миграции рудоносных флюидов в пространственно-временном контексте, а также при расчёте фильтрационных характеристик горных пород. Кроме того, характеристики рассматриваемых типов микротрещин отличаются от средних геометрических параметров ПСФВ большей протяжённостью и апертурой (шириной раскрытия), способствуя увеличению фильтрационной способности горных пород.

Для выявления структурных особенностей обозначенных выше типов микроструктур применялась специальная методика микроструктурного анализа (СММА) (Устинов, Петров, 2018). Её реализация стала возможна благодаря разработанному авторами программному модулю, интегрированному с ГИС (Устинов, Петров, 2015). Важным условием для проведения СММА является отбор ориентированных образцов горных пород, из которых в дальнейшем изготавливаются ориентированные шлифы.

Изучение пространственных параметров микроструктур проводилось на образцах горных пород уникального по запасам молибден-уранового месторождения Антей, расположенного в юго-восточном Забайкалье. Месторождение является наиболее глубоко залегающим объектом Стрельцовского рудного поля (СРП). Жильно-штокверковое оруденение локализовано в фундаменте Стрельцовской кальдеры на глубине 400-1400 метров от дневной поверхности. Вмещающие породы месторождения представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами в рудоносных зонах, контролируемых системой копланарных разломов (Ищукова и др., 2007). Микроструктуры изучались авторами в ориентированных образцах, отобранных по профилям, расположенным один над другим вкрест простирания основных рудных разломов 13 и 160, а также по мере удаления от них на 9-м, 11-м и 14-м горизонтах месторождения Антей, на глубинах от

поверхности ≈550, 670, 850 метров соответственно. Образцы представляли все зоны рудовмещающего разлома – центральную часть (ядро), зону динамического влияния и вмещающую породу (протолит). Всего были изучены порядка 170 000 микроструктур, для которых получены пространственно-геометрические параметры.

Сравнительный анализ ориентировок осуществлялся за счёт инструмента построения роздиаграмм, встроенного в разработанный авторами программный модуль для автоматизации СММА. В результате стало возможно визуально оценить характер распределения простираний выбранных линейных объектов и их протяженность. Это позволило оценить значимость и выраженность на площади каждой генерации микротрещин, а также визуально сравнить интенсивность деформаций, приведших к образованию той или иной системы микротрещин на различных этапах тектогенеза.

На рассматриваемых горизонтах месторождения среди наиболее отчётливо проявленных генераций ПСФВ следует выделить три основные, имеющие СВ-ЮЗ, СЗ-ЮВ и субмеридиональные простирания (рис. 1). У авторов была возможность сопоставить полученные результаты с результатами ранних исследований (Петров и др., 2009) по реконструкции динамики изменения тектонического поля напряжений (ТПН) в горном массиве месторождения Антей на основе макроструктурных методов. Для этого были построены сводные розы-диаграммы по горизонтам месторождения с использованием ориентировок ПСФВ всех отобранных образцов и показано положение осей максимального сжатия трех выявленных ранее этапов тектогенеза (рис. 1).

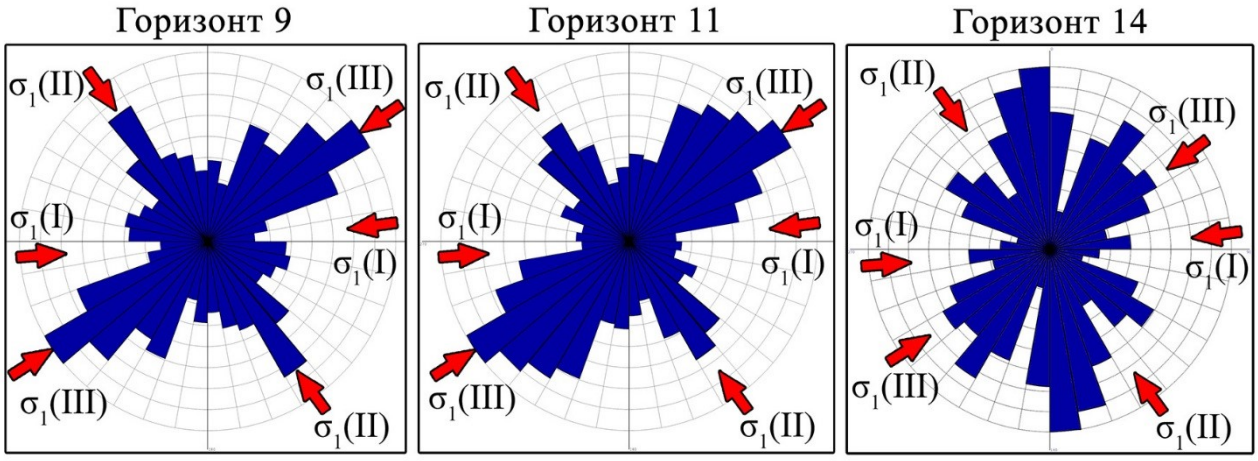


Рисунок 1. Сводные розы-диаграммы ориентировки ПСФВ по горизонтам месторождения Антей.

n – количество объектов, использованное для построения. Красными стрелками показано положение оси максимального сжатия σ1 на различных этапах тектогенеза (первом – σ1(I), втором – σ1(II) и третьем σ1(III)), выявленных ранее (Петров и др., 2009) на основе макроструктурных методов.

Как видно из рисунка, на 9-м и 11-м горизонтах месторождения направление действия выявленных осей максимального сжатия σ1 второго и третьего этапов тектогенеза абсолютно совпадают с ориентировкой выявленных автором генераций ПСФВ – СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ. Такие результаты подтверждают возможность использования ПСФВ для восстановления осей напряжений определённых этапов тектогенеза.

Однако есть некоторые противоречия, выражающиеся в отсутствии на диаграммах двух рассматриваемых горизонтов ярко выраженной генерации ПСФВ субширотного простирания, которая отражала бы первый этап тектогенеза. Данное противоречие может быть объяснено тем, что при построении роз-диаграмм использовался огромный объём данных. Такой подход затушевывает нюансы и подчеркивает только самые значимые индикативные признаки полей напряжений-деформаций (ПНД). Первый этап тектогенеза мог быть проявлен гораздо слабее,

чем последующие, что на микроуровне выражалось в образовании гораздо меньшего количества микротрещин и, соответственно, ПСФВ.

ПСФВ каждой последующей генерации секут ПСФВ предыдущих генераций, что иногда приводит к микротектоническим смещениям. В том случае, если имеется возможность данные микросмещения обнаружить, не составит труда восстановить последовательность формирования рассматриваемых генераций ПСФВ. В данной работе подобные наблюдения позволили установить временные соотношения двух выявленных систем микротрещин, которые являлись каналами для разновозрастных потоков флюидов. Так, в шлифах, отражающих участки наиболее приближенные к разломной зоне, при большом увеличении можно увидеть, что система СВ-ЮЗ микротрещин сечет систему СЗ-ЮВ ориентировки, что подтверждают микроамплитудные смещения второй системы относительно первой. Отсюда следует вывод о том, что данные генерации микротрещин являются разновозрастными, отражающими два различных этапа тектогенеза и поступления флюидов в микротрещиное пространство. Система микротрещин СЗ-ЮВ простирания образовалась в первую очередь, а затем на неё наложилось действие деформаций, приведших к образованию системы СВ-ЮЗ простирания, что также соответствует последовательности смены выявленных ранее этапов тектогенеза, характеризующихся подобной ориентировкой осей максимального сжатия.

Конечно, далеко не всегда имеется возможность обнаружить в шлифах тектонические признаки. В таком случае, противоречия могут быть сняты за счёт применения микротермометрических исследований и рамановской спектроскопии флюидных включений, входящих в ПСФВ.

Отдельно необходимо отметить ориентировки генераций ПСФВ включений, выявленных на сводной розе-диаграмме всех образцов 14-го горизонта месторождения (рис. 1). Здесь направления действия осей максимального сжатия, восстановленных в соответствии с различными этапами тектогенеза, не совсем совпадают с выявленными системами ПСФВ. Преобладающее действие, наиболее обширное и проявленное, на определённом этапе тектогенеза имела система микротрещин с субмеридиональным простиранием. Кроме того, как и на более высоких горизонтах, по данной розе-диаграмме есть возможность выявить генерации ПСФВ СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ ориентировок, причём СВ-ЮЗ система по протяжённости и выраженности преобладает. Видно, что данные две генерации микротрещин слегка смещены по ориентировке к установленным ранее осям максимального сжатия. Наличие ярко выраженной системы субмеридиональных ПСФВ, отсутствующей на верхних горизонтах, а также смещений других генераций ПСФВ относительно выявленных на верхних уровнях положений осей ПНД может быть объяснено тем, что на нижних и верхних горизонтах месторождения в период гидротермальной активности, вероятно, различались тектонические обстановки, и, соответственно, характер действия ПНД.

Другим типом микротрещин, часто встречающихся в шлифах, и изученных авторами в образцах месторождения Антей, являются открытые, минерализованные и выполненные рудным веществом микротрещины. Необходимо отметить, что при изучении данных микроструктур в шлифе средствами СММА с помощью только оптического микроскопа, без использования дополнительных методов и анализов, исследователь не имеет возможности достоверно отличить открытые и минерализованные микротрещины, поэтому на данном этапе работы эти типы микротрещин рассматривались в совокупности.

Открытые и выполненные рудным веществом микротрещины изучались с помощью СММА в ориентированных шлифах, параллельно с изучением ПСФВ. Среди открытых, минерализованных и выполненных рудным веществом микротрещин на розах-диаграммах по всем трём рассматриваемым горизонтам месторождения Антей наиболее отчётливо выделяются две генерации СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простирания.

В дальнейшем важно каким-то образом разделить два совокупно рассматриваемых в данной работе генетических типа микротрещин. Ведь ориентировка открытых микротрещин будет оказывать влияние на современные фильтрационные характеристики пород, а

микротрещины, выполненные минерализацией и рудным веществом, играли свою роль на этапе миграции рудоносных флюидов, отложения руды и характеризовали внутрирудную тектонику. И, конечно, неправильно судить об одном из двух типов микротрещин по их общим характеристикам.

Так как основным рудным компонентом месторождения Антей является уран, то подобное разделение представляется возможным провести за счёт применения осколковой радиографии или *f*-радиографии (Берзина и др., 1974), а также с помощью методики сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), что позволит воссоздать этапность внутрирудной тектоники и определить приуроченность урановых концентраций к определенным системам и типам микротрещин. Данную задачу планируется решить в ближайшее время.

Обобщение полученных результатов анализа микроструктур и изучения их взаимоотношений на различных горизонтах месторождения Антей с помощью СММА позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Изучение микроструктур в контексте изменения тектонического поля напряжений во времени с пространственной привязкой анализируемых образцов позволяет выявлять различные типы и генерации микротрещин, свидетельствующие о неоднородности ПНД, восстанавливать направления осей главных напряжений, даёт возможность реконструировать геометрию трещинно-порового пространства и тем самым восстанавливать направления и условия движения палеопотоков флюидов в пространственно-временном контексте.

2. ПСФВ на месторождении Антей связаны с тремя основными наиболее проявленными генерациями микротрещин СВ-ЮЗ, СЗ-ЮВ и субмеридиональной ориентировок, являющихся отражением различных этапов тектогенеза и поступления флюидов в трещинно-поровое пространство. Наличие трёх систем флюидных включений свидетельствует о том, что гидротермальный процесс на месторождении Антей проходил в условиях неоднородного поля напряжений-деформаций.

3. Открытые и выполненные рудным веществом микротрещины формируют преимущественно две генерации СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простирания.

4. Дополнительное применение методов анализа минерального вещества – микротермометрии флюидных включений, рамановской микроскопии, сканирующей электронной микроскопии и *f*-радиографии – позволит реконструировать последовательность смены ПНД, пути и условия миграции рудоносных флюидов, хронологию событий, обусловленных изменением физикохимических и термобарических условий в контексте перестройки поля напряжений и смены деформационных режимов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 1835-00109 мол_а.

Берзина И.Г., Берман И.Б., Гурвич М.Ю. Определение урана в минералах и горных породах по следам осколков деления. Инструкция. М.: Мингео СССР. 1974. 28 с.

Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: Типография Глазовская, 2007 260 с.

Петров В.А. Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Щукин С.И., Хаммер Й. Природные и техногенные изменения напряженно-деформированного состояния пород на урановом месторождении в гранитах // Физика Земли. 2009. № 11. С. 86-93.

Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы из изучения // Современная тектонофизика: Методы и результаты. В 2-х т. М.: ИФЗ РАН, 2011. Т. 2 С. 94-108.

Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33-46.

Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 125-131.

Lespinasse M. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? // J. Struct. Geol. 1999. № 21. – P. 1237-1243. Roedder E. Fluid Inclusions // Reviews in Mineralogy. 1984. № 12. 644 p. Tuttle O.F. Structural petrology of planes of liquid inclusions // Journal of Geology. 1949. № 57. P. 331–356.

Вертикальное распределение глинистых минералов в породах фундамента уранового месторождения Антей-Стрельцовское (Забайкальский край)

Доржиева О.В.[1,2], Крупская В.В.[1,3], Закусин С.В. [1,3], Сахаров Б.А.[2], Андреева О.В.[1]

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

Детальные исследования глинистых минералов позволяют выявлять условия их формирования и преобразования в ходе различных геологических процессов. В данной работе были детально изучены различные группы глинистых минералов, сформировавшихся в гранитах уранового месторождения Антей-Стрельцовское в условиях низкотемпературного метасоматоза.

Месторождение Антей-Стрельцовское уникально по количеству и качеству урановых руд. Оно находится в восточной части крупнейшего в России уранового Стрельцовского рудного поля (СРП), которое приурочено к сформированной в позднемезозойское время одноименной кальдере в Юго-Восточном Забайкалье. Минералогические исследования месторождений СРП начались в 60-е годы XX века и продолжаются уже в течение более 50 лет разведки и разработки этого уникального рудного поля. За эти годы накоплены многочисленные данные, позволившие разным исследователям обосновать парагенетические схемы стадийности минералообразования СРП (М.В. Вампилов 1970, И.В. Мельников 1981, Л.П. Ищукова 1998, А.П. Алёшин 2008 и др.). В постмагматическом гидротермальном этапе истории формирования месторождения выделяются следующие стадии: дорудная (140-135 млн. лет), рудная (135±2 млн. лет) и пострудная (135-117 млн. лет). Однако, ввиду многостадийности и длительности гидротермальных процессов, происходивших на месторождениях СРП, сравнение вышеупомянутых схем минералообразования выявляет отсутствие общепризнанного взгляда на минералогию месторождений СРП. В частности, существуют разногласия о стадийности формирования глинистых минералов. Одним из основных процессов преобразования вмещающих пород, является их иллитизация. По мнению одних авторов (Андреева и др., 1991, 1996) повсеместная иллитизация происходила в дорудную стадию, а в пострудную ─ лишь локальная смектитизация и «омоложение» дорудных иллитов. В то же время, существует другая точка зрения (А.П. Алёшин, 2008), согласно которой на дорудной стадии метасоматическое изменение вмещающих пород, в том числе иллитизация, было гораздо менее интенсивным и продолжительным, чем на пострудной.

В работу вошли образцы керна скважин 4 и 7 (рис. 1), проходящих на глубинах 800-2200 м через позднепалеозойские в различной степени аргиллизированные граниты фундамента Стрельцовской кальдеры (Ищукова, 2007) и их тонкие фракции (< 2 мкм). Для их изучения был использован современный комплекс методов: рентгеновская дифракция, инфракрасная спектроскопия, дифференциальный термический анализ, рентгеноспектральный микроанализ и сканирующая электронная микроскопия.

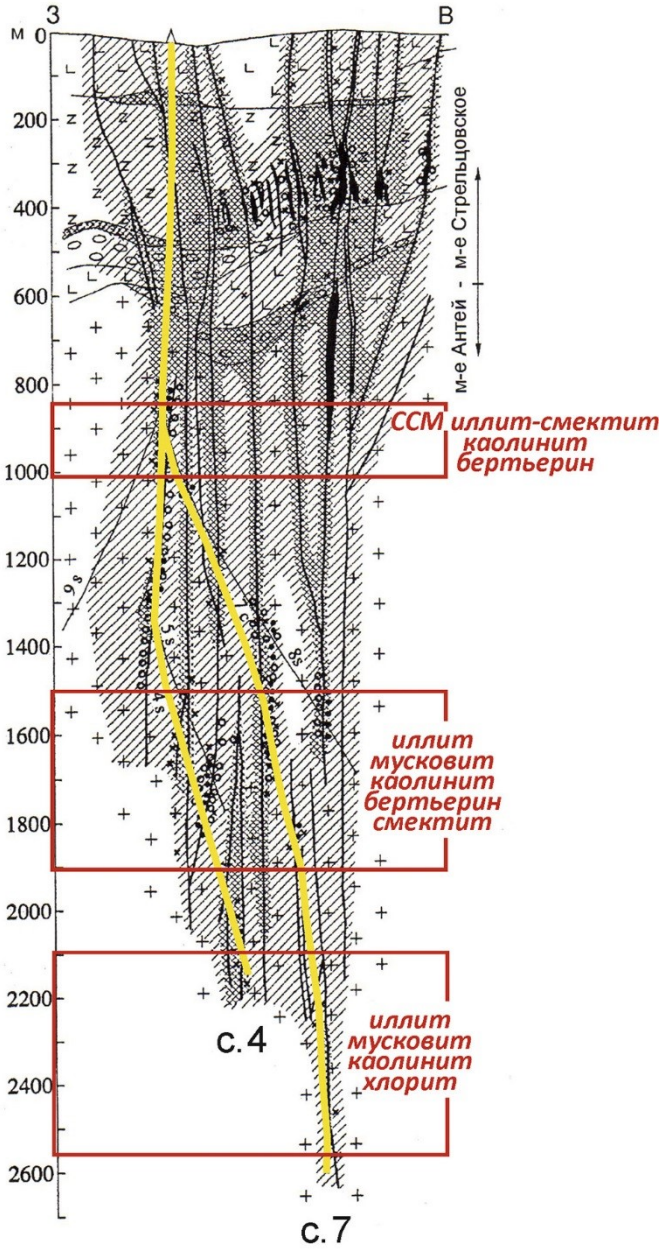


Рисунок 1. Схематический геологический разрез (Андреева О.В., Алешин А.П. и Головин В.А., 1996, по материалам Л.П. Ищуковой и др. с дополнениями)

На основе результатов количественного анализа минерального состава образцов керна были выделены три группы:

Группа I (~ 850-1700 м) Кварц – 32%, КПШ – 18%, Плагиоклаз – 25%, Калиевые диоктаэрические слюды (КДС) – 22%, Каолинит+бертьерин – 4%, Хлорит – 0 %;

Группа 2 (~ 1700-2000) Кварц – 48%, КПШ – 16%, Плагиоклаз – 4%, КДС – 16%, Каолинит+ бертьерин – 12%, Хлорит – 4%;

Группа 3 (~2000-2200) Кварц – 29%, КПШ – 4%, Плагиоклаз – 2%, КДС – 47%, Каолинит+ бертьерин – 1%, Хлорит – 7%.

Наиболее заметные изменения минерального состава пород керна можно видеть по уменьшению содержания плагиоклазов во 2 и 3 группах, уменьшению КПШ в 3-ей, значительному увеличению минералов группы каолинит-серпентина во 2-ой. Также по разрезу исследуемых скважин хорошо выделяются две зоны наиболее интенсивного преобразования гранитов на уровнях: 1500-1600 м (содержание КДС 34-63%) и 2100-2300 м (содержание КДС 38-52%), что скорее всего связано с приуроченностью к основным зонам миграции дорудных флюидных потоков.

Детальное исследование комплексом методов тонких фракций (<2 мкм) образцов из скважин 4 и 7 позволило выявить три ассоциации глинистых минералов (рис. 1).

Минеральная ассоциация 1 – ССМ иллит-смектит, каолинит и бертьерин – приурочена к глубинам до 1000 м изучаемого разреза. В данных образцах среди глинистых минералов преобладает смешанослойный трансвакантный иллит-смектит политипной модификации 1Md с содержанием смектитовых межслоев от 5 до 11%. Каолинит и бертьерин представлены в небольших количествах 2-5%. На глубине 878 м отмечено присутствие смектита в количестве 5%.

Минеральная ассоциация 2 – иллит, мусковит, каолинит, бертьерин, смектит – распространена на большей части изучаемого разреза на глубинах 1500-2000 м. В исследуемых образцах ниже 1000 м распространены калиевые диоктаэдрические слюды двух политипных модификаций: 1Md (Mg,Fe-бедные иллиты) и $2M_1$ (мусковиты). Они образуют физическую смесь, которая на 75% состоит из иллита, и на 25% из мусковита. Также данная минеральная ассоциация отличается более высоким содержанием пострудных минералов: бертьерина, каолинита и смектита.

Минеральная ассоциация 3 – иллит, мусковит, каолинит, хлорит – характерна для нижней части изучаемого разреза 2100-2200 м. Отличается присутствием железистого хлорита и почти полным отсутствием каолинита.

Выявленные минеральные ассоциации и их изменение по разрезу отражают следующую последовательность формирования глинистых минералов по гранитам м-я АнтейСтрельцовское: вслед за дорудным повсеместным формированием иллита и более высокотемпературного мусковита в раннюю пострудную стадию образуется бертьерин, который затем на больших глубинах преобразуется в хлорит, при этом каолинит и смектит являются отражением наиболее поздних гидротермальных процессов.

Авторы выражают глубокую признательность В.А. Дрицу за ценные советы и консультации. Работа выполнена при финансовой поддержке бюджетного темы № 0136-2014-0009.

Четные изотопы урана в кимберлитах, вмещающих и перекрывающих породах Золотицкого рудного поля (Архангельская алмазоносная провинция)

Дружинин С.В.[1], Яковлев Е.Ю.[1], Киселев Г.П. [1], Зыков С.Б.[1]

[1]*ФГБУН ФИЦКИА РАН, г. Архангельск, yakovlev_eu@inbox.ru*

С момента обнаружения первой кимберлитовой трубки на территории Архангельской алмазоносной провинции (ААП) для целей поисков кимберлитовых тел было опробовано множество традиционных геофизических методов, но наибольшую эффективность среди них, как и во многих алмазоносных провинциях мира, продемонстрировали аэромагнитные методы (Цыганов и др., 2004). Однако в настоящее время в применении магниторазведки на территории Архангельской провинции, наметился определенный кризис, выражающийся в резком снижении ее поисковой эффективности, которая в наши дни составляет менее 0,5 % (Чалов и др., 1990). Использование ряда других геофизических, геохимических и шлихоминералогических методов не продемонстрировало устойчивой поисковой эффективности. Основными негативными факторами, осложняющими поиски кимберлитов на данной территории являются: мощный чехол перекрывающих отложений; скрытый тип разломов, контролирующих размещение кимберлитовых тел; слабая проявленность кимберлитов в физических полях; слабый эрозионный срез трубок; крайне низкие содержания ферромагнитных минералов в трубках; низкое содержание минералов-спутников алмазов (Андросов и др., 2004; Игнатов и др., 2011; Игнатов и др., 2015). В этой связи особую важность приобретает необходимость разработки новых подходов в решении задач поисков кимберлитовых трубок и внедрения их в практику поисковых работ.

Опубликованные фактические данные свидетельствуют об определенных перспективах применения некоторых радиоизотопных методов для решения задачи поисков кимберлитовых тел (Магомедова и др., 2015; Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999). К числу таких методов можно отнести использование радиоизотопных индикаторов, например четных изотопов урана, присутствующих в любых типах горных пород и природных вод. Использование отношение активностей четных изотопов урана выражающееся величиной $\gamma = {}^{234}U/{}^{238}U$ находит широкое применение в геологии и гидрогеологии. Для всех типов горных пород возрастом более 1 млн лет изотопное отношение $^{234}U/^{238}U$ равно 1, поэтому изменение этой величины, связанное с концентрированием или выщелачиванием дочернего изотопа ^{234}U, является индикатором геохимической активности геологической среды (Тихонов, 2009; Чалов и др., 1990). Для решения вопроса о перспективах использования изотопного отношения $^{234}U/^{238}U$ в качестве локального признака кимберлитовых тел необходимо изучить особенности распределения изотопов урана в разновозрастных отложениях осадочного чехла в районах развития кимберлитового магматизма ААП, установить закономерности изменения величины $^{234}U/^{238}U$ по разрезу вмещающих и перекрывающих отложений, выявить факторы определяющие формирование ложных аномалий обусловленных локальными геохимическими аномалиями, не связанными с кимберлитовыми телами. Попытка решения указанных задач представлена в данной работе. Исследования выполнены в пределах Золотицкого кимберлитового ААП. Для исследования изотопного состава урана пробы горных пород отбирались из кернов поисковых скважин, оставленных на местах производства буровых работ (в штабелях). Поисковые скважины пробурены в различные годы для заверки геофизических аномалий на территории Золотицкого кимберлитового поля. Кроме этого был обработан материал, представленный кимберлитами ряда трубок Золотицкого поля, а также образцами пород околотрубочного пространства кимберлитов. Под околотрубочным

пространством нами понимается область непосредственно вмещающих кимберлиты отложений вендского возраста - экзоконтактов трубок, а также туфогенно-осадочные породы, слагающие периферийные части кратерных фаций. В общей сложности были получены данные по изотопному составу урана для 140 проб.

Как видно из таблицы 1, для четвертичных водно-ледниковых отложений, представленных преимущественно песками и песчано-гравийной смесью характерна наиболее высокая средняя концентрация урана, которая составляет 7,66 ppm. Наиболее высокая концентрация урана приурочена к четвертичным пескам с примесью темных кремней, обогащенных ураном. В них концентрация урана достигает 46 ppm, что значительно выше кларковых значений. Вероятно, источником ураноносных кремней в четвертичных образованиях выступали окремненные прослои нижележащих средне-верхнекаменноугольных карбонатных отложений, эродированных ледником.

Таблица 1. Изотопный состав урана в разновозрастных отложениях Золотицкого поля

Геологический возраст	Q	C_2	V_2	D_3-C_2 (Автолитовая брекчия)	D_3-C_2, V_2 (Околотрубочное пространство)
Количество проб	10	31	54	13	32
Изотопное отношение $^{234}U/^{238}U$, Бк/Бк	0,94 0,54-1,13	0,92 0,37-1,34	0,94 0,46-1,20	1,00 0,80-1,14	1,24 0,85-3,57
Концентрация урана, ppm	7,66 0,63-46,13	1,32 0,41-5,94	2,11 0,32-10,73	0,67 0,33-1,07	1,66 0,40-5,93

Примечание. Над чертой – средние значения, под чертой – минимальные и максимальные значения.

Отложения каменноугольного возраста, сложенные песками, песчаниками и доломитами имеют среднюю концентрацию урана около 1,3 ppm. Наиболее обогащены ураном доломиты олмуго-окуневской свиты, около 6 ppm. Изотопное отношение $\gamma = {}^{234}U/^{238}U$ изменяется в пределах 0,37-1,34 γ, средняя величина составляет 0,92 γ.

Для верхнего разреза вендской толщи, представленной падунской свитой и сложенной преимущественно песчаниками и алевролитами, концентрация урана изменяется в пределах 0,32 – 10,73 ppm, при средних значениях 2,11 ppm. Изотопное отношение урана изменяется в пределах 0,46-1,20 γ и в среднем близко к равновесному.

Изотопное отношение урана $^{234}U/^{238}U$ для кимберлитов жерловой фации трубок Архангельская, Карпинского-1 и Пионерская, представленных автолитовой брекчией варьирует в пределах 0,80-1,14 γ, при среднем равновесном значении γ. Для автолитовой брекчии так же характерна наименьшая концентрация урана составляющая 0,67 ppm. Песчаники и алевролиты вендского возраста, отобранные из приконтактовых зон трубок Архангельская, Карпинского-1 и Пионерская, значительно отличаются по изотопному составу урана от вендских отложений из поисковых скважин, отобранных на территории Золотицкого поля. Величина $^{234}U/^{238}U$ в них существенно выше, чем во вмещающих породах не связанных с трубками. Высокие значения изотопного отношения урана также характерны для туфогенно-осадочных пород, слагающих периферийные части кратерных фаций. Для пород околотрубочного пространства величина $^{234}U/^{238}U$ в среднем составляет 1,24 γ, при средней концентрации валового урана 1,66 ppm.

Концентрация урана в образцах падунской свиты венда из поисковых скважин в среднем находится в пределах кларковых значений для осадочного чехла ~2 ppm. Однако в некоторых образцах падунской свиты венда отмечено превышение кларка до 10,73 ppm. Выявлена зависимость изотопного отношения и валовой концентрации урана, которая составляет -0.4, что характеризуется как умеренная отрицательная связь. В образцах с высокой концентрацией урана, в несколько раз превышающей кларк, наблюдается низкие величины $^{234}U/^{238}U$ до 0,46, обусловленные выщелачиванием из пород легкого изотопа ^{234}U под действием подземных вод.

Выявленные закономерности, вероятно, связаны с особенностями гидрогенного перераспределения урана в верхнем разрезе ведской толщи. В нижнем разрезе вендских отложений, представленных усть-пинежской алевролитаргиллитовой и мезенской - песчаниково-алевролитовой свитами, в интервале глубин от 300 до 1100 м, процессы гидрогенного перераспределения урана не проявлены, поскольку изотопное отношение урана является равновесным, а концентрация урана составляет около 3 ppm, что соответствует типам пород слагающих толщу. Для отложений других возрастов подобные закономерности не устанавливаются. Обращает на себя внимание тот факт, что кимберлиты изученных трубок Золотицкого поля характеризуются крайне низкими концентрациями валового урана ~0.67.

Изотопное отношение $^{234}U/^{238}U$ в жерловых фациях трубок Золотицкого поля является равновесным, что говорит о том, что в данных типах кимберлитов не проявлены современные процессы фракционирования урана, поскольку жерловые части не доступны для циркуляции подземных вод. В тоже время в приконтактовой области кимберлитов с вмещающими породами наблюдаются аномальные значения величины $^{234}U/^{238}U$, на трубке Пионерская более чем в 3 раза превышающие естественное равновесие изотопов урана. Для большинства проб пород эндоконтактов трубок, представленных песчаниками и алевролитами верхнего венда и экзоконтактов, сложенных туфогенно-осадочными образованиями периферийных частей кратерных фаций характерно обогащение легким изотопом ^{234}U. Надо отметить, что подобное увеличение изотопного отношения урана является характерной чертой околотрубочных пространств всех изученных нами трубок Золотицкого поля. В разновозрастных вмещающих и перекрывающих породах удаленных от трубок взрыва и в которых отсутствуют признаки кимберлитового магматизма, обогащение изотопом ^{234}U не наблюдается, за исключением единичных случаев, вероятно обусловленных локальными геохимическими обстановками, характерными для конкретного интервала, либо для специфических обстановок в приповерхностных условиях. В целом в четвертичных и каменноугольных отложений, являющихся для кимберлитов Золотицкого поля перекрывающими и вмещающих кимберлиты породах венда, средние значения изотопного отношения $^{234}U/^{238}U$ не превышают 1. Таким образом, полученные в результате данного исследования данные о существовании в породах околотрубочного пространства кимберлитов Золотицкого поля изотопных аномалий урана с избытками дочернего ^{234}U, позволяют с некоторой долей осторожности утверждать, о том, что неравновесный связан с проявлениями кимберлитового магматизма на территории ААП. В свою очередь показатель неравновесного урана с избытком ^{234}U, выделяемый по разрезу вмещающих вендских отложений может быть рассмотрен как локальный косвенный поисковый признак кимберлитовых тел ААП. Однако, безусловно, показатель неравновесия урана должен рассматриваться в комплексе с другими признаками кимберлитов, что повысит эффективность оценки проявлений кимберлитового магматизма в разрезах поисковых скважин. Вообще околотрубочное пространство кимберлитовых тел Золотицкого поля имеет целый ряд отчетливо выделяющихся вещественных и структурных изменений, обусловленных воздействием кимберлитовой трубки на вмещающие породы. Вероятнее всего структурно-геологические особенности кимберлитовых трубок Золотицкого поля определяют формирование современных уран-изотопных аномалий в околотрубочном пространстве кимберлитов. Вообще околотрубочное пространство кимберлитовых тел Золотицкого поля имеет целый ряд отчетливо выделяющихся вещественных, тектонических, изотопно-геохимических признаков, обусловленных воздействием кимберлитовой трубки на вмещающие породы (Зарипов, 2017; Игнатов и др., 2015). Отклонение от равновесия изотопной пары ^{234}U и ^{238}U в экзоконтактах кимберлитов свидетельствует о миграции дочернего изотопа за последние 1 млн лет, поскольку избытки ^{234}U сохраняются не более 10 периодов полураспада урана-234. Развитие зон трещиноватости, ограничивающих трубки, по всей видимости, приводит к проникновению инфильтрационных вод в водоносные горизонты вендских отложений и изменению гидрохимического режима подземных вод, в результате которого происходит осаждение урана с избытками подвижного изотопа ^{234}U. Таким образом, проведенные исследования являются

небольшим шагом к пониманию особенностей фракционирования четных изотопов урана в кимберлитовом магматизме Архангельской провинции. Несомненно, для формирования неравновесного урана в породах осадочного чехла должны иметь место специфические геохимические условия, благоприятные для накопления в породах урана с избытком ^{234}U. Такие специфические условия существуют в околотрубочном пространстве кимберлитов Золотицкого поля, что было эмпирически доказано в настоящем исследовании на основе изучения изотопного состава урана. В кернах поисковых скважин, где отсутствуют какие-либо признаки влияния кимберлитового магматизма, фракционирование изотопов урана проявлено в значительно меньшей степени. Однако в связи с большим количеством геохимических обстановок, связанных с геологическими и тектоническими условиями ААП, однозначно выделить неравновесный уран в качестве локального признака кимберлитовых тел не представляется возможным, хотя определенные тенденции существуют. Указанные проблемы необходимо решать расширением территории исследований и накоплением фактического материала.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 16-35-00153, а также при поддержке субсидии на выполнение темы государственного задания «Эволюция островных и материковых территорий Европейского сектора Арктики под влиянием природных и антропогенных факторов» (0409-2015-0134, рег. номер НИОКТР АААА-А16-116052710105-1).

Андросов Е.А., Вержак В.В., Ларченко В.А. и др. О структурном контроле размещения кимберлитовых тел на примере Архангельской кимберлитовой провинции // В сб.

Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50). СПб. ВСЕГЕИ. 2004. С. 9-18.

Зарипов Н.Р. Осветление красноцветных пород Зимнебережного алмазоносного района Архангельской провинции и Накынского алмазоносного поля Якутской провинции, его связь с кимберлитоконтролирующими структурами // Автореферат дис. на соиск. уч.ст. д. г-м н. Архангельск. МГРИ-РГГРУ. 2017. – 23 с.

Игнатов П.А., Зарипов Н.Р., Ким. В. Типы осветленных красноцветных кимберлитовмещающих пород венда-кембрия Зимнебережного района Архангельской области // Геология и разведка. Известия вузов. №2. 2015. С. 15-21.

Игнатов П.А., Новиков К.В., Бушков К.Ю. и др. Реконструкция кинематики разломов на закрытых территориях по данным анализа микронарушений в керне // Геология и разведка. Известия вузов. №3. 2011. С. 55-60.

Коротков Ю.В. К вопросу о выделении и отслеживании разрывных нарушений по характерным изменениям проводимости в толщах осадочных отложений //Геофизические исследования. 2011 Т. 12. № 4. С. 81-92.

Магомедова А.Ш., Удоратин В.В., Езимова Ю.Е. Отражение разломных зон и трубок взрыва Среднего Тимана в геофизических полях // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. №10. С. 28-34.

Тихонов А.И. Неравновесный уран в условиях активного водообмена и его использование в геологии и гидрогеологии. Чебоксары: Изд-во Л. А. Наумова, 2009. – 458 с. Цыганов В.А., Контарович Р.С., Могилевский В.Е. Современные аэрогеофизические технологии – как основа геологических и прогнозно-минерагенических карт нового поколения // Сб. научных трудов «Конгресс выпускников геологического факультета МГУ 26 мая 2004 г.» / Отв. ред. Хмелевский В. К. М.: МГУ. 2004. С 151-158.

Чалов П.И., Киселев Г.П., Тихонов А.И. и др. О пространственной корреляции аномального избытка 234U в подземных водах и ртутно-сурьмяного оруденения телетермального типа //

Докл. АН СССР. 1990. 312. № 3. С.580-583.

Mwenifumbo C.J., Kjarsgaard B.A. Gamma-ray logging and radioelement distribution in the Fort de la corne kimberlite pipe 169 // Exploration and Mining Geology. 1999. № 8 (12). P. 137-147.

Об опыте расчёта баланса веществ в пределах метасоматических зон проявлений зон Джекондинская и Бирская-I Эльконского рудного узла (Центрально-Алданский рудный район)

Дытченко А.Г.[1], Леонтьев В.И.[1]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, leontyev@spmi.ru, agd2015spb@gmail.com*

К западной части Эльконского горста принадлежат золоторудные зоны Бирская-I и Джекондинская, которые отличаются от остальных, преимущественно урановорудных, зон узла благороднометальным характером оруденения. Рудопроявления расположены вблизи зоны сочленения этой структуры с Верхне-Якокутским прогибом и локализованы в породах нижнего структурного этажа - древнего кристаллического фундамента. Метаморфические образования фундамента представлены кристаллическими сланцами и гнейсами фёдоровской свиты (PR_1). Магматический комплекс протерозоя представлен преимущественно щелочными аляскитовыми гранитами. Они слагают штокообразные тела, внутреннее строение которых однородно, контакты с вмещающими породами четкие, неровные, извилистые с большим количеством ответвлений и заливов. Мезозойские интрузивные образования в пределах проявлений представлены редкими дорудными дайками минетт), небольшой, до одного метра, мощности и с крутыми углами падения. В 5 км к западу от проявлений находится Шаманская вулкано-плутоническая структура центрального типа, сложенная субвулканическими интрузиями трёх фаз лебединского монцонит-сиенитового комплекса (J_3-K_1).

Характерной особенностью геологического строения участка является широкое развитие дизъюнктивной тектоники мезозойского возраста, которое привело к формированию крутопадающих тектонических зон. Поверхности сместителей ориентируется субсогласно локальным зонам протерозойских кварц-полевошпатовых метасоматитов, маркирующих в данном районе древние протерозойские разломы глубинного заложения (Казанский, 1972). Оруденение контролируются омоложенными в мезозое раннепротерозойскими тектоническими зонами глубинного заложения. Рудные тела представляют собой линейные крутопадающие минерализованные зоны дробления, развивающиеся в большинстве случаев по зонам кварц-полевошпатовых метасоматитов и редко выходящих за их пределы в метаморфические породы кристаллического фундамента. Рудные тела кулисообразно сменяют друг друга по простиранию. Вещественный состав и текстурно-структурные особенности руд описываемых зон схожи для описываемых проявлений. Руды представлены буровато-серыми метасоматитами прожилковой, прожилково-сетчатой, брекчиевой, брекчиево-друзовой и колломорфной текстуры. Основная масса метасоматитов состоит из новообразованного адуляра и редких реликтов исходных пород; прожилки и цемент брекчий представлены кварцем, иногда халцедоном. Для адуляра характерна мелкая (до 5-10 мкм) вкрапленность пирита, галенита, антимонита, бурнонита, буланжерита, киновари, касситерита, рутила. Меньшим распространением пользуются аргентит, электрум, золото. Золото имеет положительную корреляцию с содержанием таких элементов, как Sb, As, Ag, Te, Nb и тяжелыми РЗЭ (при явном отсутствии зависимости с легкими РЗЭ). Линейной зависимости Au с Th и U не наблюдается (Леонтьев и др., 2016).

В связи со схожестью минерального состава эдукта – протерозойских кварцполевошпатовых метасоматитов и продукта – мезозойских адуляр-кварцевых метасоматоитов, довольно сложно определить характер и направленность рудоносного метасоматического процесса. С целью оценки направленности процесса метасоматоза был выполнен расчёт баланса веществ в пределах зон разнопроявленных метасоматитов атомнообъёмным методом (Рудник, 1966). Химический состав метасоматитов и вмещающих

пород определялся рентгеноспектральным флуоресцентным (силикатным) методом (XRF) (ЦАЛ ВСЕГЕИ, аналитик Б.А. Цимощенко).

Так как породы эдукта и развитые по ним метасоматиты являются кремне-калиевыми гидротермально-метасоматическими образованиями, задача сводилась к оценке роли привнесенного и перераспределенного Si и K. Однако, расчёт баланса веществ не дал чётких результатов, так как на различных стадиях отмечался как привнос, так и вынос данных элементов с обратной зависимостью друг от друга. Проанализировав расчёты, мы выявили причину появления таких размытых результатов. Основной причиной являются текстурноструктурные особенности метасоматитов – протерозойские кварц-полевошпатовые метасоматиты имеют пегматоидную структуру и состоят в основном из кварца и калинатрового полевого шпата. Мезозойские адуляр-кварцевые метасоматиты имеют прожилково-брекчиевый тип текстур, причём прожилки сложены кварцем, а обломки практически полностью замещены адуляром. Данные структурно-текстурные особенности обуславливают крайне неравномерное распределение минерального вещества в образцах (количество прожилков, распределение гигантских кристаллов в пегматоидных разностях), что приводит к широкой вариации химических составов. Таким образом, можно сделать вывод о том, что подобное исследование на данном объекте должно быть выполнено на основе изучения крупнообъёмных проб по метасоматическим зонам.

Рудник В.А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию / В.А. Рудник. Л.: Недра. 1966. 122 с.

Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей М.: Недра. 1972. 240 с.

Леонтьев В.И., Бушуев Я.Ю. Минералого-геохимические особенности золотого оруденения зон Джекондинская и Бирская-I Эльконского рудного узла (Центрально-Алданский рудный район) // Материалы Шестой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». 28 ноября – 02 декабря 2016 г. М.: ИГЕМ РАН. 2016. С. 189-192

Генетическое значение данных по окисляемости вмещающих пород урановых месторождений Витимского района (Бурятия)

Евдокимова А.А.[1]

[1]*РХТУ им. Д. И. Менделеева, г. Москва, alyo.sha914@mail.ru*

Впервые измерена окисляемость пород Витимских урановых месторождений, которые принадлежат к песчаниковому геолого-промышленному типу. Установлено, что величина окисляемости существенно снижена на участках, подвергавшихся воздействию углекислых вод в процессе рудоформирования.

Рудоконтролирующая окислительная зональность песчаниковых месторождений предполагает наличие зоны окисленных первичных сероцветов. Их окисляемость должна быть ниже неизмененных сероцветов. Особенность Витимских месторождений в том, что эта зона полностью преобразована наложенным вторичным восстановлением, вызванным перераспределением железа в пострудную стадию (Кочкин и др., 2014). Предполагалось, что железо и другие вещества, в том числе органические, перемещаются углекислыми водами. За счет выноса темно окрашенного вещества для пород с наложенным осветлением характерна белесая окраска. Поступление углекислых вод в рудовмещающие горизонты было непосредственно подтверждено данными гидрогеохимического опробования, изложенными в статье (Кочкин и др., 2017).

Основная цель данного исследования – подтвердить прежние результаты независимым методом. Определение окисляемости для пород месторождений Витимского района выполнено впервые. Результаты, приведенные ниже, показывают существенное снижение величины окисляемости на участках, подвергавшихся воздействию углекислых вод до начала эксплуатации.

Для исследования окисляемости вмещающих пород Витимского района были проанализированы образцы, отобранные в 2010–2012 гг., из двух урановых месторождений Хиагдинского рудного поля (ХРП). Работа проводилась по стандартной методике, неоднократно приведенной в литературе (Белевцева и др., 1985).

Были взяты образцы пород песчано-глинистого состава с примерно однородным гранулометрическим составом. Все они представляют рудовмещающую Джилиндинскую свиту неогенового возраста. Общее число проанализированных проб – 33. Результаты измерений приведены в таблице и на диаграмме (рис. 1).

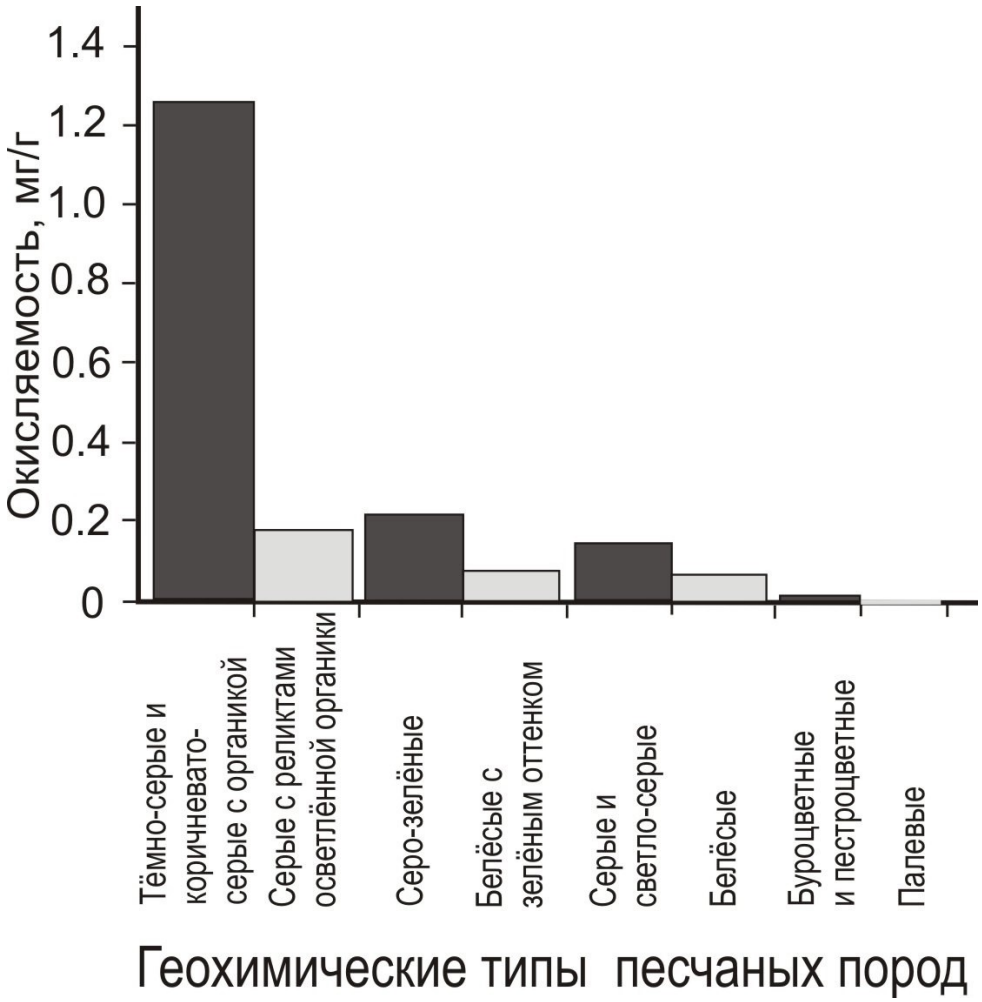


Рисунок 1. Величина окисляемости песчаников рудовмещающего горизонта

Окисляемость изучалась для пород, представляющих разные литолого-геохимические типы и отличающиеся своей окраской, которая определяется условиями накопления и наложенными процессами. В разрезе вмещающих пород выделены первично сероцветные осадки, которые накапливались в восстановительных условиях. Их окраска изменяется от темно-серой до светло-серой в зависимости от содержания углефицированной органики, количества минералов закисного железа и состава глинистого цемента (зеленый оттенок). Окисляемость этих пород, как следовало ожидать, в целом понижается вместе со снижением интенсивности окраски (табл., блоки 1, 2 и 3) и практически не зависит от состава цемента (табл., блоки 2 и 3). К породам с первичной окраской отнесены также буроцветные и пестроцветные отложения, которые накапливались преимущественно в кислородных условиях и богаты минералами окисного железа. Окисляемость таких пород по определению должна быть очень низкой, что подтверждают результаты исследования (табл., блок 4). В этом блоке обращает на себя внимание образец №7 с характеристиками, отличными от других пород выборки. Его повышенную окисляемость можно объяснить наличием реликтов углистого вещества в пестроцветной массе.

В тёмно-серых и коричневато-серых породах, богатых углистым детритом, в процессе осветления значение окисляемости уменьшается с 1.26 до 0.178 мг/г в белёсых аналогах (табл., блоки 1 и 5). Серые и светло-серые песчаники при взаимодействии с углекислыми водами изменяют окраску до белёсых с одновременным падением окисляемости с 0.154 до 0.0725 мг/г (Табл., блоки 3 и 7). В целом окисляемость белесых пород заметно ниже таковой у исходных сероцветов (рис. 1). Наложение пострудного осветления сделало мало отличимыми вторично восстановленные ранее окисленные и исходно светло-серые породы. Это подтверждает исследование их окисляемости. Выделить среди белесых пород осветленные исходно сероцветные породы по показателю окисляемости не удается (табл., блоки 6 и 7).

Таблица. Результаты определения окисляемости в образцах песчаников разных литологогеохимических типов

№ образца	№ скв. / глубина отбора образца, м	Описание породы	Окисляемость, мг/г	Среднее, мг/г
1. Песчаники тёмно-серые и коричневато-серые с органикой (первичная окраска)				
1	5685/271.3	песчаник тёмно-серый с углистым детритом	1.18	1.26 ±0.08
2	5638/270.0	песчаник коричневато-серый с углистым детритом	1.34	
2. Песчаники серо-зелёные (первичная окраска)				
1	5248/102.8	песчаник серо-зелёный	0.10	0.208 ±0.11
2	5638/287.2	песчаник серо-зелёный с углистым детритом	0.28	
3	5638/297.9	песчаник серо-зелёный с углистым детритом	0.35	
4	5638/268.9	песчаник серо-зелёный	0.10	
3. Песчаники серые и светло-серые (первичная окраска)				
1	5695/257.8	песчаник светло-серый	0.06	0.154 ±0.0.5
2	5248/104.6	песчаник светло-серый	0.10	
3	5695/250.0	песчаник серый с углистым детритом	0.16	
4	5695/254.3	песчаник серый с углистым детритом	0.19	
5	5695/256.6	песчаник серый с углистым детритом	0.13	
6	5695/259.7	песчаник серый с углистым детритом	0.19	
7	5676/275.7	песчаник серый с углистым детритом	0.25	
4. Песчаники буроцветные и пестроцветные (первичная окраска)				
1	5695/259.0	песчаник рыжий	0	0.013 ±0.02
2	5695/267.4	песчаник рыже-бурый	0	
3	5685/273.1	песчаник жёлто-рыжий	0	
4	5676/281.6	песчаник рыжий	0	
5	5638/298.0	песчаник рыжий	0	
6	5638/294.5	песчаник бурый	0	
7	5685/270.0	песчаник светло-серый среди рыжих	0.09	
5. Песчаники серые с реликтами осветлённой органики (осветленные темные сероцветы)				
1	5666/280.0	песчаник серый с осветлённым углистым детритом	0.26	0.178 ±0.08
2	5666/283.5	песчаник светло-серый с осветлённым углистым детритом	0.095	
6. Песчаники белёсые с зелёным оттенком (осветленные сероцветные или ранее окисленные зеленоватые сероцветы)				
1	5695/252.0	песчаник белёсый с зелёным оттенком	0.17	0.0763 ±0.046
2	5695/262.2	песчаник белёсый с зелёным оттенком	0.04	
3	5666/284.5	песчаник белёсый с зелёным оттенком	0.05	
4	5676/279.5	песчаник белёсый с зелёным оттенком	0.045	
7. Песчаники белёсые				

№ образца	№ скв. / глубина отбора образца, м	Описание породы	Окисляемость, мг/г	Среднее, мг/г
(осветленные сероцветные или ранее окисленные светло-серые сероцветы)				
1	5248/103.5	песчаник белёсый	0.06	0.0725 ±0.018
2	5676/270.8	песчаник белёсый	0.05	
3	5676/276.8	песчаник белёсый	0.085	
4	5676/278.0	песчаник белёсый	0.095	
8. Песчаники палевые (осветленные буроцветы)				
1	5695/258.1	песчаник палевый с серыми пятнами	0	0
2	5695/262.6	песчаник палевый с серыми пятнами	0	
3	5685/259.5	песчаник палевый с белёсыми пятнами	0	

Таким образом, согласно полученным данным, процесс обеления рудовмещающих пород приводит к снижению их окисляемости. Это подтверждает сделанные ранее выводы о природе процесса. Изменение окраски пород самых разных литолого-геохимических типов связано с поступлением углекислых вод. Процесс обеления породы происходит за счёт восстановления и последующего выноса Fe^{2+} из породы. Помимо железа из породы с растворами мигрируют органические вещества.

Благодарности: научному руководителю практики Кочкину Борису Тимофеевичу и Ганиной Нине Ивановне за помощь в освоении химической методики.

Кочкин Б.Т., Тарасов Н.Н., Величкин В.И., Нестерова М.В., Новгородцев А.А., Шулик Л.С.

Перераспределение железа в пострудную стадию на урановых месторождениях Хиагдинского рудного поля, Витимский район // Геол. рудн. мест., 2014. Т. 56. №2. С. 131147.

Кочкин Б.Т., Солодов И.Н., Ганина Н.И. Рекун М.Л., Тарасов Н.Н., Шугина Г.А., Шулик Л.С.

Геохимические особенности рудовмещающей среды на месторождениях урана Хиагдинского рудного поля // Геол. рудн. мест., 2017. Т. 59. № 5. С. 349-362.

Методы изучения урановых месторождений в осадочных и метаморфических породах. / Под ред. Я.Н. Белевцева и В.И. Данчева / М.: «Недра». 1985. 323 с.

Изучение фазовых отношений и получение кристаллов в системе Pt-Bi-Te

Евстигнеева П.В.[1], Чареев Д.А.[1,2], Никольский М.С.[1], Некрасов А.Н.[2], Vymazalová A.[3]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва, evstpolinav@gmail.com*
[2]*ИЭМ РАН, Черноголовка*
[3]*Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic*

Металлы платиновой группы формируют важную группу элементов, интерес к которой растет в технологически развивающемся мире. Платина при этом занимает свое, особое, место.

Уникальность химических, физических и структурных свойств платины и ее соединений обуславливает к ним широкий научный и практический интерес. Поэтому все еще существует потребность в разведке и добыче полезных ископаемых и в понимании естественного процесса, приводящего к их формированию (Vymazalová, Chareev, 2018).

В 1979 г. в Октябрьском руднике Норильского месторождения (Норильский район, Красноярский край, Сибирь, Россия) был найден новый минерал масловит PtBiTe (формула PtBiTe является идеальной, платина может быть частично замещена на палладий) (Коваленкер и др., 1979). Масловит имеет светло-серый цвет с металлическим блеском, кубическую сингонию с параметрами решетки a = 6.689 Å, твердость по шкале Мооса 4.5-5, плотность 11.51-11.74 г/см^3 (Коваленкер и др., 1979); встречается в виде включений в других минералах, например в галените; образует ассоциации с мончеитом, майчнеритом, гесситом и др.

К настоящему времени информации о фазовых отношениях с участием масловита недостаточно: имеются сведения о существовании самого минерала и о фазовых отношениях в двухкомпонентных системах Pt-Te, Pt-Bi и Bi-Te. При этом фазовые отношения в системе, включающей в себя все три компонента, остаются неизвестными (Vymazalová, Chareev, 2018).

В работе были впервые изучены фазовые отношения в системе Pt-Bi-Te в температурном интервале 350-550ºC при давлении собственного пара (вблизи атмосферного), на основании которых были построены изотермические сечения фазовой диаграммы системы при температурах 350, 450 и 550ºC. Кроме того, в рамках работы были получены монокристаллы некоторых соединений данной системы.

Для изучения фазовых отношений в трехкомпонентной системе необходима информация о температурах устойчивости и областях гомогенности существующих бинарных фаз и о взаимной растворимости компонентов. Поэтому предварительно проводился анализ фазовых диаграмм двухкомпонентных систем Pt-Te, Bi-Pt и Bi-Te. Ниже приводятся данные для температурного интервала 350-550°C.

В системе Pt-Te в рассматриваемом интервале температур устойчивы четыре бинарных строго стехиометричных фазы: PtTe (прототип ZrCl, *R*3*m*, *hR*12, a=3.963, b=a, c=19.98Å), $PtTe_2$ (прототип CdI_2, *P*3*m*1, *hP*3, a=b=4.0259, c=5.2209), Pt_2Te_3 (*R*3*m*, *hR*30, a=b=4.003, c=50.890Å), Pt_3Te_4 (*R*3*m*, *hR*21, a=b=3.988, c=35.39Å) (Cenzual et al, 1990; Kjekshus, Grønvold, 1959)

В природе встречаются минералы мончеит $PtTe_2$ и недавно обнаруженный митрофановит Pt_3Te_4. Взаимная растворимость Te и Pt пренебрежимо мала.

В системе Bi-Pt устойчивы две бинарные фазы: PtBi и $PtBi_2$ (обладает четырьмя полиморфными модификациями α, β, γ, δ; устойчивыми являются β$PtBi_2$ в диапазоне 272420°C и γ$PtBi_2$ в диапазоне 420-640°C). Фаза β$PtBi_2$ относится к структурному типу FeS_2, параметры ячейки a=b=c=6.7014(8)Å (*Pa*3, *cP*12). Фаза γ$PtBi_2$ не имеет прототипа, параметры ячейки a=b=6.5730(7), c=6.1665(7)Å (*P*31*m*, *hP*9). Фаза PtBi, вероятно, обладает зоной гомогенности, ее прототипом является NiAs, параметры ячейки a=b=4.3001(2), c=5.5161(4)Å (*P*6$_3$/*mmc*, *hP*4) (Ellner, 2004; Kaiser et al, 2014; Brese, Von Schnering, 1994).

Известным минералом данной системы является инсизваит $PtBi_2$, который в природе встречается в виде твердого раствора $Pt(Bi,Sb)_2$.

Растворимость Bi в Pt пренебрежимо мала, а растворимость Pt в Bi в зависимости от температуры составляет от ~3 до ~13 ат.% Pt.

В системе Bi-Te все неоднозначно. Так, по одним данным система представлена четырьмя нестехиометричными бинарными фазами: $Bi_{14}Te_6$ (Bi_7Te_3), Bi_2Te, BiTe, Bi_2Te_3, а по другим данным в системе существует целый гомологичный ряд соединений с общей формулой $(Bi_2)_m(Bi_2Te_3)_n$. Крайними членами ряда $(Bi_2)_m(Bi_2Te_3)_n$ являются металлический Bi и Bi_2Te_3 (Bos et al, 2007). Зоны гомогенности соединений, входящих в гомологический ряд не установлены, в индивидуальной форме выделены семь членов этого ряда, а именно: $Bi_{14}Te_6$ (Bi_7Te_3) (не существует в изучаемом температурном интервале), Bi_2Te (прототип Sb_2Te, $P\bar{3}m1$, $hP9$, a=b=4.4688(1), c=17.9216(4)Å), Bi_4Te_3 (прототип Bi_4Se_3, $R\bar{3}mh$, $hR21$, a=b=4.451(1), c=41.888(5)Å), BiTe (прототип BiSe, $P\bar{3}m1$, $hP12$, a=b=4.422(2), c=24.05(2)Å), Bi_8Te_9 (прототип Bi_8Se_9, $R\bar{3}mh$, $hR51$, a=b=4.41, c=103Å), Bi_6Te_7 (символ Пирсона h…, a=b=4.4214(4), c=78.195(12)Å) и Bi_4Te_5 (символ Пирсона hP…, a=b=4.4106(2), c=54.330(3)Å).

Фаза Bi_2Te_3 не имеет прототипа ($R\bar{3}mh$, $hR15$, a=b=44.395(3), c=30.44(1)Å) (Bos et al, 2012; Yamana et al, 1979; Shimazaki et al, 1978; Feutelais et al, 1993; Brekbrick, 1968). В природе встречаются минералы пильзенит Bi_4Te_3, теллуровисмутит Bi_2Te_3, хедлейит. Bi_7Te_3 и цумоит BiTe.

Растворимость висмута в твердом теллуре составляет 0.005 ат.% Bi, растворимость теллура в твердом кристаллическом висмуте ~0.25 ат.% Te (Predel, 1992).

Изучение фазовых отношений проводилось закалочным методом. Синтез фазовых ассоциаций проводился из простых веществ методом сухого синтеза в вакуумированных ($\sim10^{-4}$ бар) ампулах из кварцевого стекла. Масса каждой ассоциации составляла в среднем 0.4 г. Температурная экспозиция (±0.1K) проводилась в горизонтальных трубчатых печах сопротивления в течение 30-120 суток с одним промежуточным перетиранием. Ампулы охлаждались либо на воздухе, либо путем быстрого погружения в холодную воду. Готовые фазовые ассоциации исследовались методом локального рентгеноспектрального микроанализа (электронный микроскоп TESCAN Vega II XMU) на полированных шлифах и методом рентгеновской порошковой дифрактометрии (Rigaku D/Max2200, излучение CuK_α, Fe фильтр). Дифрактограммы расшифровывались путем сравнения с данными БД Find It и PCPDFWIN.

В результате проведенных исследований было установлено, что в температурном интервале 350-550ºC фаза PtBiTe со структурой масловита не существует, что, вероятно, указывает на более низкую температуру ее образования (ниже 200ºC), либо на стабилизацию масловита примесью палладия. Были обнаружены пять твердых растворов (ss--$PtTe_2$, ss--$PtBi_2$, ss--PtTe, ss--Pt_3Te_4 и ss--Pt_2Te_3), образующихся путем замещения анионной части на третий компонент. Наиболее широкую зону гомогенности имеет твердый раствор ss-$PtTe_2$, структура которого, вероятно, отвечает структуре $PtTe_2$.

Установление фазовых отношений в области, богатой платиной, было осложнено низкой кинетикой, связанной с отсутствием жидких фаз, которые ускоряли бы приход системы к равновесию.

При температуре 550°C в системе было обнаружено 20 равновесных ассоциаций, из которых 8 являются трехфазными, а 12 – двухфазными (рис. 1).

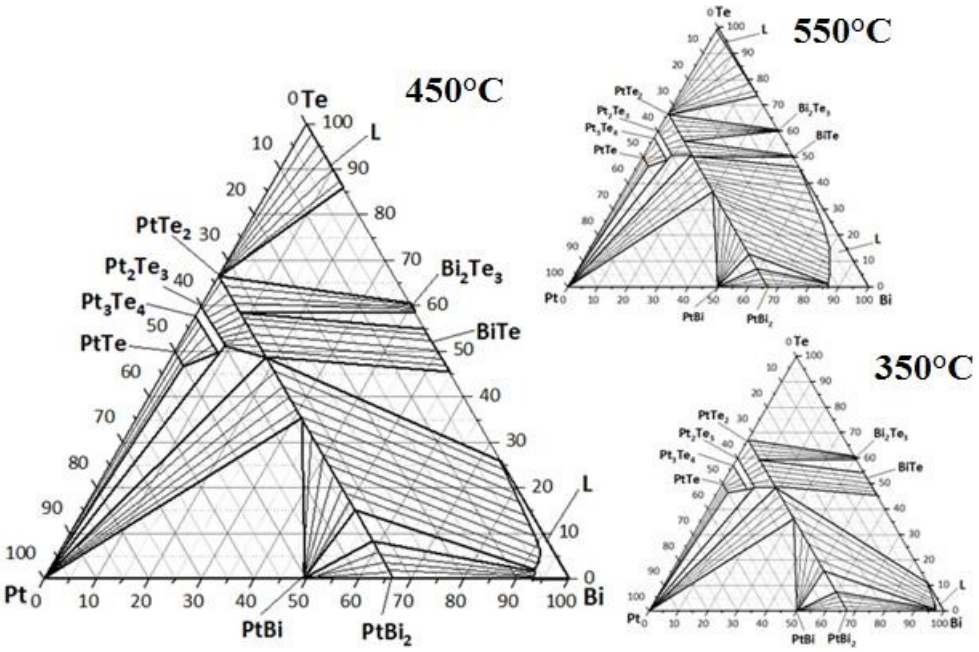


Рисунок 1. Изотермическое сечение фазовой диаграммы Pt-Bi-Te при 450, 550 и 350°C.

При понижении температуры фазовые отношения в системе качественно не меняются, меняется только состав равновесных фаз за счет уменьшения доли расплавов (с увеличением температуры доля расплавов увеличивается) и изменения областей гомогенности твердых растворов и бинарных соединений.

В системе присутствуют два двухфазных равновесия ss-$PtTe_2$ – Bi(L) и ss-$PtTe_2$ – Te(L), в областях которых можно получать кристаллы твердого раствора ss-$PtTe_2$ растворрасплавным методом.

Так, в рамках работы, были получены кристаллы ss-$PtTe_2$ раствор-расплавным методом из расплава висмута в градиентных условиях (примерный состав полученных кристаллов $Pt_{32.0\pm0.2}Te_{29.8\pm5.0}Bi_{38.2\pm3.7}$, рис. 2а) (Yan et al, 2017). Сущность метода заключается в следующем: в горячей области реакционного сосуда (температура 420°C), который представляет собой ампулу из кварцевого стекла, растворяются компоненты шихты (Pt – 5.063 мол.%, Bi – 87.935 мол.%, Te – 7.002 мол.%, общая масса ~20 г.) в расплаве висмута, затем за счет градиента концентраций происходит перенос растворенных компонентов в более холодную область сосуда (температура 378°C), где образуются кристаллы вследствие падения растворимости.

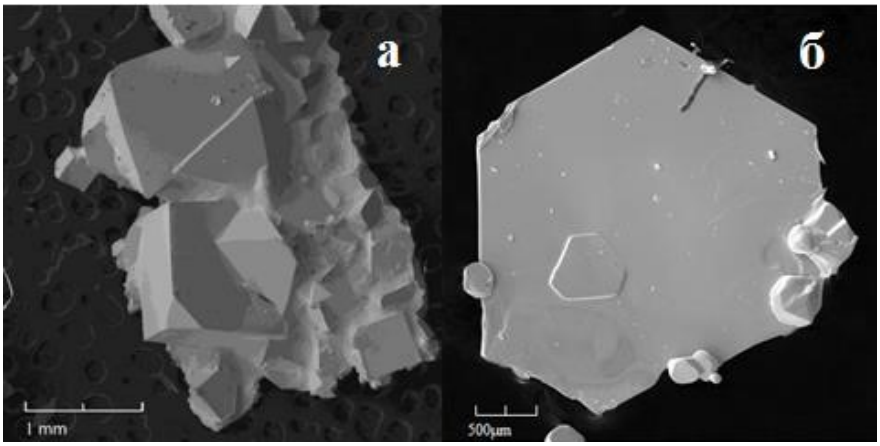


Рисунок 2. Электронные фотографии выращенных кристаллов $Pt_{32.0\pm0.2}Te_{29.8\pm5.0}Bi_{38.2\pm3.7}$ (а) и $PtTe_2$ (б)

Кроме кристаллов твердого раствора ss-PtTe2, раствор-расплавным методом были получены кристаллы PtTe2 (рис. 2б). В этом случае для создания пересыщения среды

использовали другой вариант раствор-расплавного метода, а именно метод испарения летучего растворителя, в роли которого выступал теллур (Fiechter et al, 1987). Сущность метода заключается в следующем: в горячей части ампулы (температура 700°C) в форме бумеранга происходит параллельное растворение компонентов шихты (Pt 5.08 масс.% (3.38 мол.%), Te – 94.92 масс.% (96.62 мол.%), общая масса ~1 г.) и испарение теллура с его последующей конденсацией в холодной части ампулы (температура 590°C). Вследствие ухода теллура из горячей области, в системе создается пересыщение и образуются кристаллы PtTe2.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-05-00938а.

Коваленкер В.А., Бегизов В.Д., Евстигнеева Т.Л., и др. // Геология рудных месторождений. 1979. Т. 21. № 3. С. 94–104.

Bos J.-W.G., Zandbergen H.W., Lee M.-H., Ong N.P., and Cava R.J. Structures and thermoelectric properties of the infinitely adaptive series (Bi2)m(Bi2Te3)n // Physical review B. 2007. Vol. 75(19). P. 1–9 (195203).

Bos J.-W.G., Faucheux F., Downie R.A., and Marchinkova A. Phase Stability, Structures and Thermoelectric Properties of the (Bi2)m·(Bi2Te3)n // Journal of Solid State Chemistry. 2012. Vol.

193. P. 13–18.

Brekbrick R.F. Characterization of phases in the 50-60 at.% Te region of Bi-Te system by X-ray powder diffraction patterns // Journal of Applied Crystallography. 1968. Vol. 1. P. 241–246.

Brese N.E. and Von Schnering H.G. Bonding Trends in Pyrites and a Reinvestigation of the

Structures of PdAs2, PdSb2, PtSb2 and PtBi2 // Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie. 1994. Vol. 620. P. 393–404.

Cenzual K., Gelato L.M., Penzo M., Parthé E. Overlooked trigonal symmetry in structures with monoclinic centred Bravias lattices; trigonal description of Li8Pb3, PtTe, Pt3Te4, Pt2Te3, LiFe6Ge4, LiFe6Ge5, CaGa6Te10 and La3.266Mn1.1S6 // Zeitschrift für Kristallographie. 1990. Vol. 193. P.

217–242.

Ellner M. On the crystal parameters of some representatives of the NiAs family containing platinum group metals and gold // Zeitschrift für Kristallographie. 2004. Vol. 219. P. 537–542.

Feutelais Y., Legendre B., Rodier N., Agafonov V.N. A study of the phases in the bismuthtellurium system // Materials Research Bulletin. 1993. Vol. 28. P. 591–596.

Fiechter S., Kühne H. M. Crystal Growth of RuX2 (X= S, Se, Te) by chemical vapour transport and high temperature solution growth. Journal of crystal growth. 1987. Vol. 83(4). P.517-522.

Kaiser M., Baranov A.I., Ruck M. Bi2Pt(hP9) by Low-Temperature Reduction of Bi13Pt3I7: Reinvestigation of the Crystal Structure and Chemical Bonding Analysis // Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie. 2014. Vol. 640(11). P. 2742–2746.

Kjekshus A. and Grønvold F. High Temperature X-Ray Study of the Thermal Expansion of PtS2, PtSe2, PtTe2 and PdTe2 // Acta Chemica Scandinavica. 1959. Vol. 13. P. 1767–1774.

Predel B. Bi-Te (Bismuth-Tellurium) In: Madelung O. (Ed.) B-Ba – C-Zr. Landolt-Börnstein – Group IV Physical Chemistry (Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology), Vol. 5b. Springer, Berlin, Heidelberg. 1992.

Shimazaki H., Ozawa T.C. Tsumoite, BiTe, a new mineral from the Tsumo mine, Japan // American Mineralogist. 1978. Vol. 63. P. 1162–1165.

Vymazalová A., Chareev D.A. Experimental aspects of Platinum-group minerals. – Chapter 10 in book: «Process-es and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas through Space and Time»; S.K.

Mondal and W.L. Griffin (eds.). Elsevier, 2018.

Yamana K., Kihara K., Matsumoto T. Bismuth Tellurides: BiTe and Bi4Te3 // Acta Crystallography and Crystal Chemistry. 1979. Vol. 35. P. 147–149.

Yan J. Q., Sales B. C., Susner M. A., McGuire M. A. Flux growth in a horizontal configuration: An analog to vapor transport growth // Physical Review Materials. 2017. Vol. 1(2). P. 023402.

Боросиликатный гигант - Дальнегорское месторождение датолитовых руд: геология, этапность и условия формирования продуктивных минеральных ассоциаций (Российская Федерация)

Елисеева О.А.[1], Раткин В.В.[1]

[1]*ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, okaras@yandex.ru*

Дальнегорское месторождение датолитовых руд находится в Дальневосточном регионе РФ, в 27 км от побережья Японского моря, в центре одноименного рудного района на юго-востоке Сихотэ-Алиня. Месторождение локализовано в западной части Таухинского террейна - субдукционной призмы раннемелового возраста. Складчатые комплексы субдукционной призмы образованы перемежаемостью толщ раннемеловых песчаников, юрско-триасовых кремнисто-глинистых пород океанического происхождения и микститов. Они перекрыты с резким угловым несогласием вулканическим чехлом поздний мел-палеоценового ВосточноСихотэ-Алинского вулканического пояса. В составе вулканического чехла доминируют турон-кампанские игнимбриты риолитового состава. Выше залегают лавы и туфы риолитов, дацитов и андезитов маастрихт-палеоценового возраста. Турон-кампанские интрузии в границах района на современном эрозионном срезе не вскрыты. Но широко распространены интрузии гранитоидов палеоценового возраста.

Центр Дальнегорского рудного района выражен как палеовулканическое поднятие с ядром в виде складчатых толщ аккреционной призмы в окружении поздний мел-палеоценовых вулканических депрессий кальдерного типа. Характерной особенностью района является обилие раннемеловых олистостромовых толщ с многочисленными олистолитами и олистплаками триасовых известняков.

Структурно месторождение проявлено как гигантская, объемом более 1.0 км^3, зона известковых скарнов, заместивших вертикально падающий олистолит триасовых известняков (фрагмент пластины протяженностью более 2 км, при мощности – до 500 м). На глубине около 1000м от современной поверхности (горизонт минус 800 м) тело известняков ограничено интрузией гранитов-адамеллитов.

Скарнирование в объеме месторождения проявилось дважды. На раннем этапе в теле известняков на глубине, ниже горизонта – минус 300 м, была образована гигантская колонна гроссуляр-волластонитовых скарнов. Выше этой колонны, в интервале 500-600 метров, реализовалось палеогидротермальное карстообразование. Известняки были пронизаны трубообразными ветвящимися каналами с горизонтальными сечениями полостей до 30 м. В результате разгрузки рудоносных гидротерм эти полости последовательно выполнялись минеральными агрегатами. Сначала их стенки были покрыты полосчатыми датолитволластонит-ферросилит-геденбергитовыми минеральными почками (Раткин и др., 1993). Потом на «слое» минеральных почек нарастали «короны» друзовых агрегатов с идеально ограненными кристаллами данбурита размером от 1-2 см до 0.5 м в поперечнике. В завершении гидротермального процесса полости выполнялись кварц-кальцитовым агрегатом. Однако внутренняя часть некоторых полостей оставалась полой. В эти полости вслед за завершением гидротермального процесса инъецировался базальтовый расплав с образованием магматических ядер. Обращенные в сторону полости кристаллы данбурита оказались в «базальтовой оправе». Инъекция базальтов, по данным K-Ar определений (Дубинина и др., 2011), произошла в позднем кампане (около 78 млн лет назад). Это время отвечает заключительному этапу формирования толщи игнимбритов приморской серии. В палеоцене колонна ранних гроссуляр-волластонитовых скарнов была «срезана» на глубине интрузией гранитов-адамелитов, 60.45±0.65 млн лет, по данным (Аленичева, Сахно, 2009). Следом, по данным Ar-Ar датирования

ортоклаза около 57 млн лет (Лейер, Раткин, 1997), были сформированы андрадит-геденбергитовые скарны с сульфидными рудами. При этом скарнообразование в объеме рудной залежи с данбуритом проявилось в полном цикле повторно. Ранние минеральные ассоциации, включая скопления данбурита, были преобразованы. Ранний волластонит, гроссуляр и геденбергит сохранили минеральную индивидуальность. Здесь поздние скарновые минеральные агрегаты андрадитгеденбергитового состава сформировали преимущественно прожилки, пересекающие тонкополосчатые датолит-волластонит-геденбергитовые почки и ранние скарны. Но данбурит не сохранился. Он был превращен в кварц-кальцитовый агрегат, где первичный минерал распознается только местами по скелетным формам кристаллов. Но там, где данбурит был в базальтовой оправе, были образованы полнотелые кварц-кальцит-ортоклаздатолит-аксинитовые псевдоморфозы, идеально сохранившие не только форму, но и данбуритовую штриховку на гранях. Первичный данбурит не был замещен только на крайнем северо-восточном фланге месторождения, в Левобережном карьере.

Ремобилизованный в процессе скарнирования бор был связан в поздних скарнах в форме датолита. Магматическое выполнение полостей претерпело гидротермальную переработку одновременно с ранним данбуритом. Отчетливо фиксируется замещение основной массы и микролитов базальтов ортоклазом, а также – замещение альбитизированного плагиоклаза кварцем, ортоклазом и геденбергитом.

С целью сопоставления условий формирования ранних (кампанских) и поздних (палеоценовых) минеральных ассоциаций Дальнегорского месторождения изучался микроэлементный состав раннего данбурита Левобережного и датолита из поздних андрадит-геденбергитовых скарнов Западного карьера.

Поздний датолит аномально обогащен относительно раннего данбурита ураном (в 191 раз) и иттрием (в 6.5 раз), но обеднен рубидием (в 2 раза), стронцием (в 69 раз), барием (в 4 раза) и цирконием (в 3 раза). Не менее контрастно отличия датолита и данбурита проявлены в содержаниях других редкоземельных элементов (REE). В датолите сумма содержаний REE достигает 40 г/т, в то время как для данбурита эта сумма - только 4 г/т. Отличия проявлены в содержаниях европия. Для данбурита характерен выраженный на спайдерграммах, нормированных к хондриту, европиевый минимум, а для датолита – отчетливый европиевый максимум.

Не менее контрастны отличия датолита и данбурита, проявленные в изотопном составе бора.

По данным определений (Раткин, Ватсон, 1993), при значениях $\delta^{11}B$ данбурита Левобережного карьера около +17.7‰, значения $\delta^{11}B$ датолита из поздних скарнов Западного карьера имеют крайне низкие значения (от -11.6 до -28.7 ‰).

По данным (Малинко и др., 1994), отличия датолита и данбурита проявлены также в отношениях $^{87}Sr/^{86}Sr$, при значениях 0.7098 и 0.7077 соответственно.

Исследования изотопного состава кислорода минералов показали, что значения $\delta^{18}O$ раннего данбурита варьируют от +2.5 до +3.2‰. Предшествующие отложению раннего данбурита волластонит и гранат (гроссуляр) демонстрируют значения $\delta^{18}O$ от -1.4 до +0.1‰ и +2.9‰ соответственно. Для минералов поздних скарнов характерны более низкие значения $\delta^{18}O$. Поздний датолит имеет $\delta^{18}O$ от -2.9 до +2.5‰. Кислород андрадита поздних скарнов также изотопно облегчен. Доминируют значения $\delta^{18}O$ около -2.0 ‰.

Термометрические и криометрические исследования индивидуальных флюидных включений в датолите показали, что продуктивная стадия позднего скарнообразования реализовалась при участии флюида с низкой концентрацией раствора (2.24÷0.18 мас. % экв. NaCl) в относительно узком диапазоне температур (150-208ºС). При снижении температуры минералообразующего раствора происходило снижение и его солености.

Принципиально иная динамика изменения солености раствора зафиксирована в отношении продуктивной стадии раннего этапа скарнообразования. Данбурит - главный минерал этой стадии, начал массово кристаллизоваться при температуре около 355-160 ºС из растворов с

низкой соленостью (от 2.9 мас % экв. NaCl), но по мере снижения температуры минералообразования происходил рост солености раствора. При температуре около 200 ºС концентрация раствора повышалась до 16.34 мас % экв. NaCl.

Различия датолита и данбурита проявляются также в составе минералообразующих растворов, закапсулированных во включениях. По данным исследований температур эвтектик хлоридные растворы во включениях в минералах содержат из числа катионов преимущественно кальций. В подчиненном количестве в данбурите присутствуют натрий ($T_{эвт.}$ = -43.7÷-64.2°С). Однако во включениях в датолите в катионной части растворов наряду с кальцием обнаруживается натрий, магний и литий ($T_{эвт.}$ = -48.5÷-70.5 °С). По нашим наблюдениям, для датолита характерно обилие минеральных микровключений ортоклаза (адуляра). Кроме того, по данным (Хетчиков и др., 1991), флюидные включения в датолите характеризуются присутствием калия в составе формирующих растворов. Это вполне определенно указывает на своеобразие минералообразующих растворов продуктивной стадии позднего этапа скарнирования.

Исследование газовой составляющей включений в боросиликатах с применением КРспектроскопии показало переменное присутствие углекислоты при постоянном наличии метана. В составе газовой фазы газово-жидких включений в данбурите, кроме CO_2, установлены CH_4 и H_2O. В датолите же - только CH_4.

Таким образом установлено. Дальнегорское боросиликатное месторождение образовано в два обособленных скарновых этапа. Формирование данбуритовых руд, ассоциированных с ранними гроссуляр-волластонитовыми скарнами, происходило в кампанское время при участии безсернистых флюдов магматического происхождения в среде с низкими значениями Ph и Eh раствора.

В позднем палеоцене, одновременно с формированием скарновых полиметаллических месторождений Дальнегорского района, в результате повторного скарнирования ранние данбуритовые руды Дальнегорского месторождения были переотложены в форме позднего датолита, ассоциированого с поздними андрадит–геденбергитовыми минеральми агрегатами. Кристаллизация датолита происходила при участии низкоплотных щелочных растворов с относительно высокой восстановленностью. Растворы позднего этапа скарнирования были интенсивно разбавлены метеорной составляющей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 16-05-00106

Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb датирование экструзивно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (Россия) // Доклады Академии наук. 2008. Т.419. №1. С. 217-221.

Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 65-82. Лейер П., Раткин В.В. Первоя прямое $^{40}Ar—^{39}Ar$-определение возраста скарнов Дальнегорского рудного района на юге Дальнего Востока России // Доклады Академии наук. 1997. Т. 352. №2. С. 222-225.

Малинко С.В., Лисицын А.Е., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические параметры формирования скарново-боросиликатного оруденения в активных континентальных окраинах // Записки ВМО. 1994. Ч.CXXIII. №4. С.10-19.

Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеанская геология. 1993. №6. С. 95-102.

Раткин В.В., Хетчиков Л. Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. Палеогидротермальный карст – важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С.97-108

Хетчиков Л.Н., Раткин В.В., Гнидаш Н.В., Киселев В.И. Флюидный режим формирования поздних продуктивных ассоциаций Дальнегорского боросиликатного месторождения. Владивосток. Изд-во: ДВО АН СССР, 1991. 27 с.

^{190}Pt – ^{4}He возраст сперрилита из зоны гипергенеза сульфидных руд Мончегорского расслоенного интрузива

Еременко Е.Г.[1], Якубович О.В. [1,2]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, st013196@student.spbu.ru*
[2]*ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, olya.v.yakubovich@gmail.com*

Среди многих формационных типов месторождений платиновых металлов широким распространением пользуются сульфоарсениды Pt, в частности, сперрилит (PtAs2). Этот минерал устойчив к процессам выветривания, что приводит к его накоплению в россыпях. Коренной источник россыпепроявлений минералов платиновой группы не всегда удается идентифицировать.

Сперрилит обладает высокой сохранностью радиогенного гелия (Якубович и др., 2015), следовательно, существует принципиальная возможность определить возраст платиноносных пород ^{190}Pt – ^{4}He методом (Шуколюков и др., 2012). Однако, чтобы убедиться в правомерности такого подхода необходимо проверить не перезапускается ли ^{190}Pt – ^{4}He изотопная система в сперрилите в процессе гипергенеза, который наиболее ярко проявлен в зоне окисления массивных сульфидных руд.

В качестве объекта исследований были выбраны руды Мончегорского плутона. В ходе изучения платинометалльной минерализации в зоне гипергенеза жильных сульфидных руд и руд донной залежи массивов Ниттис-Кумужья-Травяная методами энергодисперсионного микроанализа было выделено две основных группы минералов: первичные магматические минералы, в том числе и их реликты и гипергенные кислородные Pd-Pt соединения (Еременко, Петров, 2017). Одним из самых распространенных минералов в группе первичных был минерал сперрилит, который представляет собой идиоморфные кристаллы размером до 300 мкм.

С целью доказательства устойчивости радиогенного ^{4}He в сперрилите под влиянием гипергенных процессов было произведено определение возраста минералов ^{190}Pt – ^{4}He методом прямого изотопного датирования (Шуколюков и др., 2012). Данный метод применяется впервые для сперрилита раннепротерозойского возраста, а опубликованные работы по сперрилиту (Якубович и др., 2015) посвящены месторождению Кондер, с возрастом 122 ± 6 млн лет и месторождению Октябрьское, 242 ± 12 млн лет. Методика работ: изучение минералов платиновой группы производилось по отполированным кассетам (на основе эпоксидной смолы) с тяжелым концентратом руд. Кассеты изучались посредствам электронной микроскопии на настольном растровом электронном микроскопе-микроанализаторе HITACHI TM 3000. После чего, выбранные зерна извлекались из шайб, взвешивались на весах Sartorius ME 36S, заворачивались в танталовую фольгу и погружались в газовый масс-спектрометрический комплекс МСУ-Г-01М для определения концентрации радиогенного ^{4}He.

Ввиду кропотливости пробоподготовки и малого размера доминирующего количества зерен, на данном этапе исследования были получены результаты лишь по одному зерну сперрилита. Содержание платины в изученном зерне ~56 вес. %, его размер ~300 мкм, вес 0,071 ± 0,004 мг. Измеренное количество радиогенного гелия в сперрилите составляет 2,01 x 10^{-6} $см^3$, при уровне фона (холостой опыт по танталовой фольге) 1,44 x 10^{-7} $см^3$.

Ввиду маленького размера зерна при расчете ^{190}Pt – ^{4}He возраста были введены поправки на имплантированную и эджектированную компоненты.

Поправка на эджектированную компоненту вводилась по формуле (Farley et al., 1996):

$$P_{eject} = \pi \left(\lambda R^2 - \frac{1}{12} \lambda^3 \right) \rho_{sp} P_{4He}$$

где ρ_{sp} – плотность зерна сперрилита (10,58 г/см^3) (Mineralogical database, 2018); P_{4He} – количество атомов гелия образующегося в грамме сперрилита в год (г/год); λ – длина пробега образованного атома ^{4}He в этом минерале в см. Энергия α-распада ^{190}Pt – 3,18 ± 0,02 МэВ (Siivola, 1966). Используя программное обеспечение SRIM (Ziegler et al., 2010) мы рассчитали, что пробег α-частицы в сперрилите составляет 6,7 мкм. Радиус зерна рассчитывался исходя из его массы и плотности, форма аппроксимировалась сферой. Рассчитанная доля эджектированного ^{4}He в изученном зерне составляет ~4,1 %.

Поправка на имплантированную компоненту вводилась по формуле (Farley et al., 1996):

$$P_{impl} = \pi \left(\lambda R^2 - \frac{1}{12} \lambda^3 \right) \rho_h P_{4He}$$

где ρ_h – плотность вмещающих пород (г/см^3); P_{4He} – количество атомов гелия образующегося в грамме вмещающей породы в год (г/год); λ – длина пробега образованного атома ^{4}He в породе. Ввиду отсутствия данных по содержанию урана во вмещающих сперрилит сульфидных рудах, мы приняли концентрацию урана равной 70 нг/г (Th/U = 6), что соответствует измеренной концентрации этих элементов в пироксенитах из верхнего горизонта Мончегроского плутона (массивы Нюд-Поаз) (Pripachkin et al., 2015). Рассчитанная доля имплантированного ^{4}He в этом случае составляет ~16% . При этих расчетах плотность руд принималась равной 4,4 г/см^3, состав 50 % пирротин и 50 % халькопирит. Если принять концентрацию урана во вмещающей сперрилит породе близкой к мантийной (20 нг/г), то доля имплантированного гелия составит 4 %.

С учетом поправок на имплантированную и эджектированную компоненты ^{190}Pt – ^{4}He возраст сперрилита из зоны гипергенеза Мончегорского массива составляет 2010 ± 200 млн. лет. При этом значение возраста очень чувствительно к концентрации урана во вмещающей породе, так, для мантийных концентраций урана ^{190}Pt – ^{4}He возраст сперрилита 2285 ± 230 млн лет. Большая ошибка определения возраста (10 % отн.) связана с небольшим весом зерна (неточность определения массы).

В пределах ошибки измерения ^{190}Pt – ^{4}He возраст сперрилита близок к U-Pb возрасту становления массива, который варьирует в пределах 2507 ± 9 – 2493 ± 7 млн лет (Чащин и др., 2016). Это подтверждает высокую сохранность радиогенного ^{4}He в сперрилите даже в течение миллиардов лет, и то, что современные гипергенные процессы полностью не перезапускают ^{190}Pt – ^{4}He изотопную систему. А значит, основываясь на возрасте сперрилита из россыпепроявлений можно судить о времени формирования платиноносных пород. Важным следствием из этой работы является также то, что значение ^{190}Pt – ^{4}He возраста рассчитанное для небольших зерен сперрилита очень чувствительно к концентрации урана во вмещающей породе. Решением этой проблемы, возможно, является механическое удаление внешней каймы (~12 мкм), обогащенной избыточным ^{4}He, по аналогии с тем, как это делается при U-Th-He датировании апатита. А в случае, если это невозможно необходимо определять содержание урана и тория во вмещающей породе.

Для того чтобы ответить на вопрос о возможности ^{190}Pt – ^{4}He датирования по сперрилиту платиновой минерализации в раннепротерозойских массивах требуется провести дополнительные исследования.

Изготовление кассет на основе эпоксидной смолы производилось в лаборатории пробоподготовки и пробообработки ЦТСОП, СПбГУ. Исследования методами электронной микроскопии производились в ресурсном центре микроскопии и микроанализа (РЦММ) СПбГУ. Изотопный анализ МПГ на газовом масс-спектрометрическом комплексе производился в ИГГД РАН.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-35-00152.

Еременко Е.Г., Петров С.В.: О формах нахождения элементов платиновой группы в зоне гипергенеза жильных сульфидных руд (массив Ниттис, Мончегорский плутон) // Тезисы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ. 2017. С. 245–247

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А.: Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58 (1). С. 41–63

Шуколюков Ю. А., Якубович О. В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М.: Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов (190Pt–4He метод) // Петрология. 2012. Т. 20. №6. С. 545– 559.

Якубович О.В., Мочалов А.Г., Служеникин С.Ф.: Сперрилит(PtAs2) как 190Pt–4He геохронометр // Доклады академии наук. 2015. Т 462. №1. С. 1–4

Farley K.A., Wolf R.A., Silver L.T. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Т. 60. № 21. С. 4223–4229. Mineralogical database. 2018. https://www.mindat.org/min-3723.html

Pripachkin P., Rundkvist T., Miroshnikova Ya., Chernyavsky A., Borisenko E.: Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia // Min. Depos. 2016. Т.51. №8. С. 973-992.

Siivola A.: Alpha active platinum isotopes. California: Lawrence Radiation Laboratory Berkeley, 1966. 35 с.

Ziegler J.F., Ziegler M.D., Biersack J.P.: SRIM – The stopping and range of ions in matter // Nucl. Inst. Methods Phys. Res. B. 2010. Т. 268. № 11–12. С. 1818–1823.

Геохимические особенности карстовых и брекчиевых руд на месторождениях Надежда и Хвойное (Центрально-Алданский рудный район).

Желобанов М.А.[1], Попов А.К.[1]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, maksim7070@yandex.ru*

Месторождение Надежда и Хвойное расположены в пределах Нижнеякокитском рудном поле (Центрально-Алданский рудный район) на расстоянии 15 км друг от друга. Основное оруденение локализуется на контакте горизонтально залегающих доломитов унгелинской свиты нижнего кембрия и перекрывающих их юрских песчаников юхтинской свиты. В пределах рудного поля расположены зоны тектонических нарушений, контролирующих рудные залежи. Данная система тектонических нарушений принадлежит к зоне Эмельжанского регионального разлома, контролирующего размещение всех месторождений и рудопроявлений Нижнеякокитского рудного поля. С его поздней активизацией связана линейная рудоносность доломитов и сиенитовых даек (Леонтьев В.И., 2015). Месторождения по своей геолого-структурной позиции, вещественному составу руд и околорудных метасоматитов относится к куранахскому типу. Формирование объектов куранахского типа связано с дезинтеграцией и переотложением в карстовые полости терригенных юрских аркозовых песчаников и первичных руд – в основном пирит-адуляркварцевых метасоматитов, развивающихся по кембрийским карбонатным породам. Рудный материал, заполняющий карстовые полости, содержит щебнисто-глыбовые обломки в основном карбонатных пород, иногда песчаников и мезозойских даек, редко – первичных руд. Золотоносными являются коры выветривания сложного состава, в которых преобладают лимонит, каолинит, гидрослюды, калиево-натриевый полевой шпат и кварц. Золоторудные тела представляют собой залежи лентообразной, плащеобразной формы с сильноизвилистыми контурами, с раздувами и пережимами. Они приурочены к карстовым полостям неоген-четвертичного возраста и образуют цепочку, вытянутую в северо-западном направлении (320–340°) (Леонтьев В.И., 2015).

Вмещающими породами месторождений Надежда и Хвойное являются доломиты, По данным геологоразведочного бурения на месторождении Надежда под карстовой полостью были вскрыты крутопадающие минерализованные зоны, споровождающиеся дайками сиенит-порфиров раннемелового возраста. Основная масса внедрившихся даек сложена мелкими лейстами калишпата. Содержание кварца не больше 2-3%. Структура породы порфировая, а текстура трахитоидная. Контакт вмещающих пород и внедрившихся даек сиенитов не подвергался метаморфическим изменениям, лишь в некоторых местах прослеживаются тонкие мраморизованные зоны.

По данным геологоразведочного бурения на месторождении Хвойное отличительной чертой является отсутствие жильных образований, представленных дайками сиенит-порфиров. Для изучения процессов рудообразования золота было отобрано 14 проб карстового материала с месторождения Хвойное и 31 проба с месторождения Надежда, из которых 25 проб карстового материала и 6 проб из зоны брекчирования.

По результатам геохимического анализа проб, была проведена статистическая обработка данных, по итогам которого на месторождении Надежда была установлена значимая прямая зависимость золота с сурьмой и таллием в коре выветривания и в зоне брекчирования (Кирьякова, И.Г., 2012). Так как сурьма и таллий являются типичными халькофильными элементами по классификации В.М. Гольдшмидта, то их ассоциация с золотом в карстовом материале и зоне брекчирования являются аргументом о гидротермальном происхождении золота и связи с дайками сиенит-порфиров.

В том числе произведено сравнение кларков концентрации элементов в карстовых полостях обоих месторождений и брекчированной зоны месторождения Надежда с кларками этих же элементов во вмещающих породах. Было получено, что в карстовых полостях и в брекчированной зоне наибольшие концентрации образуют сурьма, талий и золото, что в сто раз больше кларка содержания этих же элементов в доломитах. Отсюда можно сделать вывод о том, что руды из карстовых полостей и брекчированной зоны являются родственными. Отличие карстового материала месторождений Надежда и Хвойное проявлено в разных значениях кларка концентрации серебра и ванадия. На месторождении Хвойное эти показатели в два раза выше.

По результатом корреляционного анализа на месторождении Хвойное связи золота с сурьмой и таллием не выявлено. Золото слабо коррелирует с никелем и тяжелыми лантаноидами, но минеральных фаз никеля на месторождении не обнаружено. По данным разведочного бурения под карстовыми полостями отсутствуют брекчиевые зоны, а также об этом свидетельствует отсутствие связи золота с халькофильными элементами.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что одним из поисковых признаков наличия брекчированных зон под карстовыми полостями на месторождениях Нижнеякокитского рудного поля является связь золота с сурьмой и таллием.

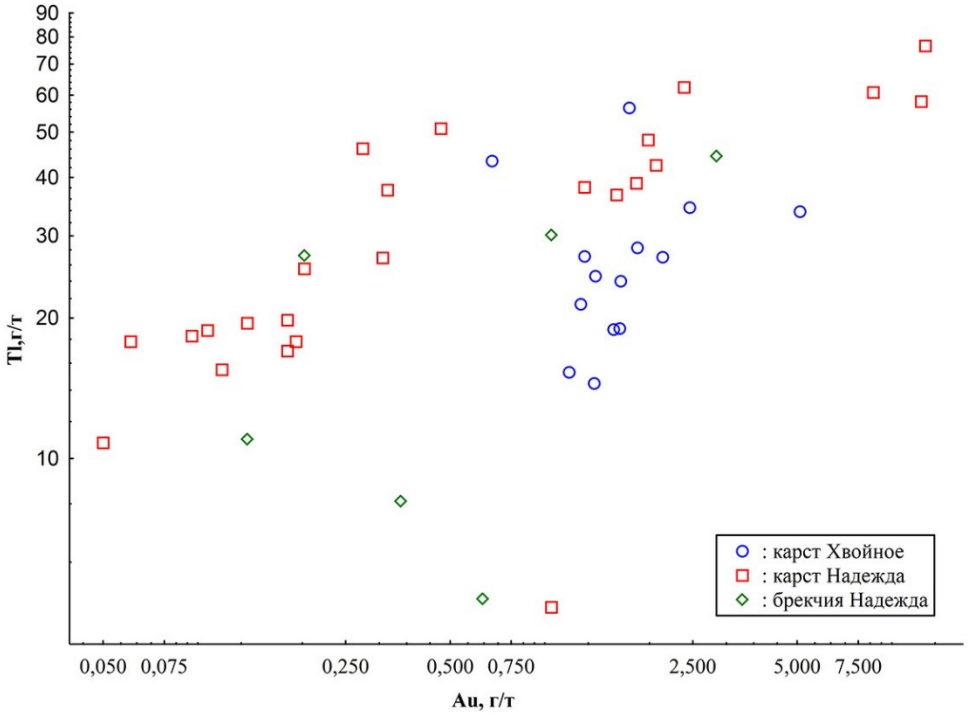


Рисунок. 1. Диаграмма рассеяния для таллия и золота.

Леонтьев В.И. Крутопадающие минерализованные зоны как возможные рудоподводящие структуры золоторудного месторождения «Надежда» (Центральный Алдан) // Вестник ИрГТУ. 2015. №2.

Кирьякова, И.Г. Статистические методы обработки экспериментальных данных, Спб., 2012

Лицевское рудопроявление урана Печенско-Аллареченского района Кольского региона

Забавчик Н.И.[1]

[1]*Апатитский филиал МГТУ, г. Апатиты, Zabavchik_n@mail.ru*

Печенгско-Аллареченский рудный район расположен в северо-западной части Кольского полуострова (простирается от Баренцева моря на севере и почти до реки Лотта на юге). На западе граничит с Норвегией и Финляндией. В пределах Печенгского-Аллареченского района Савицким А.В. (Савицкий и др, 1995) на основании наличия многочисленных рудопроявлений урана (около 40) был выделен Лицевский урановорудный район (рис. 1), который является одним из самых перспективных в Кольском регионе в отношении металлогении урана, что делает его изучение актуальным.

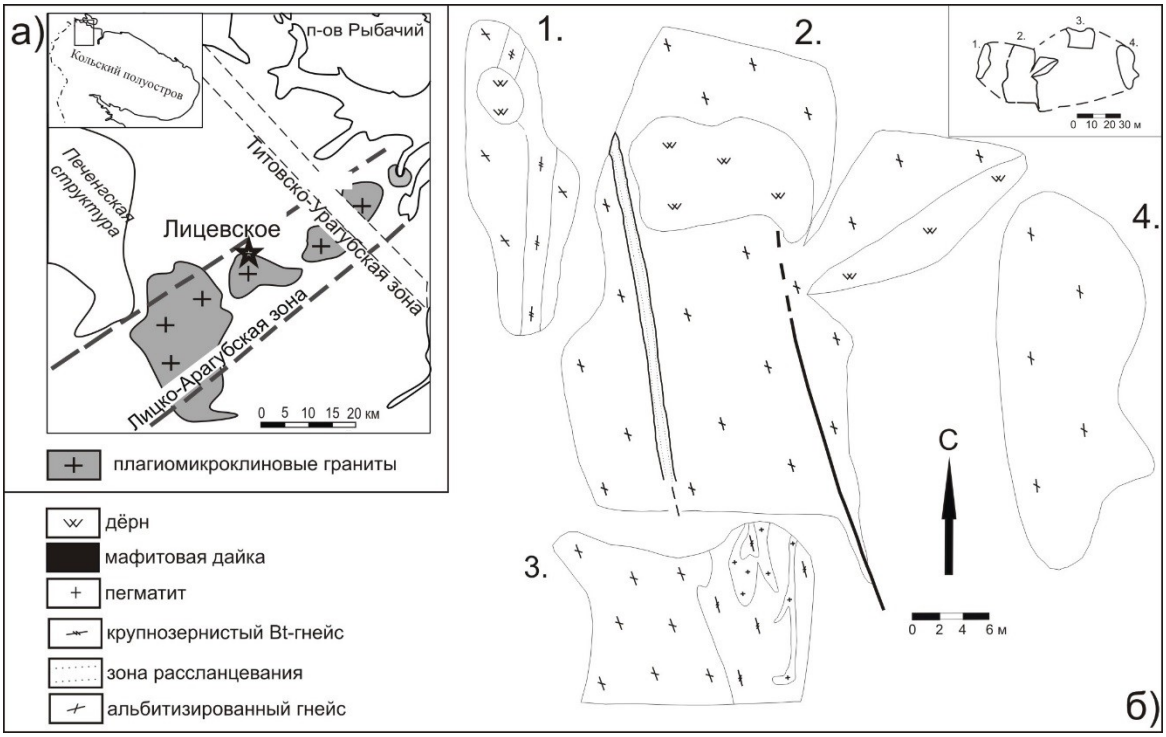


Рисунок 1. Схема Лицевского урановорудного района по (Савицкий и др., 1995) в пределах Кольского региона с местоположением Лицевского рудопроявления – а; геологическая карта-схема детального участка в пределах Лицевского рудопроявления – б.

В Лицевском районе выделено несколько разновозрастных типов урановой и сопутствующей минерализации (Савицкий и др., 1995), которая связана, в основном, со средне-низкотемпературными гидротермально-метасоматическими системами в разломных и сдвиговых зонах (Савицкий и др., 1995, Serov, 2011). Палеозойская минерализация Лицевского рудопроявления оценивается как наиболее представительная. Рудопроявление Лицевское располагается в пределах массива Лицко-Арагубских гранитов (рис. 1а), на северо-восточном экзоконтакте Лебяжинского массива, на пересечении Лицкого и Чептъяврского разломов в мигматизированных гнейсах Кольской серии, деформированных в субмеридианальные складки с падением крыльев 50°-60° (Serov и др., 2011). Складки пересекаются с согласными и

поперечными тектоническими разломами с крутым падением и шириной от 3-5 до 30 метров. Большинство разрывных нарушений отличается крутым падением: северо-восточные - на северо-запад, субширотные - на юг. В местах пересечения этих разрывных структур наблюдаются пологозалегающие тела, сложенные брекчиями по мигматизированным биотитовым гнейсам и лейкократовым гранитам (Савицкий и др., 1995). Рудопроявление было открыто в 1962 году и в период с 1973 по 1974 разрабатывалось «Невскгеологией» - проводились геологические и геофизические исследования, бурение, расчистки и изучение рудопроявления с помощью канав. Существуют исследования рудопровления Лицевское, согласно которым, рудные тела находятся в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах, заполняя разломные и брекчированные зоны, наблюдаемые на площади в 1,5 км (Савицкий и др., 1995). В основном, эти зоны представлены штокверками и независимыми линзовидными рудными телами.

Изохронный U-Pb-возраст уранового оруденения на Лицевском месторождении, определенный Андерсоном Е.Б. по настурану, составляет 370±20 млн. лет. (Савицкий др.,1995). На сегодняшний день, Лицевское рудопроявление считается наиболее перспективным в Лицевском районе (Serov, 2011; Афанасьева и др., 2009).

В ходе полевых работ, проведенных в августе 2018 года, нами была составлена геологическая карта-схема Лицевского рудопроявления, на которой были зарисованы геологическое строение и интрузивные тела. (рис. 1б). В пределах рудопроявления Лицевское по радиометрическим данным было выделено несколько типов аномалий. Первый тип аномалий связан с биотитовыми и полевошпатовыми гнейсами, а также кварцитами. Породы в разной степени мигматизированы. Наблюдаются радиоактивные аномалии до 1300 – 1500 мр/ч в биотитовых гнейсах, в то время как общий радиоактивный фон составляет 20-30 мр/ч. Второй тип аномалий связан с мелкозернистой мафитовой дайки, секущей вмещающие гнейсы. Ширина дайки изменяется от 30 до 60 см, а длина до 30 м; простирание дайки северо-западное, 345°-350°, угол падения 56°. Контакты с вмещающими гнейсами сильно окислены и рассланцованы. Наблюдается радиоактивная аномалия 1000-1200 мр/ч, приуроченная к контактам дайки с вмещающими породами. Третий тип аномалий отмечен в кварцевых жилах, секущих биотитовые гнейсы. Жилы простираются к северо- востоку - 60°, падение субвертикальное, имеют размеры от 25 до 40 см шириной и длиной до 20 м. В кварцевых жилах наблюдаются вкрапления темного минерала, предположительно уранинита, и показания радиометра в пределах жил крайне высокие – до 3000 мр/ч.

Согласно исследованиям (Савицкий и др., 1995, Serov, 2011) в пространственной локализации уранового оруденения исключительную роль играют структурные предпосылки. Урановая минерализации приурочена к пересечению разломных и сдвиговых зон, как к наиболее проницаемым участкам, которые создают благоприятные условия для рудоносных систем и рудной локализации. Изучение петрофизических свойств соседнего с Лицевским рудопровления Берегового (Каулина и др., 2018) показало, что показатель упругой анизотропии пород ($А_п$) имеет максимумы (наибольшая трещиноватость пород) на участках с повышенным радиоактивным фоном, хотя развития урановой минерализации на поверхности не наблюдается, она была вскрыта только скважинами. Зато распределение показателя анизотропии в образцах, отобранных ранее через урановое рудопроявление Дикое, наоборот, имело минимумы на участках урановых рудопроявлений, что связано, с нашей точки зрения, с залечиванием микротрещин при образовании урановой (и сопутствующей сульфидной) минерализации. Данные по флюидным включениям в кварце из пород участка Береговое показали, что с внедрением Лицко-арагубских гранитов возраста 1.75 млрд лет связано повышение солености флюида до 19 мас.% NaCl-экв., что считается благоприятным для привноса урана (Аведисян и др., 2017). Но CO_2 в газовой фазе флюидов практически отсутствует, и окончательного вывода о составе рудоносного флюида сделано не было.

Задача дальнейших исследований – провести сравнительный анализ петрофизических свойств пород и состава флюидных включений в кварце двух рудопроявлений – Берегового и Лицевского. Данные по образцам пород Лицевского рудопроявления, где урановая

минерализация выходит на поверхность, позволит определить состав ураноносного флюида и петрофизические свойства пород-коллекторов урановой минерализации.

Аведисян А.А., Каулина Т.В., Рябуха М.А., Томиленко А.А. Флюидные включения в кварце на урановых рудопроявлениях участка Береговое, Лицевский рудный узел // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. № 14. С. 56-58.

Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В., Липнер А.А., Серов Л.В. Ураноносность Кольского полуострова // Информационный сборник «Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов». М.: ВИМС. 2009. вып. 153. С. 18-26.

Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б., Металлогения урана Балтийского щита // Разведка и охрана недр. 2015. №10. С. 82-88.

Каулина Т.В., Ильченко В.Л., Аведисян А.А. Петрофизические свойства пород и распределение урана в Лицевском урановорудном районе Кольского полуострова // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 189-191. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.047

Савицкий А.В., Громов. А.Ю., Мельников Е. К., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995 №5. С. 403-416

Serov L. Métallogenèse de l'uranium dans la région de Litsa (Péninsule de Kola, Russie). Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). Soutenance publique le 24 juin 2011. Nancy. France. 166 p.

Генетическая модель формирования Тамуньерского золоторудного месторождения, Северный Урал

Замятина Д. А.[1]

[1]ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, d.zamyatina@gmail.com

Тамуньерское месторождение располагается на Северном Урале в восточном борту Тагильской мегазоны в пределах Ауэрбаховского вулкано-плутонического пояса (ВПП), протягивающегося на 2000 км от Среднего до Полярного Урала. Пояс сложен островодужными позднесилурийско-девонскими андезитоидными вулканогенноосадочными, вулканогенными и комагматичными им интрузивными формациями, с которыми генетически связаны Fe-Cu-скарновые, золото- и медно-порфировые и др. (Воронцовское, Новогоднее Монто, Петропавловское, Юньягинское, Сибилейское и др.) месторождения (Ожерельева и др., 2014). По современным представлениям этот пояс сформировался в режиме активной континентальной окраины в результате столкновения Тагильской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом (Язева и др., 1991). К настоящему времени сформированы модельные представления для ряда золоторудных месторождений, связанных со становлением Ауэрбаховского ВПП, в частности для Воронцовского (Мурзин и др., 2010; Murzin et al., 2017; Викентьев и др., 2016) и Петропавловского месторождений (Иванова, 2016; Викентьев и др., 2017). Собранные нами и имеющиеся в литературе обширные сведения о геологическом строении Тамуньерского месторождения, минеральном составе метасоматитов и руд, флюидном режиме формирования, источниках рудного вещества и рудоносного флюида (Замятина и др., 2014; 2015; 2018) создали предпосылки для построения генетической модели его формирования, ставшей целью данного исследования.

Тамуньерское месторождение входит в состав Турьинской структурной зоны. Для нее характерно чередование брахисинклинальных и брахиантиклинальных структур, к одной из которых – Тамуньерской (Бурмантовской) брахиантиклинали – приурочено месторождение. В геологическом строении месторождения доминируют раннедевонские вулканогенноосадочные образования Краснотурьинской свиты (D_1kr). Ядро Тамуньерской брахиантиклинали слагают ритмично слоистые, рассланцованные туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями известняков, туфогравелиты, туфоконгломераты (известковистые флишоиды), андезитовые порфириты и их туфы, субвулканические тела дацитов, риолитов и риодацитов. Краевые части брахиантиклинали сложены базальтами, их туфами, лавобрекчиями, туфоконгломератобрекчиями, в подчиненном количестве встречаются туфопесчаники, туфогравелиты и рифогенные известняки. По петрохимическому составу породы принадлежат к нормальному и умереннощелочному ряду. В пределах Тамуньерской брахиантиклинали расположен палеовулканический центр. Золото-сульфидное оруденение локализовано в северном экзоконтакте небольшого тела кварцевых диоритов Ауэрбаховского комплекса (Ковригина и др., 2007). Наиболее распространенными на месторождении являются субвулканические тела и малые интрузии, которые отнесены к тамуньерской толще нижнего девона. В его состав входят риолиты, риодациты, дациты и андезидациты первой фазы и порфириты основного состава и мелкозернистые, обычно подщелоченные долериты второй фазы.

Предыдущими нашими исследованиями (Замятина и др., 2014) установлено, что метасоматиты представлены пропилитами, березит-лиственитами и на завершении процесса, преимущественно по зонам тектонических нарушений, в березитах-лиственитах развиваются минералы аргиллизитов. Оруденение представлено вкрапленностью пирита I стадии и полисульфидной минерализацией II и III стадий, сопряженных с процессом

березитизациилиственитизации. Продукты II и III стадий представлены вкрапленностью сульфидов (пирита, сфалерита, галенита, блеклых руд, халькопирита, энаргита) и золота. Состав блеклых руд изменяется от теннантита (II стадия) к теннантит-тетраэдриту (III стадия).

Золото II стадии эволюционирует к низкопробному ртутистому электруму III стадии. Температурные условия формирования руд, определенные с помощью минераловгеотермометров, а также по газово-жидким включениям составляют 370-100º С и давление 0.10-1.10 кбар (Замятина и др., 2014). Рудообразование происходило из кислого раствора (pH менее 5) и фугитивности кислорода 10^{-37} до 10^{-42} бар, соответствующей промежуточным показателям окислительно-восстановительных условий гидротермального сульфидного рудообразования. Состав флюида по данным изучения флюидных включений описывается солевой системой NaCl±(CaCl, MgCl). Газовая компонента флюида представлена CO_2 и небольшим количеством N_2. В процессе эволюции флюида соленость понижалась от умеренно-соленой к низко-соленой (от 8,7 до 3,6 мас.% экв. NaCl). Изначально хлориднонатриевый флюид при остывании становился гидрокарбонатным.

Данные по изотопному составу минералов метасоматитов и руд Тамуньерского золотосульфидного месторождения приведены в работе (Замятина, Мурзин, 2018). Рассчитанный для Тамуньерского месторождения изотопный состав углерода и кислорода углекислоты флюида в равновесии с карбонатом (Zheng, 1999), составивший $\delta^{13}C_{CO2}$= -1.1-1.8‰ и $\delta^{18}O_{CO2}$= 23.2-26.1‰, в полной мере соответствует изотопному составу известняков морского происхождения ($\delta^{13}C$=0-5‰ и $\delta^{18}O$= 20-30‰). Аналогичные расчеты изотопного состава кислорода воды в равновесии с карбонатом и кварцем (Zheng, 1993) $\delta^{18}O_{H2O}$=5.1-10.5‰, напротив, сходны с составом воды глубинного магматического резервура ($\delta^{18}O$= 6-10‰).

Вариации значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ карбоната метасоматитов и прожилков составляют от 0.70331 до 0.70538, что близко к источнику глубинного происхождения, однако вклад коровой составляющей достаточно весом.

Изотопный состав серы сульфидов березитизированных вулканогенно-осадочных пород и руд Тамуньерского месторождения варьирует от -7.5 до 12 ‰. Изотопный состав серы пирита березитов-лиственитов близок к сере глубинного происхождения, отклоняясь от нее в отрицательную область, по-видимому, за счет вовлечения биогенной осадочной серы. Пирит в кварц-карбонатных и карбонат-баритовых прожилках имеет облегченный изотопный состав серы ($\delta^{34}S$ = -4.4…-7.5 ‰). Это облегчение является следствием вывода тяжелой серы H_2S флюида при ее окислении до сульфатного состояния и фиксации ее в барите и, соответственно, обогащения легкой серой раствора, из которого кристаллизуется пирит в прожилках. Наиболее тяжелая сера ($\delta^{34}S$ =12‰) зафиксирована в единичном определении изотопного состава пирита пострудного кварцевого прожилка, что обусловлено, вероятно, смешением глубинной и сульфатной серы.

Соотношение изотопов свинца в галените Тамуньерского месторождения варьирует в пределах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – 17.668 - 17.743, $^{207}Pb/^{204}Pb$ – 15.473 - 15.499 и $^{208}Pb/^{204}Pb$ – 37.442 - 37.547, что по модели Доу-Зартмана, близко к мантийному источнику.

Данные по изотопному составу минералов метасоматитов и руд свидетельствуют об участии в рудообразовании двух резервуаров вещества – породного и флюидного (металлоносные магматогенные флюиды). Формирование рудообразующего флюида соответствует модели взаимодействия и изотопного уравновешивания глубинного магматогенного флюида с карбонатами морского происхождения при соотношении вода – порода около 1, а также вовлечения серы вулканогенно-осадочных пород (Замятина, 2018).

Разработанная нами модель формирования Тамуньерского месторождения приведена на рис. 1. Становление вулкано-плутонического пояса началось в раннем девоне, когда проявляется активный вулканизм с накоплением отложений андезито-базальтовой формации. В среднемпозднем девоне произошло внедрение в вулканогенно-осадочную толщу интрузии, относящейся к Ауэрбаховскому комплексу, а на более высоких горизонтах – субвулканических тел порфировых дацитов. Внедрение интрузии сопровождалось тектоническими деформациями и проникновением глубинного флюида в вулканогенноосадочные породы вдоль разломов.

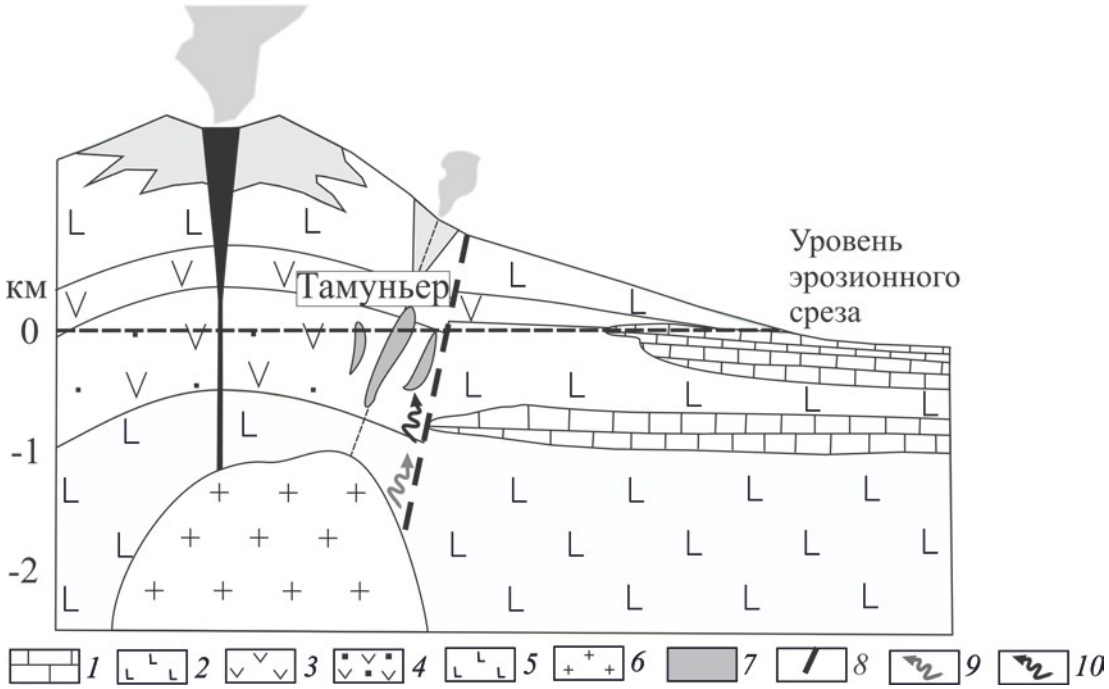


Рисунок 1. Модель формирования Тамуньерского месторождения.

1 – известняки (D_2); 2 – порфириты базальтовые и их туфы (D_1); 3 – порфириты андезитодацитовые и их туфы (D_1); 4 –туфы базальтового и андезитового состава, песчаники, известково-глинистые сланцы, туффиты (D_1); 5 – вулканогенные комплексы основания Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса (O – S_1); 6 – интрузии габбро-диоритгранитов ауэрбаховского комплекса; 7 – субвулканические тела порфировых дацитов (D_1); 8 – тектонические нарушения; 9, 10 – рудоносный флюид (9 - исходный магматический, 10 – магматический после взаимодействия с вулканогенно-осадочными породами).

Исходный глубинный магматогенный флюид имел хлоридно-натриевый состав, относительно невысокую соленость (от 8.7 до 3.6 мас.% экв. NaCl) и содержал компоненты с мантийными изотопными метками - H_2S, Sr, Pb, а также, вероятно, и основные рудные компоненты Fe, Cu и Au.

Магматогенный флюид в процессе подъема к поверхности взаимодействовал с породами вулканогенно-осадочной толщи, извлекая из них петрогенные и рудные компоненты, в том числе CO_2 ($\delta^{13}C_{CO2}$= -1.1…1.8‰ и $\delta^{18}O_{CO2}$= 23.2-26.1‰), S, Sr и Au. Формирование рудообразующего флюида соответствует модели взаимодействия и изотопного уравновешивания глубинного магматогенного флюида с карбонатами морского происхождения при соотношении W/R около 1. Экранами для растворов послужили субвулканические тела дацитов. В качестве зоны разгрузки выступили зоны рассланцевания в вулканогенно-осадочных породах и их проницаемые контакты с субвулканическими телами. Здесь породы были подвергнуты метасоматическим изменениям березитлиственитового типа и сформированы пиритовые руды первой стадии, при температуре 370°-210°С. Полиметаллические руды второй стадии развились при условиях 350°-190°С.

Богатые рудные тела третьей стадии пространственно сопряжены с глубинным разломом, и образовались благодаря постоянно действующим потокам рудоносных растворов, при снижении температуры до 180°-110°С. При остывании растворов формировались ореолы аргиллизитов. По данным газовой хроматографии, изначально хлоридно-натриевый флюид при остывании становился гидрокарбонатным.

Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. 2016. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть. 206 с.

Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамов В.Д.,

Выхристенко Р.И., Хубанов В.Б., Трофимов А.П., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.

Замятина Д.А., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Варламов Д.А., Замятин Д.А., Ким Л.П., Горева А.А., Викентьев И.В. Минералогия, геохимия и физико-химические условия формирования Тамуньерского золоторудного месторождения, Северный Урал // Литосфера. 2014. № 6. С. 102-117.

Замятина Д.А., Мурзин В.В., Гараева А.А. Флюидный режим формирования

Тамуньерского золотосульфидного месторождения (Северный Урал) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2015. Т. 6. № 246. С. 3-6.

Замятина Д.А., Мурзин В.В. Источники вещества и рудоносного флюида при формировании Тамуньерского золото-сульфидного месторождения, Северный Урал // ДАН. 2018. Т. 478. № 4. С. 456-458.

Иванова Ю. Н. Условия локализации и минералого-геохимические особенности

Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал). Дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. 2016. Москва. 151 с.

Ковригина Е. К., Брадучан Ю.В., Волобуев Е.А. и др. Объяснительная записка к

Государственной геологической карте РФ масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение), лист P41 Ивдель. 2007. СПб: ФГУП ВСЕГЕИ.

Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66-73.

Ожерельева А. В., Арифулов Ч. Х., Арсентьева И. В. Золотоносность Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса (Северный, Приполярный, Полярный Урал) // Отечественная геология. 2014. № 2. С 4-19.

Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Геодинамика и металлогения восточной палеоконтинентальной окраины и краевых вулкано-плутонических поясов Урала. Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР. 1991. С. 43-45

Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model // Ore Geology Reviews. 2017. T. 85. P. 271-298.

Ohmoto H., Rye R.O. Geochemestry of Hydrothermal deposits. 1979. P. 509-567.

Zheng Y.F. Geochemical Journal. 1999. T. 33. P. 109-126.

Элементы-примеси в пирите Мутновского Au-Ag-полиметаллического месторождения (Южная Камчатка) по данным LA-ICP-MS

Зобенько О.А.[1], Абрамова В.Д.[2], Округин В.М.[1], Философова Т.М. [1], Яблокова Д.А.[1]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, zobenko.olesya@yandex.ru,*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*

Мутновское золото-серебро-полиметаллическое месторождение (МЗСПМ) – крупнейший рудный объект Южно-Камчатского горнорудного района. Оно расположено в области сочленения южной части Центрально-Камчатского вулканического пояса с ВосточноКамчатским (Карта…, 1999). В структурном отношении оно приурочено к МутновскоАсачинскому вулканогенно-рудному металлогеническому центру магматической и гидротермальной деятельности, продолжающейся с миоцена по настоящее время (Василевский, 1977). Мутновское месторождение относится к вулканогенным полиметаллическим (комплексным) (Округин и др., 2010). По геолого-структурным особенностям, возрасту формирования, морфологии и размерам рудных тел, текстурноструктурным и минералого-геохимическим особенностям руд обнаруживает удивительное сходство с крупнейшим комплексным свинцово-цинковым месторождением Японии – Тойоха (о. Хоккайдо) и входит в число перспективных источников Au, Ag, In, Cd, Pb, Zn, Cu Камчатского края (Округин и др., 2006).

Главная рудная зона – Определяющая – объединяющая стволовую жилу и многочисленные оперяющие маломощные жилы и прожилки, почти по центру пересекает все рудное поле в субмеридиональном направлении. В пределах рудной зоны выделяются два фланга – Северный и Южный, отличающиеся минеральными типами оруденения (Takahashi et al., 2006). Северный фланг представлен малосульфидными золото-кварцевыми с адуляром и карбонатом рудами. Южный – сульфидно-полиметаллическими, сложенными сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, сульфосолями сурьмы, мышьяка, теллура и серебра, теллуридами золота и серебра с кварцем и серицитом (Округин и др., 2006).

Руды месторождения отличаются многообразием комбинированных текстур – полосчатые, кокардовые, прожилковые, вкрапленные, массивные, брекчиевые и их различные сочетания, что обусловлено сложностью и многостадийностью их формирования. Минеральный состав разнообразен при большом диапазоне вариаций содержаний элементов-примесей в минералах. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит; второстепенные – халькопирит, блеклые руды, марказит и алабандин. Пирит отличается удивительным разнообразием форм выделений – от единичных идиоморфных кристаллов до дендритовидных агрегатов причудливой формы в тесных срастаниях со сфалеритом и блеклыми рудами. Пирит по данным многолетних детальных минералого-геохимических исследований, с применением рентгеноспектрального микрозондового анализа EMPA (Camebax 244) характеризуется примитивным спектром элементов-примесей, типичным для вулканогенной гидротермальной жильной комплексной полиметаллической минерализации Камчатки. Это - As, Pb, Cu, Zn. В данном сообщении представлены результаты изучения сульфидно-полиметаллических руд южного фланга зоны Определяющая с помощью аналитической сканирующей электронной микроскопии (SEM) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS).

Исследования методами: - аналитической SEM проводились в лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН на сканирующем электронном микроскопе Vega III Tescan с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 50 mm^2; - LA-ICP-MS в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН с помощью квадрупольного

массспектрометра Thermo X Series 2 с системой лазерного пробоотбора New Wave UP213. Вскрытие зерен производилось профильной абляцией с диаметром луча лазера 40 мкм со скоростью 5 мкм/сек. В качестве внутреннего стандарта использовался Fe^{57}, исходя из стехиометрии пирита, в качестве внешнего – MASS-1 (USSG). Полученные данные обрабатывались в приложении Iolite к программе IgorPro.

С помощью SEM установлены две разновидности пирита различных по химическому составу: - однородный близкий к стехиометричному (Fe 45.59-47.52; S 52.07-53.91); - неоднородный, как правило, зональный. Химическая неоднородность (зональность) обусловлена локальным концентрированием в отдельных зонах размерами первые микроны таких элементов-примесей, как мышьяк (0.4-6.75 вес.%), медь (0.77-2.33 вес.%) и цинк (0.61.21 вес.%). Так отдельные, как правило, идиоморфные кристаллы отличаются классической зональностью центрального типа, подчеркивающей грани роста.

С помощью LA-ICP-MS установлено: - концентрации изотопов V^{51}, Co^{59}, Ni^{60}, Se^{77}, Te^{125}, In^{115} и других ниже предела обнаружения; - подтверждены примеси As, Cu, Zn (содержания варьируют от 704,88 до 13937,4 ppm, от 47,53 до 2242,8 ppm, от 24,56 до 1164,12 ppm, соответственно). Впервые установлены такие элементы, как Mn (3,26-160,2 ppm), Sb (2,46287,29 ppm), Cd (2,3-40,58 ppm), Au (0,2-12,44 ppm), Ag (3,79-347,1 ppm).

Наблюдается тенденция положительной связи концентраций мышьяка с золотом и серебром, меди с сурьмой, цинка с медью (рис. 1, 2). Отрицательные корреляции имеют марганец и медь. Содержания кадмия не коррелируются с другими элементами.

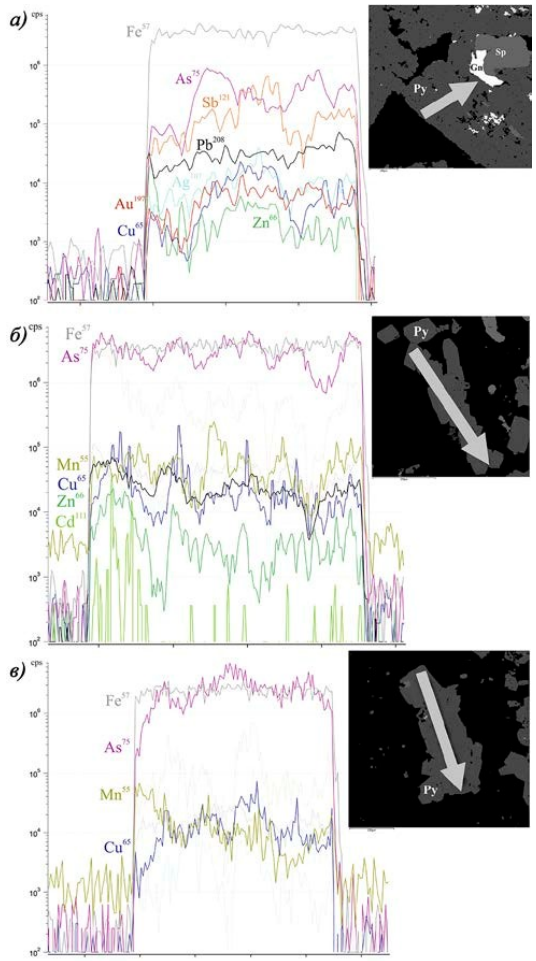


Рисунок 1. Распределение элементов-примесей в пирите Мутновского месторождения. Py – пирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит. Cps - импульсы в секунды.

Стрелками показано направление профилей лазерного проотбора. Фото BSE SEM Vega III Tescan.

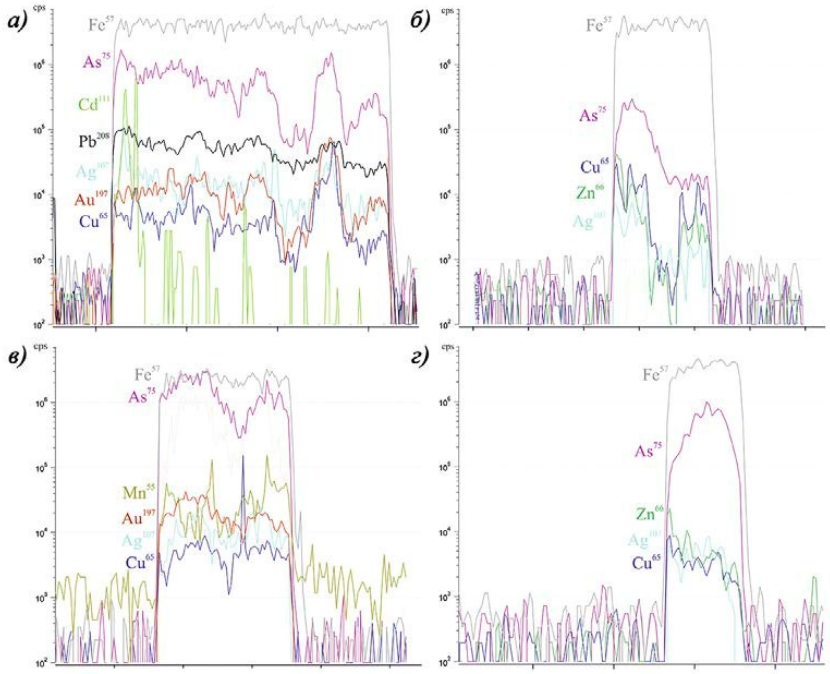


Рисунок 2. Распределение элементов-примесей в пирите Мутновского месторождения.

Cps - импульсы в секунды.

Таблица 1. Предельные и средние содержания (ppm) микроэлементов в пирите Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения по данным LA-ICP-MS (n – количество измерений).

	Mn	Cu	Zn	As	Ag	Cd	Sb	Au	Pb
Участок 1, n=4									
min	<ПО	47,53	144,18	704,88	19,97	<ПО	38,45	0,66	189,04
max	8,54	534	240,3	3791,4	39,52	5,98	89,18	2,12	501,96
Сред.знач.	-	284,32	216	2408,34	31,69	-	58,6	1,61	342
Участок 2, n=5									
min	<ПО	54,47	54,47	646,14	20,61	<ПО	51,8	0,65	277,68
max	6,57	790,32	1105,38	6034,2	73,69	40,58	107,33	10,84	1003,92
Сред.знач.	-	239,34	329,9	3159,1	42,4	-	74,1	3,6	641,9
Участок 6, n=2									
min	<ПО	53,4	49,13	854,4	3,79	-	13,56	0,18	57,14
max	12,82	65,15	74,76	8437,2	20,19	-	77,96	2,31	226,42
Сред.знач.	-	59,3	61,9	4645,8	11,99	-	45,76	1,2	141,78
Участок 16, n=5									
min	52,87	379,14	203,45	6301,2	44,75	<ПО	47,53	5,34	129,23
max	88,64	2242,8	1164,12	16607,4	157	14,42	287,29	9,08	736,92
Сред.знач.	74,1	907,8	380,1	11929,6	73,24	-	126,77	7,84	316
Участок 20, n=2									
min	54,47	408,51	453,9	9825,6	69,42	4,01	81,7	8,49	200,25
max	152,19	1190,82	784,98	15219	347,1	4,06	105,2	11,69	205,59
Сред.знач.	103,33	799,67	619,44	12522,3	208,26	4,035	93,45	10,09	202,92
Участок 21, n=3									
min	16,71	672,84	133,5	9612	36,31	<ПО	24,03	6,03	45,92
max	50,73	891,78	598,08	18743	84,37	3,26	62,48	9,51	256,32
Сред.знач.	31,9	786,76	318,62	14097,6	60,52	-	46,46	7,51	121,93

Таким образом, пирит Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения по данным электронной микроскопии характеризуется наличием таких элементов-примесей, как As, Cu и Mn. По данным более чувствительного метода – масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой с лазерным проотбором – были установлены также повышенные содержания Zn, Sb, Cd, способных входить в структурную решетку пирита, и Au, Ag, Pb, что может быть объяснимо наличием мельчайших микровключений других минералов.

Василевский М.М. Вулканогенно-рудные пояса и центры // Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. С. 86–95.

Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1: 500 000. Краткая пояснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализаций и ореолов рассеяния полезных ископаемых // Главные редакторы: Литвинов А.Ф., Патока М.Г. (Камчатгеолком), Марковский Б.А. (ВСЕГЕИ). Петропавловск-Камчатский: Изд-во СП КФ ВСЕГЕИ, 1999, 560 с.

Округин В.М. Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006, кн. 1. С. 712-716.

Округин В.М., Андреева Е.Д., Ким А.У., Пузанков И.М., Шишканова К.О., Матсуеда Х., Оно Ш., Такахаши Р., Ватанабе К. Вулканогенные гидротермальные месторождения зоны перехода континент-океан (Камчатка, Япония) // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. Материалы XXI Междунар. конф. М.: МГУ. 2010. С. 47-48.

Петренко И.Д. Золото-Серебряная Формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1999. 116 с.

Takahashi R., Matsueda H., Okrugin Victor M., Shuji Ono. Polimetallic and Au-Ag mineralization at the Mutnovskoe deposit in South Kamchatka // Resource Geology. 2006.V. 56. № 2. P. 141-156

Роль MapInfo при изучении оксидных руд Тихого океана

Иванов В.В.[1]

[1]*АО «Южморгеология», г. Геленджик, geolog_ivanov@mail.ru*

АО «Южморгеология» (ранее Государственный научный центр «Южморгеология») имеет колоссальный опыт исследования океанической руды, локализованной в виде полиметаллических железомарганцевых конкреций (ЖМК) абиссальных котловин провинции Кларион-Клиппертон и кобальтомарганцевых корок (КМК) гайотов Магеллановых гор. По результатам многофункционального комплекса геологоразведочных работ (ГРР) накоплен и продолжает расширяться гигантский объем информации, нуждающейся в хранении, систематизации, анализе и преобразовании ее до вида конечного продукта – картографических материалов. Профессиональные характеристики и возможности ГИС-пакета MapInfo позволяют решать вышеперечисленные задачи на стадии от прогнозирования рудных объектов на дне океана до подсчета запасов месторождений. Ранее (Юбко и др., 2001; Юбко и др., 2003) рассматривалась тема информационного обеспечения научно-исследовательских и геологоразведочных работ по изучению и освоению минеральных ресурсов Мирового океана. В этих публикациях акцентировали внимание на автоматизированные базы данных описываемого вида полезного ископаемого, создание которых способствует поиску ответов на вопросы универсализации геологической и информационной основ.

Использование графического продукта MapInfo является неотъемлемой частью при проведении дистанционных и контактовых методов изучения оксидных руд. В геоинформационную среду посредством специальных процедур переводятся результаты батиметрической и акустической съемок, заносятся «сырые» данные фототелевизионного профилирования и донного опробования с применением различных геологических инструментов. На следующем этапе происходит обработка полученных материалов с учетом данных предшествующих работ, окончательная их интерпретация, увязка и обобщение морских, лабораторных и литературных материалов с целью составления карт и схем геологического содержания. Каждое графическое приложение, подготовленное в MapInfo, имеет многослойную структуру, атрибутивные таблицы и координированные данные. Таким образом, весь комплект цифровых карт доступен для совместной обработки с другой геолого-геофизической информацией самого различного характера.

Программный продукт MapInfo необходим в каждом звене цепочки «написание проекта → полевые работы → защита отчета → сдача материалов Заказчику» при ГРР на ЖМК и КМК на площади Российского разведочного района в Тихом океане в соответствии с контрактными обязательствами перед Международным органом по морскому дну.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтракта № 38/01/101-3.

Юбко В.М., Лыгина Т.И., Горелик И.М. Автоматизированная база данных «Железомарганцевые конкреции Мирового океана». Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана // Сборник научных трудов. НИПИокеангеофизика. Геленджик. 2003. С. 47 – 60.

Юбко В.М., Лыгина Т.И., Горелик И.М. Геоинформационная система “Твердые полезные ископаемые Мирового океана” // В сб. Мировой океан: Минеральные ресурсы Мирового океана, Арктики и Антарктики. вып. 3. М. ВИНИТИ. 2001. С. 181-190.

Нестандартный путь эволюции Тургинского массива редкометальных гранитов в Восточном Забайкалье

Иванова А.А.[1]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, st022316@student.spbu.ru*

На территории Восточного Забайкалья известны четыре массива амазонитсодержащих литий-фтористых гранитов. С двумя из них связаны промышленные месторождения тантала, третий потенциально рудоносен. Среди них выделяется Тургинский массив редкометальных гранитов, безрудный на танталовое оруденение.

Тургинский полиформационный интрузив сложен двумя пространственно совмещенными мезозойскими комплексами пород: шахтаминским монцодиорит-гранодиорит-гранитового состава и кукульбейским гранит-лейкогранитового состава. В рамках последнего нами выделяются три фазы внедрения: порфировидные биотитовые граниты (ранняя фаза), протолитионитовые граниты (вторая, главная фаза), амазонитовые Li-F граниты (завершающая фаза). Отличительной чертой Тургинского массива является пространственная связь Li-F амазонитовых гранитов с предшествующим этапом магматизма. Сопоставление составов пород и путей эволюции изучаемых массивов Li-F гранитов проводилось на разных уровнях исследования: породном, минеральном и расплавном. Различия установлены в составе материнских гранитов, путях развития, полноте дифференциации редкометальной системы. Общий ход эволюции состава редкометальных гранитов всех рассматриваемых массивов характеризуется традиционным уменьшением фемичности, основности, накоплением литофильных элементов.

Следует отметить, что исходные материнские биотитовые граниты для всех массивов характеризуются петрохимическим сходством, в то время как в уровнях концентрации редких элементов и фтора фиксируется заметное различие. Так, в биотитовых гранитах ранней фазы Тургинского массива по сравнению с биотитовыми гранитами рудоносных массивов прослеживаются изначально меньшие концентрации редких щелочных элементов и фтора при сходном содержании ниобия и тантала. Особого внимания заслуживает то обстоятельство, что эти отличия находятся в согласии с оценкой состава расплава при изучении гомогенизированных стекол расплавных включений. Расплавы рудоносных массивов характеризуются более высокими концентрациями лития, бора. В тургинском расплаве, напротив, установлено заметно повышенное содержание урана, тория, редкоземельных элементов, накопление которых прогрессирует в процессе фракционирования.

Аномальное развитие процесса эволюции выражается, прежде всего, в резком повышении температуры кристаллизации пород на этапе формирования главной фазы (Иванова, Сырицо, 2016; 2018). Этот процесс сопровождается накоплением в породах ассоциации тугоплавких элементов – (Zr, Hf, РЗЭ, U, Th), что противоречит классической схеме фракционирования плюмазитовых Li-F систем. Изменение условий среды минералообразования в сторону высокотемпературного режима с повышением щелочности подтверждается активным развитием специфического процесса двойникования циркона в протолитионитовых гранитах (Иванова и др., 2018). На минеральном уровне аномалия проявляется также в существенном возрастании железистости слюд. Другой важной особенностью Тургинского массива является резкий сброс стронция в протолитионитовых гранитах при отсутствии накопления рубидия, что контрастно отличается от плавного линейного для рудоносной системы тренда в координатах Rb-Sr. На уровне рассмотрения петрогенных элементов ряд дифференциатов пород от первой фазы к третьей демонстрирует возрастание кремнекислотности при сохранении глиноземистости и небольшом возрастании суммы щелочей (Иванова, Сырицо, 2018). Для рудоносных Li-F систем

Восточного Забайкалья, напротив, установлено уменьшение кремнекислотности, возрастание глиноземистости и большее суммарное содержание щелочей в конечных дифференциатах (Сырицо, 2002; Зарайский и др., 2009). По ряду признаков допустимо говорить о неполноте фракционирования расплава в пределах Тургинского массива. Ряд эволюции слюд здесь завершается циннвальдитом, в то время как для поздних дифференциатов рудоносных Li-F систем характерен лепидолит. На геохимическом уровне отличие амазонитовых гранитов Тургинского массива выражается в меньшем концентрировании рубидия, лития, фтора в сопоставлении с танталоносными амазонитовыми гранитами. Недостижение наиболее глубокой дифференциации расплава можно предполагать и на основании значений Zr/Hf в диапазоне 7-17, в то время как, согласно Г.П. Зарайскому с соавторами (2009), для формирования месторождений тантала значение индекса не должно превышать пяти.

Рассмотренные особенности эволюции Тургинского массива демонстрируют его отличие в сравнении с известными рудоносными массивами региона по следующим параметрам: состав исходного расплава и материнских гранитов, ход дифференциации, глубина фракционирования редкометальной системы.

Исходная обедненность ранних дифференциатов Тургинского массива в отношении Li, F, Rb, Ta, Nb в сравнении с рудоносными массивами Восточного Забайкалья, возможно, связана с несколько иным по составу материнским субстратом расплава. Можно предположить, что оруденение непосредственно зависит от первоначальной обогащенности расплава этими элементами.

Закономерности распределения ряда петрогенных (Si, Al, Na+K), рассеянных (Rb, Sr) и ассоциации тугоплавких элементов (Zr, Hf, РЗЭ, U, Th), скачкообразное возрастание температуры кристаллизации на этапе формирования пород главной фазы и минералогические особенности свидетельствуют об аномальном развитии магматического процесса. Наиболее вероятным представляется ювенильное воздействие на кристаллизующийся расплав на этапе формирования протолитионитовых гранитов главной фазы, определившее проявление признаков агпаитности расплава и смену его геохимической специализации.

Вероятно, именно отличие состава исходного расплава Тургинской РМС и нарушение хода эволюции определяют безрудность рассмотренного массива в отношении концентрации характерной для амазонитовых гранитов ассоциации редких элементов – тантала, ниобия и редких щелочных металлов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-00957.

Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р., Трамболл Р.Б. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. том 18. №2. с.139-167.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. Цирконийгафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов. // Петрология. 2009. том 17. № 1. с. 28-50.

Иванова А. А., Сырицо Л. Ф. Геохимические особенности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Всеросс. конф., посвященная 85-летию ИГЕМ РАН. Москва. 25-27 ноября 2015г. Материалы докладов. М.: ИГЕМ РАН. 2015. С. 53–54.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Сагитова А.М. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение. ЗРМО. 2018. № 6.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Геохимические предпосылки безрудности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Вопросы естествознания, № 3 (17). 2018. Иркутск.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Температурный режим формирования Тургинского интрузива редкометальных плюмазитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Мат. Шестой Росс. Мол. Науч.-практ. Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН. 2016.

Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. – СПб.: Изд-во С.-Петерб. Ун-та. 2002. 357 с.

Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. – Новосибирск: Наука. 1983. 182 с.

Минералого-петрографические особенности вмещающих метабазитов золоторудного месторождения Петропавловское, Полярный Урал.

Иванова Е.С.[1], Иванова Ю.Н.[2]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, ekate.s.ivanova@gmail.com*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, jnivanova@yandex.ru*

Золото-порфировое месторождение Петропавловское (Мансуров и др., 2017; Викентьев и др., 2017) расположено в юго-восточной части Тоупугол-Ханмейшорского рудного района в северном секторе Войкарской структурно-формационной зоны, отвечающей герцинскому Малоуральскому краевому вулкано-плутоническому поясу. Тоупугол-Ханмейшорский рудный узел отвечает крупной асимметричной локальной тектономагматической депрессии, сложенной вулканогенно-осадочными породами среднего палеозоя. Рудный район вмещает позднесилурийско-среднедевонский многофазный Собский батолит, сложенный породами габбро-диорит-тоналитового собского (D_{1-2}), монцогаббро-сиенитового конгорского (D_{2-3}) и гранитового малохаймейского (D_{2-3}) плутонических комплексов. Образования Собского батолита прорваны более поздними дайками и силами базитов малоханмейского комплекса (Мансуров и др., 2017; Лючкин и др., 2006).

Месторождение Петропавловское сложено вулканогенно-осадочными породами базальтандезито-базальтовой формации с переслаиванием обломочных вулканогенно-осадочных пород алевропелитовой, песчанистой и гравийной размерности с подчиненными субсогласными субвулканическими телами андезито-базальтовых порфиритов. Породы формации представлены лавами, лавобрекчиями базальтов, андезитов, андезибазальтов, их туфами; туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфогравелитами (Кениг и др., 2013). Интрузивные образования широко распространены в пределах месторождения и включают габбро-диориты, диориты, гранитоиды, габбро, дайки монцодиоритов, порфировидные габбро и рогообманковые габбро лампрофиры и долериты. Гидротермальнометасоматические изменения представлены зонами березитизации, окварцевания, альбитизации, пропилитизации, скарнирования (Мансуров и др., 2017).

Цель исследования – изучить минералого-петрографические особенности метасоматически измененных вмещающих пород Петропавловского месторождения, преимущественно базитов.

В 2018 году в составе полевого отряда ИГЕМ РАН было посещено Петропавловское месторождение и проведено микроскопическое описание образцов основных пород из коллекции Викентьева И.В.

Наблюдаемые породы сильно изменены, что затрудняет их диагностику. На северной расчистке месторождения Петропавловское преобладают породы мелко- и среднезернистой гранобластовой структуры, второстепенными являются структуры замещения. Текстура – массивная, реже прожилковидная, в единичных случаях – гнездовая. Главные минералы представлены кварцем (40 об. %), карбонатом (15–20 об.%); второстепенные – хлоритом (15 об.%), плагиоклазом (5–10 об.%) и серицитом (5-10 об.%); Рудные минералы составляют около 15–20 об. %. Породы отвечают гранобластовой кварц-хлорит-плагиоклазовой массе с равномерно рассеянными мелкими зернами рудных минералов.

Нами выделено три генераций кварца. Первой генерации кварца соответствует, отмеченный в единичных образцах, крупнокристаллический кварц удлиненного габитуса с волнистым погасанием (рис. 1а), вероятно, приобретенным по мере возрастания стрессовых напряжений, обусловленных тектоническими воздействиями (Марин, 2015). Редко вблизи таких участков отмечается более поздние мелкие гранулированные выделения кварца, отвечающие второй генерации. Молочно-белый кварц-3 образует мощные кварцкарбонатные прожилки (до

400 мкм), а также гнезда кварцевого состава (до 500 мкм), формируя прожилковую и гнездовую текстуры.

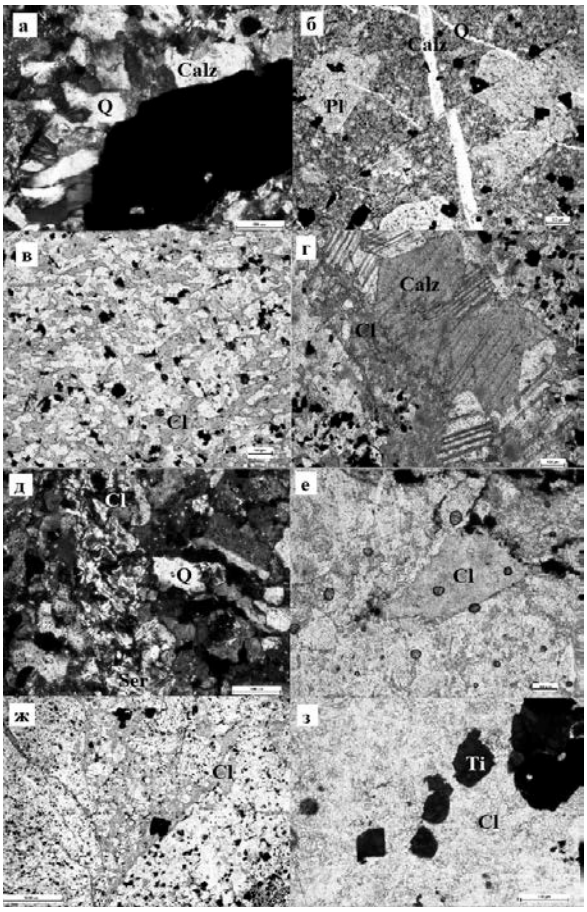


Рисунок 1. Минералого-петрографические особенности основных пород золоторудного месторождения Петропавловское

а – зерна кварца и кальцита неправильной формы в основной массе; б – карбонатный прожилок пересекает маломощный кварцевый прожилок; в – тонкочешуйчатый хлорит-1 в основной массе; г – хлорит-2 в зальбандах карбонатного прожилка; д – серицит-хлоритовый прожилок; е – сравнительно крупное выделение гипидиоморфного хлорита-1 в основной массе; ж – ветвящийся прожилок хлорита-1 в метасоматите; з – скопление идиоморфных зерен титанита. Условные обозначения: Calz – кальцит; Cl – хлорит; Q – кварц; Pl – плагиоклаз; Ser – серицит; Ti – титанит.

Карбонат представлен кальцитом буровато-серого цвета. Он распространен в виде прожилково-вкрапленных выделений (до 100 мкм). Выделены 2 генерации кальцита. Кальцит-2 составляет распространенные разноориентированные карбонатные прожилки различной мощности от 10 мкм до 200 мкм, пересекающие (часто со сдвигом (рис.1б)) кварцевые, кварц-карбонатные (в составе кальцит первой генерации) и хлоритовые прожилки. В случае полного замещения плагиоклаза серицитом, в ассоциации с кварцем наблюдаются точечные выделения карбоната. Нередко отмечается карбонатизация по хлориту, выраженная замещением с сохранением структуры зерен хлорита, вероятно, как следствие наложенных гидротермальных процессов (Бетехтин и др., 1958).

Хлорит представлен двумя генерациями. По данным рентгеноспектрального микроанализа хлорит Петропавловского месторождения относится к группе магнезиально-железистых (f=0.56–0.7) (Иванова, 2016). По химическому составу хлорит соответствует репидолиту и пикнохлориту (Hey, 1954). Бледно-зеленый хлорит-1 образует равномерно вкрапленные тонкочешуйчатые скопления (индиго-фиолетовая интерференционная окраска) до 250 мкм (рис. 1в). Более яркий светло-зеленый хлорит-2 (темно-серая интерференционная

окраска) часто окаймляет мощные прожилки карбонатного и кварц-карбонатного состава (рис. 1г), нередко образует червеобразную ветвистую сеть микропрожилков, в которых встречаются включения рудных минералов.

Хлорит-2 часто сопровождает скопления и самостоятельные прожилки рудных минералов. Иногда наблюдаются крупные тонкочешуйчатые (до 300 мкм) агрегаты, замещающие темноцветные минералы. С глубиной количество хлорита уменьшается. На глубоких горизонтах он представлен в основном тонкими чешуйчатыми агрегатами, в единичных случаях – в виде прожилков с нечеткими краями.

Серицит замещает зерна плагиоклаза. Иногда составляет серицит-хлоритовые прожилки до 100 мкм (рис. 1д), также совместно с карбонатизацией наблюдается и серицитизация хлорита (до 50 мкм).

Очень редко отмечаются крупные прожилки, сложенные короткопризматическими зернами альбита (200–300 мкм), а также в некоторых образцах встречаются тонкие альбитовые прожилки (до 200 мкм).

Основными породообразующими минералами для южной расчистки являются плагиоклаз (45–50 об. %), карбонат (20 об. %), кварц (10–15 об. %), хлорит (5–10 об. %); в единичных образцах обнаружен титанит (1–2 об.%); Рудные минералы составляют примерно 15 об. %. Преобладает порфировидная структура, реже отмечаются брекчиевидная и структура замещения. Текстура в основном массивная, реже прожилковая, пересечения, в единичных случаях – гнездовая.

Вкрапленники плагиоклаза представлены единичными или сросшимися серицитизированными таблитчатыми кристаллами, в единичных случаях зерна имеют нечеткие расплывчатые границы. В результате серицитизации и наложения пылевидных частиц зерна плагиоклаза приобретают мутный серовато-бурый оттенок. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру и состоит главным образом из беспорядочно ориентированных сильно серицитизированных микролитов плагиоклаза удлиненнопризматического габитуса. Интерстиции между зернами плагиоклаза заполнены тонкочешуйчатым агрегатом хлорита, вероятно замещающим вкрапленники темноцветных минералов и вулканическое стекло. Порфировидные породы пересекают многочисленные поздние маломощные карбонатные прожилки, реже встречаются микропрожилки кварца, в единичных случаях – прожилки хлорита (30–80 мкм).

Серовато-белый и молочно-белый кварц образует прожилки (20–200 мкм) и тонкозернистые скопления. Часто наблюдаются сильновытянутые изогнутые (деформированные) и ориентированные в одном направлении зерна кварца с волнистым погасанием до 500 мкм. Иногда он формирует гнезда и мелкие линзы (до 50 мкм), в единичных случаях выполняет межзерновые участки в основной массе. Для южной расчистки характерны те же генерации, выделенные для северной расчистки, но имеется ряд особенностей.

Кварц-1 представлен деформированными удлиненными изогнутыми зернами.

Кварц-2 присутствует в кварцевых прожилках, вмещающих оруденение (100–400 мкм), и мелких линзах гранулированного кварца. Вторая генерация образует прожилковую и гнездовую текстуры, вероятно сформированных в результате заполнения кварцем трещин и пустот (Бетехтин и др., 1958). Кварц-3 входит в состав малосульфидных карбонат-кварцевых прожилков. Иногда кварцевые прожилки пересекают маломощные (до 100 мкм) карбонаткварцевые выделения, образую текстуру пересечения (Бетехтин и др., 1958).

Карбонат, представленный кальцитом, имеет буровато-серый цвет. Он образует прожилки (до 1 мм), совместно с кварцем формирует преимущественно крупные кварц-карбонатные прожилки (кальцит-1) до 3 мм, которые пересекают маломощные прожилки карбонатного состава (кальцит-2) до 1 мм, формируя текстуру пересечения, что свидетельствует о стадийности образования прожилков (Бетехтин и др., 1958).

Встречаются генерации хлорита аналогичные северной расчистке. Хлорит-1 заполняет мелкие промежутки (первые десятки мкм) между лейстами плагиоклаза в основной массе, реже

отмечаются крупные агрегаты до 350 мкм (рис. 2б). Иногда он встречается в составе кварц-карбонатных прожилков симметрично-зонального строения, замещая карбонат.

Наложение последующих стадий минерализации с проникновением вдоль трещин растворов взаимодействуют с катаклазированным материалом, образуя структуры замещения (Бетехтин и др., 1958). В единичных случаях хлорит-2 образует извилистые прожилки мощностью 100– 200 мкм (рис. 1ж).

Серицит является вторичным минералом по плагиоклазу, образуя тонкорассеянную вкрапленность в фенокристаллах плагиоклаза (10–30 мкм).

Титанит представлен мелкими (от 20 до 100 мкм) зернами неправильной формы (рис. 1з), реже ромбовидными кристаллами. Он находится в тесной ассоциации с хлоритом и рудными минералами (пирит, магнетит). Вероятно, является реликтовым.

Таким образом, основными нерудными минералами месторождения представлены плагиоклаз, кварц, карбонат, второстепенными являются хлорит и серицит; к числу редких относятся титанистые минералы. Породы южной расчистки имеют преимущественно реликтовую порфировидную структуру, в отличие от новообразованной гранобластовой структуры пород северной расчистки, сформированной под большим влиянием метасоматических процессов. На обеих расчистках встречаются структуры замещения и брекчиевая, появление последней вероятно сопровождали тектонические нарушения, что подтверждется пластическими деформациями кварца с проявлением в его зернах характерного волнистого погасания. Текстура изученных пород массивная, также отмечаются прожилковая, гнездовая и пересечения. На северной расчистке содержание кварца, карбоната и хлорита выше, чем в южной. Количество хлорита с глубиной уменьшается. Вероятно, это связано с зональным развитием гидротермального процесса, наложенного на порфировый. Титанит (видимо продукт замещения магматического титаномагнетита) встречен исключительно в южной расчистке, что обусловлено большим развитием здесь пород базитового состава.

Авторы выражают благодарность Викентьеву И.В., Тюковой Е.Э., Соболеву И.Д. за предоставленный материал, оказанную помощь и ценные советы. Работы поддержаны грантом РФФИ № 18-05-70041.

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филиммонова А.А. и др. Текстуры и структуры руд. М.: Наука. 1958. 444 с.

Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н. и др. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. №6. С. 501–541.

Иванова Ю.Н. Условия локализации и минералого-геохимические особенности Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал) // Дисс. канд. геол.–мин. наук. 2016. 157 с.

Кениг В.В., Бутаков К.В. Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и

Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр 2013. № 11. С. 22–24.

Лючкин В.А., Толоконников А.В., Водоватов О.В. и др. Золоторудные месторождения Новогодненского рудного поля на Полярном Урале // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Мат. науч. конф. Сыктывкар, 2006. С. 186–189.

Мансуров Р.Х., Андреев А.В., Викентьев И.В. и др. Геолого-структурные особенности крупнообъемного прожилково-вкрапленного золотосульфидного оруденения

Петропавловского месторождения (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. №3. С. 3–13.

Марин Ю.Б. Петрография: Учебник / Ю.Б. Марин. Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». 2-е изд., испр. СПб. 2015. 408 с.

Hey M. H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag. 1954. V. 30. P. 277–292.

Сорбция ионов Cu (II) из водных растворов с pH 4,5 бентонитовой глиной, модифицированной Кеггин-катионами

Изосимова Ю.Г.[1], Гурова И.А.[1]

[1]*МГУ имени М.В.Ломоносова, г. Москва, ulashka_86@mail.ru*

Введение. Благодаря хорошим сорбционным характеристикам и относительно низкой стоимости природные бентонитовые глины широко используются в качестве сорбентов тяжелых металлов и радионуклидов (Churchman et al., 2006). Одним из способов модификации бентонита в целях увеличения сорбционной емкости является насыщение глины Кеггин-катионами алюминия.

Поскольку сорбционные возможности бентонитов, модифицированных Кеггин-катионами Al, зависят от свойств глины и условий сорбции, а известные механизмы сорбции не всегда объясняют полученные экспериментальные результаты, выявление закономерностей сорбции является актуальной задачей.

Объекты и методы. В экспериментах использовали фракцию < 1 мкм бентонитовой глины Саригюхского месторождения (Республика Армения). Бентонит переводили в Na-форму (Nабентонит), модифицировали путем насыщения Кеггин-катионами алюминия по схеме, описанной в статье Тимофеевой с соавторами (Timofeeva et al., 2011) и прокаливали при 400 °C (Al_{13}-бентонит). Эксперименты по сорбции ионов Cu^{2+} из растворов $CuCl_2$ проводили с Na- и Al_{13}- бентонитом при pH 4,5. Минералогический состав бентонитов изучали методом XRD. pHтнз Na- и Al_{13}-бентонитов определяли потенциометрическим титрованием.

Концентрацию меди в растворе определяли методом AAS.

Результаты. По данным XRD-анализа исследованного бентонита фракция < 1 мкм практически полностью состоит из монтмориллонита. Насыщение бентонита ионами Na^+ приводит к уменьшению межплоскостного расстояния монтмориллонита до 12,47 Å, а внедрение в межслоевое пространство полигидроксокатионов алюминия – к увеличению до 18,5 Å. Монтмориллонит в составе Al_{13} - бентонита обладает устойчивой кристаллической решеткой, а его межплоскостные расстояния не изменяются ни после насыщения этиленгликолем, ни после прокаливания до температуры 550 °C.

Сорбция ионов Cu(II) в зависимости от времени взаимодействия. В интервале 5-60 минут Nабентонит сорбирует в 2 и более раз больше ионов Cu(II) по сравнению с Al-формами бентонита и после 5 минут взаимодействия извлекает из 0,5 мМ раствора $CuCl_2$ с pH 4,5 5060 % Cu(II). Полученные величины максимального количества сорбированных ионов Cu(II), полученные после 30 минут взаимодействия, сопоставимы с описанными в литературе (13 – 33 мг/г) для немодифицированных, бентонитов различного состава (Aljlil, Alsewailem, 2014; Bourliva et al., 2015; Budsaereechai et al., 2012; Melichova, Hromada, 2013; Wu yet al., 2011).

Сорбция меди Al-формами бентонита во всем временном интервале не превышает 0,07 ммоль/г. Непрокаленный и прокаленный модифицированный бентонит извлекает из раствора хлорида меди от 2 до 18 и от 1 до 10 % Cu(II) соответственно.

Сорбция ионов Cu^{2+} в зависимости от концентрации исходного раствора. Во всем диапазоне исходных концентраций раствора хлорида меди Na-бентонит сорбирует значительно больше ионов Cu^{2+} по сравнению с Al-формами. С увеличением равновесной концентрации хлорида меди, количество сорбированной меди на Na-бентоните значительно увеличивается. На Alформах бентонита аналогичная зависимость наблюдается в гораздо меньшей степени. Закономерности сорбции Cu(II) разными формами бентонита. Na^+-бентонит в условиях проведения эксперимента, т.е. при pH 4,5 в диапазоне ионных сил от $7{,}5\cdot10^{-5}$ до $1{,}5\cdot10^{-3}$ моль/л, сорбирует в 2-6 раз больше ионов Cu^{2+}, чем HAl_{13}- и Al_{13}-бентонит. Насыщение бентонита

Кеггин-катионами алюминия привело к значительному уменьшению ЕКО с 104 смоль(+)/кг для Na-бентонита, до 29 и 39 смоль(+)/кг для HAl_{13}- и Al_{13}-бентонита соответственно.

В исследованном диапазоне концентраций растворов хлорида меди с pH 4,5 основным механизмом сорбции ионов Cu^{2+} на Na-бентоните являются реакции катионного обмена $Cu^{2+} \leftrightarrow Na^{+}$. В экспериментах с исходной концентрацией $CuCl_2 \leq 0{,}125$ ммоль/л значение pH равновесного раствора не изменяется, что говорит в пользу реакций катионного обмена. При использовании более концентрированных растворов $CuCl_2$ наблюдается незначительное уменьшение pH на 0,5-0,7 единиц, что, вероятно, объясняется вытеснением ионом Cu^{2+} протона алюминольных группировок и образованием поверхностных комплексов на боковых сколах монтмориллонита.

Насыщение бентонита Кеггин-катионами Al приводит к уменьшению ЕКО и к увеличению количества и доли pH-зависимых сорбционных центров за счет образования «колоннообразных» структур в межслоях бентонита. Кривые титрования Na-бентонита, полученные с использованием раствора хлорида натрия разной концентрации не пересекаются, что свидетельствует о преобладании постоянного заряда. Преобладание pHзависимого заряда в Al_{13}-бентоните обеспечивает пересечение кривых титрования в точке, соответствующей pHтнз = 4,2. Полученные величины ТНЗ для Al_{13}-бентонита согласуются литературными данными (Mullassery et al., 2016).

Поскольку в экспериментах с Al_{13}-бентонитом равновесные значения pH либо равны, либо превышают $pH_{ТНЗ}$ не более чем на 0,2-0,4 единицы, то можно заключить, что значительная доля реакционной поверхности Al_{13}-бентонита заряжена нейтрально или имеет положительный заряд, что затрудняет сорбцию на этих поверхностях ионов Cu^{2+} из раствора хлорида меди с pH 4,5. Таким образом, насыщение бентонита Кеггин-катионами алюминия приводит к значительному уменьшению ЕКО, а созданные дополнительно pH-зависимые сорбционные центры по указанным выше причинам обеспечивают гораздо меньшую сорбцию ионов Cu^{2+} по сравнению с ионообменными реакциями. pHтнз для HAl_{13}-в данной работе не определяли, но можно предположить, что эта величина не будет в незначительной степени отличаться от pHтнз Al_{13}-бентонита, что объясняет ухудшение сорбционных характеристик HAl_{13}-бентонита, по сравнению с Na-бентонитом в отношении меди . Аналогичные результаты были получены в экспериментах по сорбции ионов Cu(II) на Al_{13}бентоните при pH 4,9 (Bringle et al., 2005).

Уменьшение равновесных значений pH в результате сорбции ионов Cu^{2+} на HAl_{13}- и Al_{13}-бентонитах в диапазоне концентраций исходного раствора хлорида меди от 0,025 до 0,25 моль/л можно объяснить депротонированием алюминольных группировок и образованием внутрисферных поверхностных комплексов. Наличие зависимости величины pH от концентрации исходного раствора хлорида меди, свидетельствует о том, что сорбция ионов Cu^{2+} на Al-формах бентонита главным образом осуществляется за счет образования поверхностных комплексов. Для обеих форм Al-бентонита параметр n в уравнении Фрейндлиха оказался < 1, что можно объяснить разнородностью сорбционных центров, которая в большей степени проявляется в HAl_{13}-бентоните.

Заключение. Модификация Na-бентонита Кеггин-катионами алюминия приводит к увеличению межплоскостного расстояния монтмориллонита с 1,29 нм в Na-форме до 1,85 нм и 1,78 нм в HAl_{13}- и Al_{13}-формах, уменьшению ЕКО, к созданию дополнительных поверхностей с переменным зарядом, имеющим pHтнз 4,2. Al_{13}-бентонит обладает термической устойчивостью. В условиях проведенных экспериментов Na-бентонит сорбирует больше ионов Cu^{2+} из растворов $CuCl_2$ с pH 4,5, по сравнению с Al-формами бентонитов. Основным механизмом сорбции меди на Na-бентоните является катионный обмен $Cu^{2+} \leftrightarrow Na^{+}$. Уменьшение ЕКО Na-бентонита после модификации Кеггин-катионами Al приводит к уменьшению сорбции ионов Cu^{2+}. pH-зависимые сорбционные центры, образовавшиеся на Al-формах бентонита характеризуются pHтнз, равной 4,2 и поэтому в условиях проведенного эксперимента несут значительный положительный заряд и препятствуют интенсивной сорбции ионов Cu^{2+}. Сорбция ионов Cu^{2+} на всех формах бентонита удовлетворительно описывается уравнением Фрейндлиха.

Churchman G.J., Gates W.P., Theng B.K.G., Yuan G. Clays And Clay Minerals For Pollution Control //Handbook of Clay Science. Edited by F. Bergaya, B.K.G. Theng and G. Lagaly.

Developments in Clay Science. Vol. 1. 2006 Elsevier. P.625 - 675

Aljlil S. A., Alsewailem F. D. Adsorption of Cu & Ni on Bentonite Clay from Waste Water //

Athens J. Nat. Formal Sci. 2014. № 1/ P. 21 – 30.

Bourliva A., Michailidis K., Sikalidis C., Filippidis A., Betsiou M.Adsorption of Cd(II), Cu(II), Ni(II) and Pb(II) onto natural bentonite: study in mono- and multi-metal systems // Environ Earth Sci. 2015. V. 73. P.5435–5444.

Bringle C.D., Shibi I.G., Vinod V.P., Anirudhan T.S. Sorption on humic acid from aqueous solutions by lanthana-alumina mixed oxide pillared bentonite // Journal of Scientific and Industrial Research. V. 46.Octoder 2005. pp. 782-788.

Budsaereechai S., Kamwialisak K., Ngernyen Y. Adsorption of lead, cadmium and copper on natural and acid activated bentonite clay // KKU Res. J. 2012; 17(5):800-810.

Melichova Z., Hromada L. Adsorption of Pb2+ and Cu2+ ions from aqueous solutions on natural bentonite // Pol. J. Environ. Stud. Vol. 2., No. 2 (2013). 457-464.

Timofeeva M.N. et. al., 2011. Synthesis of propylene glycol methyl ether from methanol and propylene oxide over alumina-pillared clays // Applied Catalysis B: Environmental. 102. P. 433440.

Wu P., Zhang Q., Dai Y., Zhu N., Dang Z., Li P., Wu J., Wang X.. Adsorption of Cu(II), Cd(II) and Cr(III) ions from aqueous solutions on humic acid modified Ca-montmorillonite // Geoderma Volume 164. Issues 3–4. 15 September 2011. P. 215-219

Модель рудообразующей системы золото-сульфидного месторождения Радужное (КБР, Россия)

Кайгородова Е.Н.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, katmsu@mail.ru*

Модель рудообразующей системы включает в себя: рудовмещающую среду, структуру (как элемент рудовмещающей среды), определенные соотношения скоростей и последовательности процессов структуро- и рудообразования, дорудные и интрарудные магматические комплексы, метасоматиты и иные составляющие концентрирования металлов.

В результате изучения нами рудных минералов, последовательности рудообразования (Кайгородова и др., 2018), проведения линеаментного анализа и изучения обнажений и керна месторождения Радужное предложена следующая модель (рис. 1).

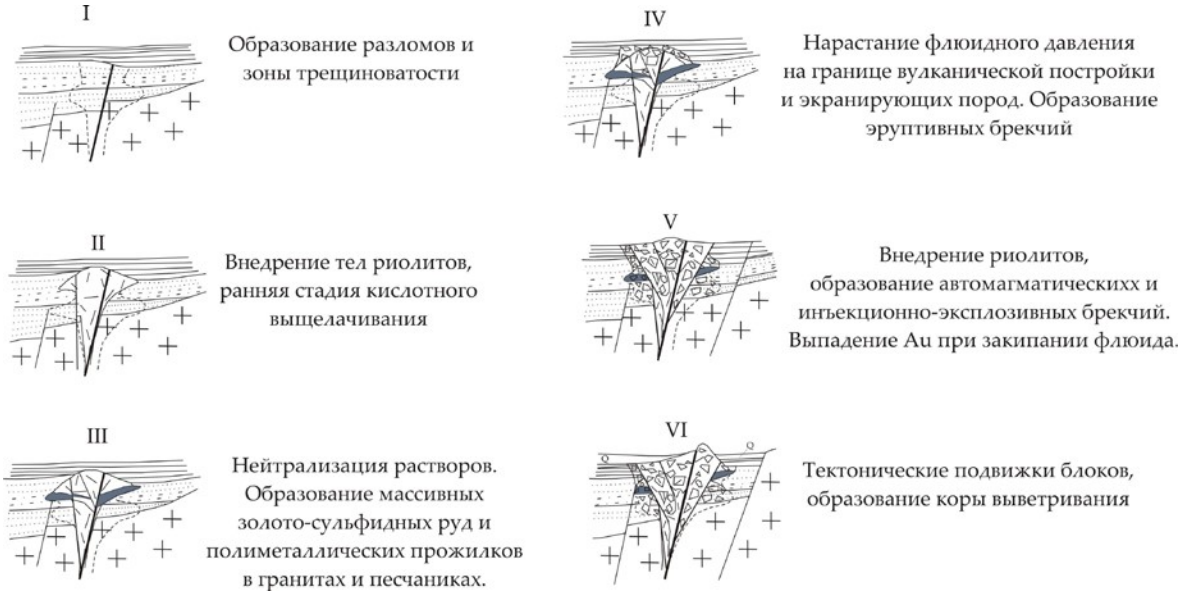


Рисунок 1. Генетическая модель образования золото-сульфидного месторождения Радужное

Рудовмещающая среда. Месторождение Радужное расположено в междуречье рек ЧегемЧерек Балкарский. Район месторождения сложен разновозрастными и пестрыми по составу комплексами пород, которые объединяются в два структурных этажа. Фундамент: район междуречья Чегем-Черек Балкарский относится к Эльбрусской подзоне Главного хребта, сложенной гнейс-мигматитовым комплексом и характеризующейся широким распространением гранитов. На участке месторождения Радужное нижний структурный этаж представлен белореченскими гранитами верхнепалеозойского возраста (Somin, 2011).

Верхний структурный этаж (чехол) сложен осадочными образованиями нижней и средней юры, залегающими с резким угловым и стратиграфическим несогласием на породах фундамента и вмещающими вулканиты так называемого хуламского комплекса. С севера район ограничен эскарпом Скалистого хребта, сложенного терригенно-карбонатными породами верхнего отдела юрской системы.

Рудовмещающая структура. Наиболее крупной тектонической структурой района является Балкаро-Дигорский блок – часть горст-антиклинория Главного хребта. Северная

граница блока проводится по подошве верхнеюрских отложений Северо-Кавказской моноклинали. Южной границей блока является Северо-Штулинская зона разломов.

Месторождение Радужное расположено на северо-западном окончании Безенгийского горста в южном борту Северной Юрской депрессии. Важной структурой в пределах района является Пшекиш-Тырныаузская зона, впервые выделенная как шовная структура Е.Е. Милановским. Вероятно, можно считать Саурданский разлом, к которому приурочено месторождение Радужное, восточной ветвью ПТ-зоны. Саурданский разлом имеет большую протяженность (60 км) и являлся основным подводящим каналом для внедрения вулканогенных пород и проникновения гидротермальных растворов. ***Магматические комплексы***. В междуречье Чегем - Черек Балкарский широко развиты мезозойские магматические породы - долериты, андезито-базальты, андезиты, дациты, риолиты и трахиты, которые образовались в узком временном интервале, по-видимому, из одного магматического расплава. Вулканиты хуламского комплекса, развитые в пределах месторождения Радужное, представляют собой риолит - трахит - трахибазальтовую формацию байосского возраста. Все образования этих комплексов проявлены в субвулканической фации с образованием силлообразных, лакколитообразных и штокообразных тел. С внедрением магматических тел связано образование брекчий: флюидно-эксплозивных, эруптивных, автомагматических. Флюидно-эксплозивные брекчии создают сложные приповерхностные тела многофазного внедрения. Высокая подвижность и инъекционная активность кластических масс объясняется значительным участием вулканических газов в переносе материала. Максимально брекчии проявлены в осадочных породах на контакте с риолитами в форме сплошных масс, пятен, пластовых и реже прожилковидных образований темно-серого и черного цветов. Обломки брекчий представлены всеми теми горными породами, которые вмещают их залежи (риолиты, трахиты, песчаники, алевролиты и др.). Массы брекчий изменены постмагматическими растворами, причем интенсивность изменений значительна даже при слабом развитии рудной минерализации. Подобные инъекционно-эксплозивные брекчии были описаны (Фогельман, 1998) на месторождениях Балейское, Илинское, Куранахское, Кочбулакское. ***Метасоматиты***. Широкое развитие в пределах месторождения имеют метасоматические изменения как вмещающих пород, так и вулканитов. Изменения трахитов в основном трех типов: пропилитизация, окварцевание и аргиллизация. Изменения риолитов представлены площадным окварцеванием, кварц-гидрослюдистыми изменениями и аргиллизацией, проявленными в основном в зонах брекчирования и тектонических нарушений. ***Последовательность рудообразования***. Рудная минерализация на площади месторождения Радужное пространственно связана с субвулканическими телами юрских калиевых риолитов и трахитов. Рудные тела и зоны повышенной минерализации представлены жилообразными, штокообразными и гнездообразными телами флюидноэксплозивных брекчий, линзообразными телами массивных, густовкрапленных сульфидных руд и различными по составу жилами и прожилками. На месторождении выделены три минеральных типа оруденения, располагающихся на различных уровнях (снизу-вверх): 1. Галенит-сфалерит-халькопиритовое (полиметаллическое) оруденение, локализованное в основном в гранитах фундамента и песчаниках плинсбаха; 2. Золотосеребро-сульфидное оруденение - в брекчиях и линзообразных телах массивных сульфидных руд. Руды этого типа слагают большую часть площади месторождения; 3. Золото-серебряное малосульфидное оруденение - в инъекционно-эксплозивных брекчиях и метасоматитах в приповерхностных условиях.

Этим типам соответствуют два технологических типа руд на золото: первичные золотополиметаллические и окисленные золото-серебряные. В первом - кроме золота и серебра представляют промышленный интерес медь, цинк, свинец и кадмий. Наиболее существенным проявлением вертикальной зональности является резкое обеднение руд золотом с глубиной. Золото первичных руд, как правило, представлено микроскопическими и субмикроскопическими частицами, находящимися в тесной ассоциации с сульфидами, образуя каплевидные включения в зернах или на стыке зерен сульфидов.

Подзоне вторичного золотого обогащения присущи повышенные содержания золота в рудах. Вторичное золото парагенетически связано с переотложенными гидроокислами железа. Первым признаком вторичного золотого обогащения рудных жил является наличие гидроокислов железа, придающих рудам яркую окраску бурых и красных тонов. ***Минеральный состав руд***. К числу наиболее распространенных рудных минералов, встреченных практически во всех рудных зонах, относятся пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, марказит. К редко встречаемым, но ведущим по поисковому значению, относятся акантит, кюстелит, золото. Носителями концентраций золота и серебра являются халькопирит, сфалерит, пирит, а также некоторые образующиеся по ним гипергенные минералы.

Пирит встречается во всех рудных зонах и во всех литологических разностях пород. Пирит весьма разнообразен по форме и размерам выделений и, вероятно, принадлежит нескольким ассоциациям минералов.

Сфалерит образует срастания с галенитом, халькопиритом, пиритом. На основании результатов микрозондовых исследований выделены две генерации сфалерита, образовавшихся в разные стадии минерализации: 1. Ассоциирует с пиритом, халькопиритом и галенитом в массивных сульфидных рудах. Средний состав сфалеритов Zn 65,35%; Fe 0,22%; Cd 0,52%; S 32,82%. 2. Сфалерит ассоциирует с карбонатами, акантитом и самородным золотом. Средний состав Zn 66,82%; Fe 0,04%; Cd 0,35%; S 32,98%. Зерна сфалерита данной генерации покрыты тонкой пленкой акантита. Главными причинами изменения железистости сфалерита являются температурные условия и режим серы в рудообразующих растворах (Добровольская и др., 1991). Галенит один из главных минералов полиметаллической и золото-серебро-сульфидной минерализации.

Химический состав галенита практически постоянный (по данным микрозондовых анализов средний состав Pb 85,80%; S 13,45%). Отмечены примеси Sb, Bi, Cu.

Халькопирит выделяется в виде кристаллических агрегатов, чаще всего в срастании со сфалеритом, галенитом, окаймляет кристаллы пирита, галенита, выполняет интерстиции в катаклазированном пирите, сфалерите. Самостоятельные минеральные фазы золота и серебра на месторождении представлены пятью их видами: самородным золотом и серебром, кюстелитом (электрумом), акантитом и кераргиритом. Последний является гипергенным минералом. Акантит встречается в поздних ассоциациях с клейофаном, галенитом, карбонатами, баритом и гематитом.Видимое тонкодисперсное золото в сульфидах низкопробное ртутистое, по химическому составу относится к ряду кюстелит (Au – 19,32; Ag – 70,12; Hg – 9,93%) - электрум (Au – 42,57; Ag – 51,34; Hg – 3,63%).

Самородное золото размером 80-120 микрон выделено нами из карбонатизированных песчаников зона Кишлыксу. По данным (Петровская и др., 1974) в подавляющем большинстве золоторудных полей одновременно присутствует золото первичное, неизмененное; частично измененное гипергенными процессами и новообразованное, гипергенное. В зоне окисления месторождения встречены минералы надгруппы алунита, малахит, азурит, лимонит, церуссит и другие минералы. Впервые выявлены сульфаты надгруппы алунита - члены сложной системы твердых растворов бедантит-плюмбоярозит и кинтореит-плюмбоярозит. Изученные нами минералы содержат Pb (14,84 – 33,46 % PbO), Cu (0,13 – 2,27 % CuO) и As (0,0 – 7,68 % As_2O_5). Нерудные жильные минералы (кварц, кальцит, доломит, сидерит, барит, гипс) в рудных зонах месторождения Радужное тесно ассоциируют с сульфидами и золотом. Наиболее распространенным минералом является кварц. Жильный кварц различается по цвету и формам выделения. Существуют три разновидности кварца: 1. мутносерый жильный кварц с гранобластовой структурой, синхронный рудной золото-сульфидной минерализации; 2. халцедоновидный кварц поздней стадии рудной минерализации; 3. белый и бесцветный кварц пострудный часто в ассоциации с кальцитом. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом, сидеритом. Ангидрит-гипсовая минеральная ассоциация широко развита на месторождении Радужное преимущественно в центральной его части и связана с рудоподводящими структурами.

Суммарная мощность гипсоносных толщ составляет до 65-80 метров. Как правило, гипс ассоциирует с сульфидными телами. Прожилки выполнены снежно-белым гипсом, который, переотлагался под воздействием метеорных вод в процессе гидратации ангидрита. По данным рентгеноструктурного анализа этот гипс отвечает бассаниту. Таким образом, на месторождении установлен ряд ангидрит - гипс - бассанит. Образование бассанита, по-видимому, связано с замещением ранее образованного гипса при локальном воздействии на него горячих гидротермальных растворов с температурой выше 100^0C. Нахождение гипс-ангидритовых прожилков на месторождении Радужное служит поисковым признаком на золото-сульфидное оруденение. В верхних частях сульфатной зоны преобладает гипс, в нижних - ангидрит. Некоторые осложнения в общую схему сульфид-сульфатной зональности вносит присутствие барита и плюмбоярозита. Эти минералы встречаются преимущественно в верхних, приповерхностных частях рудных тел и месторождений, обуславливая, тем самым, проявление на отдельных интервалах обратной сульфид-сульфатной зональности.

В рамках предложенной модели могли работать следующие процессы переноса золота и концентрации металлов. Согласно теории Коржинского Д.С. (Коржинский, 1964), в каждом сечении потока постмагматических растворов, т.е. на любом расстоянии от магматического очага, прохождение волны кислотности создает определенные переломы в свойствам растворов, в связи с чем выделяется несколько стадий минералообразования. При уходе волны кислотных компонентов в растворе остается избыток оснований, ранее переведенных в раствор кислотами. В эту «позднюю щелочную стадию» возрастающей основности протекает серия реакций раствора с боковыми породами, с повышением основности последних и с осаждением основных минералов в трещинах пород. Осаждение золота возможно в ответ на кипение (гетерогенизацию) раствора, происходящие как правило при разгрузке давления, когда одновременно с золотом происходит осаждение сульфидов. В результате снижение в растворе концентраций восстановленной серы может повлиять на устойчивость комплекса $Au(HS)^-_2$, который является основной растворимой формой золота (Коваленкер, 2002). Ag находится и в виде хлоридов, и в виде гидросульфидов, но с преобладанием хлоридов в риолитовом флюиде. Мобилизация металлов из вмещающих пород путем инфильтрации метеорных вод и их рециклинга имеет второстепенное значение. Основной фактор рудообразования - понижение температуры восходящих флюидов и их фракционирование по схеме «водный раствор - газ».

Выводы. Геолого-структурная позиция месторождения определяется его приуроченностью к узлу пересечения долгоживущего Саурданского разлома сквозного типа, являющегося восточной ветвью Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны и многочисленных разломов северо-западного, субмеридионального и северо-восточного направлений, сформировавшихся во время киммерийской тектоно-магматической активизации. Для месторождения Радужное характерно проявление юрского магматизма риолит-трахит-трахибазальтовой формации. На месторождении широко распространены флюидно-эксплозивные брекчии, являющиеся вмещающими для золото-сульфидного и золото-серебряного оруденения. Экранирующая роль аргиллитовв способствовала формированию подэкранных рудных залежей и флюидно-эксплозивных брекчий. Золото и серебро в рудных зонах локализуется очень неравномерно, образуя локальные скопления неправильной или столбообразной формы с высокими концентрациями полезных компонентов, отмечается бонанцевый тип распределения. По вещественному составу руд и золотосодержащим минеральным парагенезисам оруденение месторождения Радужное относится к золото-сульфидной рудной формации. Признаки регенерации более ранних сульфидных руд выражаются в развитии зоны вторичного обогащения. Минеральный состав руд, морфология самородного золота, околорудные изменения, строение рудных тел, пространственная связь с субвулканическими образованиями позволяют отнести месторождение к близповерхностным низкотемпературным.

Работа выполнена в рамках темы 0136-2018-0016 государственного задания ИГЕМ РАН «Развитие интегрированной информационной системы для пространственно-временного

моделирования рудообразующих систем месторождений стратегических металлов на основе ГИС технологий».

Добровольская М.Г., Бортников Н.С., Наумов В.Б. Железистость сфалерита как показатель режима серы при формировании рудных месторождений // Геология рудных месторождений. №5. 1991. С. 80- 92.

Кайгородова Е.Н., Петров В.А. Золоторудное месторождение Радужное (КабардиноБалкарская Республика) // Разведка и охрана недр. №8. 2018. С. 3 - 9.

Коваленкер В.А. Контуры генетической модели эпитермального рудогенеза:

минералогические, термобарогеохимические, изотопные и возрастные ограничения // Мат. Всерос. науч. конф. «Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков». Т. 2. Москва. 2002.С. 270 - 272.

Коржинский Д.С. Режим кислотности при постмагматических процессах. // Междунар. Геолог. конгресс, XXII сессия Докл. советских геологов. Проблема 5. Москва. Недра. 1964. С. 9 - 18.

Петровская Н.В., Яблокова С.В. Золото в корах выветривания. В кн.: Рудоносные коры выветривания. Москва, Наука. 1974. С. 173 - 182.

Фогельман Н.А. Рудоносные инъекционно-эксплозивные брекчии близповерхностных золоторудных месторождений // Отечественная геология. 1998. №3. С. 50-55.

Somin M. L. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview // Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), V. 20, 2011, pp. 545–610.

Моделирование постмагматических процессов на примере пород Тикшеозерского массива.

Калинин Г.М.[1], Ковальская Т.Н.[1], Варламов Д.А.[1], Шаповалов Ю.Б.[1], Котельников А.Р.[1]

[1]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка, garik@iem.ac.ru*

Тикшеозерский массив разнообразен амфиболами различного состава, и практически все они относятся к щелочной группе. Они были выявлены в габбро, оливинитах, пироксенитах, йолит-уртитах и в качестве второстепенных минералов в карбонатитах.

Высококальциевые амфиболы были встречены в более ранних парагенезисах, щелочные амфиболы появляются уже в последующих парагенезисах, и их состав отвечает рихтериту и катафориту, что вызвано накоплением щелочей в расплаве и снижением температуры его кристаллизации (Середкин и др., 2002).

В амфиболах с увеличением доли натрия уменьшается кальциевость, увеличивая эгириновую составляющую в клинопироксенах, что также показывает увеличение щелочности в ходе общей эволюции при формировании массива (Перчук,Рябчиков, 1976).

Вокруг клинопироксенов в образцах габбро из Тикшеозерского массива были выявлены амфиболовые каймы, и, с целью воссоздания условий образования постмагматических изменений, были проведены эксперименты по моделированию амфиболитизации габбро. Для постановки опытов использовались: измельченное габбро из массива Луккулайсваара, растворы KF 1M и 2M в соотношении 1:10 к массе габбро. Эксперименты проводились в течение 10 суток в два этапа. На первом этапе в платиновых ампулах диаметром 5мм реакционная смесь нагревалась до 1100 °C при давлении P=3кбар и выдерживалась при этих параметрах в течение 1 часа. На втором этапе опыта происходило изобарическое охлаждение до 850 °C с последующей выдержкой в 10 суток при этих параметрах. Эксперимент был поставлен на установке высокого газового давления. В результате опытов была получена мелкокристаллическая масса зеленовато-серого цвета. Анализ результатов экспериментов на микрозонде CamScan MV2300 показал, что из перемолотого габбро массива Луккулайсваара сформировались амфиболы, по своему составу схожие с амфиболами Тикшеозерского массива группы паргасита.

Полученные данные свидетельствуют о высокой активности калиевого щелочного флюида при формировании Тикшеозерского массива.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии. Л.: ЛГУ. 1969. 184 с.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра. 1976. 287с.

Середкин М.В., Зотов И.А., Карчевский П.И. Минералогические типы кальцитовых карбонатитов Ковдорского массива на Кольском полуострове и их генетическая интерпретация // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 4. С.532-536.

Реконструкция особенностей деформационных процессов и палеогеографии западной части Южного Верхоянья в предсреднерифейское и предвендское время.

Калинин М.А.[1,2], Худолей А.К.[2], Казакова Г.Г.[1]

[1]*ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Mihail_Kalinin@vsegei.ru*
[2]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, akhudoley@gmail.com*

Структуры Южно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса, протянувшиеся на 800 км вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы и отделяющие ее от Верхояно-Колымских мезозоид, представляют собой уникальный во многих отношениях геологический объект. В его пределах можно обнаружить хорошо обнаженные и достаточно полные разрезы позднедокембрийских и палеозойских отложений огромной суммарной мощности. Вместе с этим, здесь наблюдается сложная чешуйчатонадвиговая система, в которой запечатано несколько циклов тектонической активизации юго-западной (в современных координатах) части Сибирского континента (Прокопьев, 1989; Худолей, 2003; Ян-жин-шин, 1983). В рамках настоящего исследования проведен анализ наиболее древних из них - на рубеже раннего и среднего рифея, а также на рубеже позднего рифея и венда.

Отложения нижнего рифея обнажаются в Кыллахской тектонической зоне, в ядрах Горностахской, Эбейкэ-Хаятинской и Кыллахской антиклиналей и представлены учурской серией. Подошва нижнерифейских толщ не обнажена, а верхняя граница фиксируется по поверхности регионального несогласия (стратиграфического, местами углового и азимутального) (Ян-жин-шин, 1983), указывающего на проявившиеся в конце раннерифейского времени деформационные процессы, синхронные готской фазе складчатости (~1350 млн лет). Несогласие между нижне- и среднерифейскими комплексами наиболее отчетливо прослеживается в центральной части Сетте-Дабана, в пределах осевой части Горностахской антиклинали, рамповой структуры, сформированной в мезокайнозойский этап тектогенеза (Прокопьев, 1989). Отложения нижнего рифея (пионерская, трехгорная, димская, белореченская свиты) слагают ядро антиклинали, несогласно перекрываясь талынской свитой среднего рифея (аимчанская серия). Здесь угловое несогласие фиксирует разницу в углах падения и простирания слоев, достигающую 30°.

По характеру несогласия в кровле нижнерифейского структурного этажа предшественниками установлено, что его «собственная» структура представлена складками север-северо-восточного простирания (Ян-жин-шин, 1983), однако дискуссионным остался вопрос о геометрии складок и о том, как складчатая структура изменяется в плане.

В рамках данной работы было реконструировано геологическое строение района Горностахской антиклинали на момент формирования предсреднерифейского несогласия. Для этого вблизи несогласного контакта средне- и нижнерифейские толщи были развернуты относительно линии простирания первых таким образом, что среднерифейские толщи стали залегать горизонтально, а нижнерифейские приобрели элементы залегания, которые были у них в предсреднерифейское время. Разворачивание проводилось с учетом геометрии Горностахской антиклинали. Опираясь на собственные полевые наблюдения, а также карты и материалы предшественников, обсуждаемое несогласие было проанализировано по всему периметру данной структуры. В результате совмещения результатов по отдельным участкам, была построена палеотектоническая схема, иллюстрирующая геологическое строение этого участка земной коры ~1350 млн. лет назад.

На построенной реконструкции отчетливо прослеживаются линейные, открытые, слабо наклонные складки северо-северо-восточного простирания с углами падения на крыльях от 5° до

30° и шириной от 1 до 3 км, причем ширина складок увеличивается с востока на запад, а западные крылья характеризуются более крутыми углами падения (15-30° против 5-10°), что указывает на западную вергентность складчатости. Шарниры складок полого (3-5°) погружаются на юго-юго-запад, что отчетливо фиксируется на

По нашим оценкам, мощность эродированного нижнерифейского разреза в районе Горностахской антиклинали составила, по меньшей мере, 2.5 км, что позволяет сделать вывод о существовании в конце раннего рифея на данной территории горного сооружения, впоследствии подвергшегося разрушению. Амплитуда размыва увеличивается в западном направлении, о чем свидетельствует уменьшение мощности верхней, преимущественно карбонатной части нижнерифейского разреза более чем в 3 раза. Отсутствие же отложений нижнего рифея в расположенном западнее Юдомо-Майском прогибе может свидетельствовать как о размыве, так и об относительно приподнятом положении данной территории, выступавшей в качестве области-источника кластики. Как для учурской, так и для аимчанской серии Сибирская платформа являлась источником обломочного материала, снос которого происходил в восток-юго-восточном направлении (Худолей, 2003), однако некоторое увеличение содержания терригенного материала в среднерифейских осадках в восточном направлении позволяет предполагать наличие и восточного источника сноса (Малич и др., 1987).

В конце позднего рифея на юго–восточной окраине Сибирской платформы также произошло тектоническое событие, приведшие к формированию в основании юдомской серии венда локальных угловых несогласий, превышающих 15° (Прокопьев, 1989; Худолей, 2003; Янжин-шин, 1983). Юдомская серия венда срезает локально не только уйскую серию, но и лахандинскую и местами залегает на верхних горизонтах керпыльской серии. Локально наблюдаются предъюдомские разрывные нарушения, которые в современной структуре Южного Верхоянья выглядят как крутопадающие сбросы и взбросы, но при реставрации вышележащих слоев юдомской серии к горизонтальному положению, эти разломы оказываются полого погружающимися на восток надвигами (Архипов и др. 1981). Судя по мощности отсутствующих отложений, амплитуда предъюдомского размыва локально достигала не менее 3–4 км, предполагая наличие в это время низкой горной гряды (Худолей, 2003).

Зафиксированные нами фаза складчатости на рубеже раннего и среднего рифея, а также позднего рифея – венда, на данный момент не поддаются однозначной интерпретации, однако, опираясь на работы предшественников (Худолей, 2003, Милановский, 1987), было установлено, что предсреднерифейские деформации в пределах Южного Верхоянья предположительно объясняются наличием локальной фазы сжатия, связанной с заключительными стадиями развития рифтовой системы (закрытие бассейна), поскольку именно процессы рифтогенеза получили широкое развитие в докембрии. Предполагается, что в ранне- и среднерифейское время Южное Верхоянье являлось не пассивной окраиной Сибирской платформы, а внутренней частью более крупного континента (Худолей, 2003, Evans, Mitchell, 2011, Khudoley et al., 2001, Rainbird et al., 1998). Таким образом, реконструированные структуры, вероятно, были сформированы в условиях закрытия внутрикратонного бассейна.

Формирование складчато-надвиговых структур в конце позднего рифея, вероятнее всего, является откликом на сближение Сибирской платформы с «несибирским» континентальным блоком, частичное закрытие бассейнов и возможное наращивание платформы в восточном направлении (Худолей, 2003).

Исследования проводилось при поддержке гранта президента (МК 739-2017).

Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С. (ред.). Сибирская платформа. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. Ленинград. Недра. 1987. 448 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез в подвижных поясах. Недра. Москва. 1987. 297 с.

Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья.

ЯНЦ СО АН СССР. Якутск. 1989. 128 с.

Худолей А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Автореферат дисс.

на соиск. уч. степ. доктора г.-м. наук. М.. 2003. 35 с.

Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск. Якутский филиал СО АН СССР. 1983. 156 с.

Evans, D.A.D., Mitchell, R.N., 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–

Mesoproterozoic supercontinent Nuna. Geology 39. P. 443–446

Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., et al. Sedimentary evolution of the Riphean – Vendian basin of southeastern Siberia // Prec. Res. 2001. v. 111. N 1-4. P. 129-163

Rainbird R. H., Stern R. A., Khudoley A. K. and al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from Southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planetary Science Letters. 1998, 164. P. 409–420.

К вопросу о высоких концентрациях урана и тория в лампрофирах Алтае-Саянского региона

Кенесбаев Б.К.[1], Васюкова Е.А.[2]

[1]НИ ТПУ, Томск, kenesbayevbk@gmail.com
[2]ИГМ СО РАН, Новосибирск, lenav@inbox.ru.

Термин «Лампрофир» был предложен Гумбелем в 1874 году (в переводе с греческого lampros = блестящий), чтобы охарактеризовать некоторые слюдяные дайки в СВ Баварии.

Лампрофиры представляют собой сложную группу пород, которые имеют минералогическое сходство с некоторыми кимберлитами и лампроитами. В классификации изверженных пород МСГН лампрофиры являются отличной группой пород. В зарубежной литературе лампрофирами считаются породы ультраосновного, основного и среднего состава, порфировой или порфировидной структуры с вкрапленниками темноцветных минералов, как правило, биотита/флогопита, амфибола и пироксена, и полевыми шпатами в основной массе. Они обычно встречаются как дайки или небольшие интрузии и часто проявляют признаки гидротермальных изменений (Seifert, 2008). В российской классификации уточняется, что во вкрапленниках наряду с постоянно присутствующими слюдами и/или роговой обманкой могут содержаться клинопироксен (авгит, титан-авгит), оливин и мелилит. А среди основной массы, помимо полевых шпатов, могут присутствовать фельдшпатоиды. Лампрофиры Горного Алтая были изучены и описаны такими учеными как Ковалев В.П., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д., Митропольский А.С., Оболенская Р.В. и др. Они представлены минеттами, камптонитами, вогезитами, мончикитами и керсантитами, последние менее распространены, но как правило, пространственно они разобщены. Некки и трубки взрыва Северной Минусы пространственно локализуются по периферии Копьевского антиклинального поднятия.

Ербинский некк расположен в 2 км южнее станции Ербинской на левом склоне долины реки Бюря и образует небольшую высотку среди вмещающих гранодиоритов Уйбатского плутона. В плане тело имеет овалообразную форму сечением 190х320 м; юго-западный контакт падает под углом 35-50° к центру некка. Минеральный состав минетт (об. %): калиевый полевой шпат 42-64, плагиоклаз 0,2-0,7, клинопироксен 7-20, биотит/флогопит 9-18,8, псевдоморфозы по оливину 1-6, апатита до 4,3, акцессорные минералы (ильменит, титаномагнетит, сфен, рутил, брукит, циркон и др.) до 6,6. Керсантиты состоят из (вес. %): плагиоклаза 40-68, клинопироксена 14-25, биотита/флогопита 7-30, акцессорных (апатита, титаномагнетита, сфена) 1,5-4,5. В Ербинском некке ассоциация породообразующих минералов в ультраосновном-основном комплексе повышеной щелочности представлена оливином двух генераций, авгитом, флогопитом, нефелинами и продуктами его разложения, анальцимом, титаномагнетитом, пиритом, апатитом, гранатом, шпинелью, также присутствует содалит, натролит. Петрохимический состав рассматриваемых пород представлен от щелочных пикритов до трахитов. Как видно из рисунка 1, содержание кремнезема в породах меняется от 36 до 60 %. Породы обладают довольно высоким суммарным содержанием щелочей – точки составов располагаются вдоль условной границы между умеренно-щелочными и щелочными породами. Они лежат в одной области со слюдяными минеттами Erzgebirge (LD2a) и близки к слюдяному порфировому переходному типу кенсантит/минетта (LD2c) (Seifert, 2008). Породы Ербинского некка отличаются от лампрофиров Горного Алтая и Германии более низкими содержаниями SiO_2 (Рихванов, 1991). По содержанию урана лампрофиры Алтае-Саянского региона сопоставимы с лампрофирами Германии (табл. 1, рис. 2).

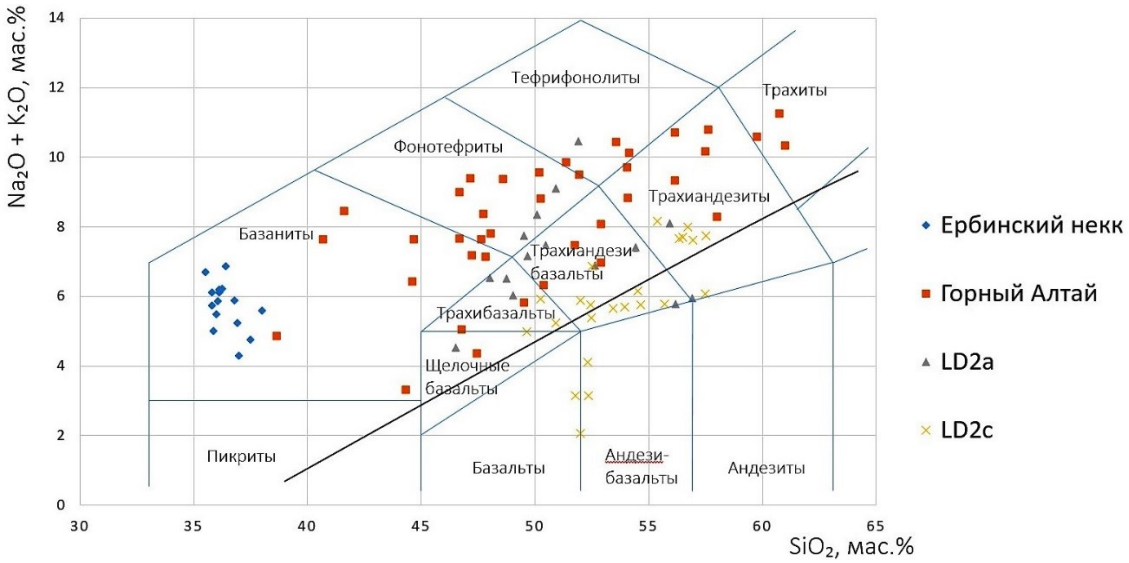


Рисунок 1. Положением пород в координатах SiO_2 - Na_2O + K_2O.

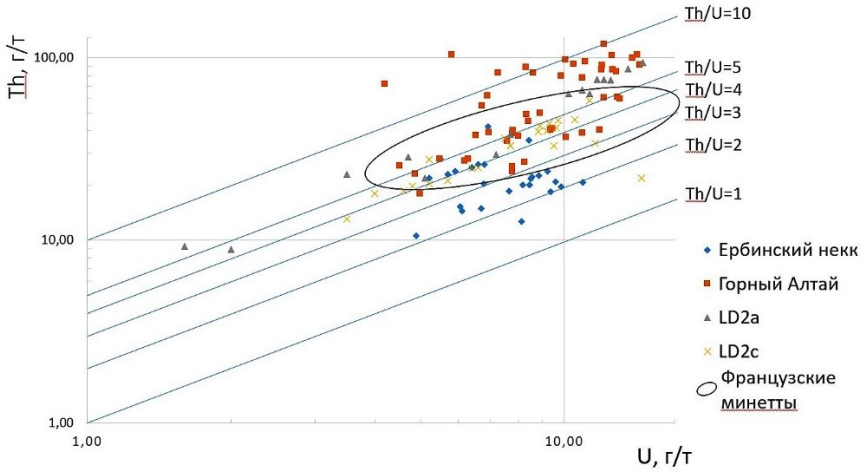


Рисунок 2. Положение лампрофиров в полях U-Th.

Таблица 1. Содержания U и Th.

	U, ppm	Th, ppm	Th/U
Ербинский некк	7,3 (2,8 – 10,9)	21,5 (10,6 – 41,9)	3 (1,6 – 6)
Горный Алтай	9,3 (4,2 – 16,1)	61,8 (18 – 136)	6,6 (3 – 17)
LD2a (Слюдяные минетты, Erzgebirge)	8,6 (1,6 – 14,6)	50,7 (8,9 – 94,3)	5,7 (4,1 – 6,5)
LD2c (Слюдяной порфировый переходный тип кенсантит/минетта)	7,9 (3,5 – 14,5)	31,9 (13,1 – 58,1)	4,1 (1,5 – 5,3)

Из всех исследуемых пород лампрофиры Горного Алтая выделяются высокой ториеносностью, достигающей в некоторых образцах свыше 100 г/т (Васюкова, 2017). Следует также отметить, что по уровню накопления урана и тория породы Ербинского некка

соответствуют некоторым разновидностям лампрофиров Германии. Также в Ербинском некке было выявлено два типа оксидов, один из которых содержит U и Th, и два типа апатита, один из них с торием. При изучении распределения урана и тория по минералам лампрофиров и радиографии шлифов (Ковалев и др., 1983), было выяснено, что радиоактивные элементы сосредоточены в основной тонкозернистой массе лампрофиров и акцессорных минералах. Роль порообразующих минералов в общем балансе второстепенна. Подавляющее количество урана и тория заключено в сфене, рутиле, ильмените, лейкоксене, возникших в результате разложения ранее выделившихся биотита/флогопита, роговой обманки, титаномагнетита и других минералов в условиях интенсивного метасоматоза. Из первичных акцессорных минералов повышенной радиоактивностью выделяется апатит, но его вклад в общий баланс урана и тория более чем скромен. Есть основания считать, что уран в породообразующих минералах лампрофиров находится в сорбированной форме, поскольку большинство биотитов/флогопит и калишпат бывают пропитаны пелитоморфными продуктами разложения, особенно по периферии зерен и вдоль спайности, представляющими, очевидно, те же титанистые соединения. Это предположение подтверждается данными нейтрон-осколочной радиографии (Мельгунов, 1985). Что же касается форм нахождения тория в минералах титана и пелитоморфных продуктах разложения того же состава, то, учитывая прямую корреляцию его с ураном, следует связывать накопление этого элемента с процессами сорбции. Таким образом, новообразованные минералы титана в процессе формирования лампрофиров играли роль основных накопителей урана и тория. Сорбция последних была связана с явлениями метасоматоза и осуществлялась гидроокисными соединениями титана из растворов, поступавших в базальтоидную магму из гранитных очагов по пути ее движения. Отсутствие собственных акцессорных минералов радиоактивных элементов и ведущая роль одних и тех же сорбентов в их накоплении характерны для радиогеохимии слюдяных лампрофиров.

Васюкова Е.А. Петрология и флюидный режим формирования лампрофиров чуйского комплекса (Юго-Восточный Алтай – Северо-Западная Монголия). Новосибирск:

Издательство СО РАН, 2017. – 158 с.

Ковалев В.П., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д., Митропольский А.С. и др. Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. Новосибирск: Наука. 1983. 184 с. 3.

Мельгунов С.В. Радиогеохимия и генезис слюдяных лампрофиров. // Геология и радиохимия Средней Сибири, Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние. 1985. С. 141-157.

Рихванов Л.П., Ершов В.В., Сарнаев С.И., Геохимические особенности щелочных базитов и ультрабазитов Минусинского прогиба/ Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск: Наука. 1991. С. 97-109.

Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая // Новосибирск: Наука. 1971. 141 с.

Thomas Seifert, Metallogeny and petrogenesis of lamprophyres in the Mid-European Variscides. - IOS Press. 2008. P. 305.

Циркон и рутил в габбро-пегматитах Боярского массива Беломорской провинции Фенноскандии: морфология, внутреннее строение, геохимия

Кервинен А.В.[1], Ковальчук Е.В.[2], Степанова А.В.[1]

[1]*ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, kervinen@mail.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*

Беломорская провинция (БП) расположена в восточной части Фенноскандии между Карельской и Кольской провинциями. Сложена архейскими комплексами, претерпевшими неоднократный метаморфизм в условиях повышенных и высоких давлений (Володичев, 2005). Большинство исследователей рассматривают Беломорскую провинцию Фенноскандинавского щита, как глубоко эродированный юго-западный форланд Лапландско-Кольского орогена, который формировался в промежутке 2.0–1.86 млрд лет (Daly et. al., 2006). Структура Беломорской провинции представляет собой пакет тектонических покровов (Миллер и др., 1995), которые претерпели интенсивную переработку в палеопротерозое (Бабарина и др., 2017).

Палеопротерозойские габброиды Беломорской провинции, часто рассматриваемые в составе единого «друзитового комплекса» (Шарков и др., 1998), объединяющего мелкие тела базитов с характерными коронарными структурами, широко распространены на территории Беломорской провинции. Среди них выделяются несколько возрастных групп: 2.5, 2.45, 2.1 млрд лет (Lobach-Zhuchenko et. al., 1998, Степанова и др., 2003, 2017), относящихся к комплексам габбро-анортозитов, лерцолитов-габброноритов и коронитовых габбро (Степанов, 1981). Анализ соотношений палеопротерозойских интрузивных базитов с вмещающими архейскими комплексами и позволяет разделить разновозрастные деформации и реконструировать последовательность событий, а данные о возрасте кристаллизации и метаморфизме базитов позволяют оценить возраст тектоно-метаморфических преобразований базитов Беломорской провинции.

Массив Боярский является крупным для Беломорской провинции интрузивом, площадью около 4.5 км^2. Судя по элементам внутреннего строения и условиям залегания пород, массив имеет лополитообразную форму (Степанов, 1981) и является типичным представителем друзитов Беломорской провинции. Породы массива в различной степени метаморфизованы, но, учитывая, наличие довольно хорошей сохранности внутренней структуры и пород массива, его можно рассматривать, как основу для реконструкции условий формирования одной из вещественных групп габброноритов Беломорской провинции. Ранее Боярский массив был детально изучен В.С. Степановым и рассматривался в составе комплекса габброанортозитов, который объединяет в своем составе наиболее ранние среди палеопротерозойских интрузии базитов Беломорской провинции (Степанов, 1981, Stepanov, Stepanova, 2010).

Краевая часть интрузива сложена полевошпатовыми амфиболитами. Породы центральной части тела также амфиболитизированы, в них хорошо выражены типичные для друзитов коронарные структуры, но сохраняются и реликтовые первично-магматические структуры и минералы. В основании разреза интрузива, вблизи северного контакта с гнейсами, залегают меланократовые троктолиты с шлировидными обособлениями перидотитов, а к верхней его части приурочены относительно лейкократовые габбро. Анортозиты в Боярском массиве образуют жилковидные обособления в троктолитах. Габбро-пегматиты установлены в виде небольших линзовидных тел в южной части массива и сохранили массивные текстуры и реликты габбро-офитовой структуры. Породы сложены, в основном, плагиоклазом, клинопироксеном. Плагиоклаз перекристаллизован, первичный клинопироксен псевдоморфно замещен метаморфическим клинопироксеном. Новообразованные метаморфические минералы представлены гранатом, амфиболом рутилом и титанитом. По химическому составу породы

массива варьируют от ультрабазитов до высокоглиноземистых базитов. Для всех разновидностей пород в составе массива характерны концентрации Zr на уровне 5-25 ppm и лишь в габбро-пегматитах они достигают уровня 40-70 ppm. Из габбропегматитов Боярского массива были выделены акцессорные циркон, рутил и сфен.

Циркон, который широко используется для реконструкции условий образования вмещающих его магматических и метаморфических пород (Harley, Kelly, 2007) в габбро-пегматитах Боярского массива представлен, как частично ограненными, так и неправильной формы кристаллами, размер которых варьирует от 0.16 до 0.5 мм. В основном, преобладают короткопризматические зерна и их обломки. Наличие частично сохранившихся реликтов граней дипирамиды в популяции довольно типично для пород с низким содержанием циркония (Носырев и др., 1989). Большинство зерен характеризуются однородной окраской коричневых тонов, отдельные участки зерен циркона сохранили прозрачность, но преобладают полупрозрачные разновидности. Микрозондовое изучение цирконов (СЭМ TESCAN Vega II, EDS Inca 350, ЦКП КарНЦ РАН) показало наличие довольно большого количества ксеноморфных включений амфибола размером 10-50 мкм, а так же титанита и кварца в краевой части зерен. В центральной части зерен выделяются мелкие ядра, однородные в BSE, размер которых достигает 10-20 мкм. Ядра окружены «пористым» и метамиктным (темно-серым в BSE) цирконом. Внешняя кайма в BSE выражена слабо и имеет однородное внутреннее строение.

По результатам анализа содержаний рассеянных элементов в цирконе, который проводился на электронно-зондовом анализаторе (EPMA) JEOL JXA-8200 в ИГЕМ РАН, установлено, что ядра и краевые части зерен циркона контрастно отличаются по содержанию Y (центр 2500-5250 ppm, край 990-1100 ppm), Yb (центр 400-600 ppm, край 140-250 ppm) и Dy (центр 52-113 ppm, край – 17-26 ppm). Наблюдаются также вариации в содержаниях U, Hf и Th, но выражены они не так ярко. Особенности внутреннего строения циркона, вариации содержаний Y и тяжелых РЗЭ, а так же состав включений в краевой части зерен позволяют предполагать, что центральные части зерен представляют реликтовый циркон, кристаллизовавшийся из расплава, а краевые части зерен – метаморфический циркон, сформированный в равновесии с гранатом, на что указывают низкие концентрации Y и ТРЗЭ. Мелкие обломки часто не имеют зональности и полностью сложены либо магматическим, либо метаморфическим цирконом.

Рутил является одним из важных для характеристики геологических процессов акцессорным минералом, который присутствует в породах самого разного генезиса и широкого диапазона P-T параметров. Термометр Zr-in-rutile (Tomkins at.al.,2007) является надежным методом получения точных оценок температуры кристаллизации рутила. Его использование в термометрии для метаморфических пород является особенно привлекательным, так как рутил является акцессорным минералом во многих метаморфических комплексах высокого давления и участвует в метаморфических реакциях, которые могут быть использованы в качестве индикаторов P-T условий (Tomkins at.al.,2007).

Рутил в габбро-пегматитах Боярского массива представлен удлиненными зернами и их обломками. Размер зерен варьирует от 0,05 до 0,5 мм. Цвет рутила преимущественно буровато-красных оттенков; встречаются и темно окрашенные разновидности, цвет которых достигает черных тонов с характерным металлическим блеском. Микрозондовое изучение рутилов (СЭМ TESCAN Vega II, EDS Inca 350, ЦКП КарНЦ РАН) показало наличие небольшого количества включений титанита, ильменита и роговой обманки, размером 10-15 мкм. Так же наблюдаются сростки рутила с титанитом. В целом, рутил имеет довольно однородное внутреннее строение. Анализ содержания редких элементов в рутиле проводился на электронно-зондовом анализаторе (EPMA) JEOL JXA-8200 в ИГЕМ РАН. Наблюдаются широкие вариации в содержании Zr (259-688 ppm) и Nb (308-1601 ppm). Оценки температур полученные для рутила (Tomkins at.al.,2007) из габбро-пегматитов Боярского массива находятся в пределах 717-760 °C (средняя температура составляет 740 °C) при давлении 8 кбар, что позволят предполагать его формирование в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Полученные результаты позволяют рассматривать

Боярский массив Беломорской провинции в качестве одного из объектов для изучения условий формирования габброидов Беломорской провинции.

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере беломорского комплекса /О.И. Володичев –Л.: Наука. 1975. – 170 с

Миллер Ю.В. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и её соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью / Ю.В. Миллер. Р.И. Милькевич // Геотектоника. – 1995. – № 6. – С. 80–92.

Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Е, Осра В.И. Генерационный анализ акцессорного циркона М.: Наука. 1989. – 203 с.

Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н., Азимов П.Я., Егорова С.В., Ларионова Ю.О.

Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 581–608.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья //Л.: Наука, 1981. 216 с. Daly J.S., Balagansky V. V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc.

London, Mem. 2006. Т. 32. № 1. P. 579–598.

Lobach-Zhuchenko, S.B. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia / S. B. Lobach-Zhuchenko, N.A. Arestova, V.P. Chekulaev, L.K. Levsky, E.S. Bogomolov, I.N. Krylov // Precambrian Research. – 1998. – V. 92. – P. 223–250.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennos- candian Shield // Precam. Res. 2010. Vol. 183. P. 602– 616.

Tomkins H.S.,Powell R ,Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer J. Metamorph. Geol. 25. 2007. P. 703-713

Harley S.L., Kelly M.N., Möller A. Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains // Elements. 2007. Vol. 3. P. 25–30.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile Contrib. Mineral. Petrol. 151. 2006. P. 413-433

Изотопный состав гелия и аргона в базальтах мокулаевской свиты (Талнахский рудный узел)

Кетров А.А.[1, 2], Халенев В.О.[2], Радько В.А.[1], Ситников В.В.[1]

[1]*ООО «Норильскгеология», г. Санкт-Петербург, ketrov@mail.ru*
[2]*ФГБУ «ВСЕГЕИ»», г. Санкт-Петербург*

Одним из основополагающих моментов новой модели формирования Норильских месторождений является связь рудоносных интрузивов с вулканитами определенной свиты, при этом интрузивные камеры являются проводниками для лав на поверхность (В.А. Радько, 1991; 2016; Naldrett, 1992; 2005; Li et al., 2009). Вследствие чего, установление возрастной, геохимической корреляции туфолавовой толщи и рудоносных интрузий является принципиально важной задачей, от решения которой зависит дальнейшее изучение вопросов генезиса Норильских месторождений, а также создание комплекса прогнозно-поисковых критериев.

Согласно модели В.А. Радько (Радько, 1991; 2016), камера, локализующая дифференцированный интрузив, является промежуточным очагом, который имеет подводящий и выводящий каналы, т.е. представляет собой гипабиссальный субвулкан. Базальты, проходившие через субвулканическую камеру (транскамерная фация) отличны от базальтов излившихся «напрямую» через субвертикальные трещины (трансканальная фация). Основным отличием базальтов транскамерной фации является их порфировая (плагиофировая), гломеропорфировая структура, обусловленная присутствием крупных вкрапленников плагиоклаза размером до 5 мм, слагающих до 10-15% объема горной породы. В основной массе наблюдаются: долеритовая, микродолеритовая, пойкилоофитовая структуры. Базальты трансканальной фации имеют афировую структуру, лишенную вкрапленников, при этом в основной массе у них микродолеритовая и пойкилоофитовая структура, то есть такая же, как и у порфировых разностей. Кроме того, базальты транскамерной фации имеют химический состав, отвечающий магме, лишенной, в той или иной степени, твердой, ликвированной жидкой фазы. В рамках предложенной модели рудоносные интрузивы сопоставляются с базальтами мокулаевской свиты. Основанием является их существенно лавовый тип разреза мощностью до 610 м и отчетливая деплетированность порфировых разностей относительно афировых по Ni и Cu около 15 и 25% соответственно.

Рост и кристаллизация вкрапленников плагиоклаза происходили на уровне современных интрузивных камер, из чего следует что, базальты транскамерной фации должны нести в себе изотопно-геохимические метки о минералообразующей среде.

В результате ранее проведенных исследований (Изотопная геология норильских месторождений, ВСЕГЕИ, 2017) выяснилось, что интрузивы разной степени рудоносности отличаются величинами $^{3}He/^{4}He$, $^{40}Ar/^{36}Ar$, $\delta^{34}S$. В интрузивах с богатым оруденением (Талнахская, Хараелахская, Норильск I) доля мантийного гелия составляет 1-5%, а доля атмосферного аргона 88-100%, тогда как в слаборудоносных интрузиях Вологочанского рудного узла (Вологочанская, Южно-Пясинская) при той же доле мантийного гелия, доля атмосферного аргона составляет 60-80%. В интрузивах с убогим оруденением доля мантийного гелия достигает 10%, а доля атмосферного аргона варьирует в широких пределах. Таким образом, доминирующим источником вещества палеофлюидов являются породы коры. В формировании пород и руд принимали активное участие насыщенные воздухом воды вмещающих осадочных пород. Тем не менее, остается дискуссионным вопрос о глубине источника коровых флюидов ассимилированных базальтовой магмой. Основной целью исследования изотопов He и Ar в

газово-жидких микровключениях в базальтах низкотитанистой серии является проверка допустимости гипотезы В.А. Радько.

Базальты мокулаевской свиты, изучены по трем пробам, отобранным в естественных обнажениях в пределах южной части Хараелахской мульды. Проба 1006 представлена гломеропорфировым базальтом, вкрапленников плагиоклаза 5-10%, проба 1017 гломеропорфировый базальт, вкрапленников плагиоклаза около 3%, проба 1010 пойкилоофитовый, афировый базальт.

В пробе 1010 доля мантийного гелия 11.9%, а доля атмосферного аргона 62.4% (табл. 1), ранее подобные значения были выявлены в интрузивах несущих убогое оруденение: Боотанкагская, Тулай-Кирякская. В данной пробе определены максимальные содержания (ppm) Ni–126 и Cu–213. В пробе 1017 доля мантийного гелия составляет 10.8%, атмосферного аргона 75.6, содержание Ni–113, Cu–133. В пробе 1006 доля мантийного гелия составляет 6.2%, а доля атмосферного аргона 86.7%, при этом в данной пробе определены минимальные содержания Ni–85.9 и Cu–78.8. На рисунке 1 видно, что значения изотопного состава гелия и аргона в пробе 1006 максимально приближены к полю значений ранее выявленных в интрузивах с богатым оруденением.

Таблица 1. Характеристика базальтов мокулаевской свиты

№ пробы	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zr ppm	He_m/He(%)	Ar_a/Ar(%)
1010 афировый базальт	52.2	126	213	85.5	11.9	62.4
1017 гломеропорфировый	48.9	113	133	90.3	10.8	75.6
1006 гломеропорфировый	48.3	85.9	78.8	90.6	6.2	86.7

Примечание: Определения содержания рудных элементов выполнены методом ICP-MS (г. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Газы выделяли посредством дробления образцов в вакууме (Толстихин И.Н., Прасолов Э.М. 1971): He_m/He - доля мантийного гелия, рассчитанная для значений $^3He/^4He$ в верхней мантии 1.2.10–5 и 2.10–8 в земной коре; Ar_a/Ar - доля воздушного аргона рассчитывается по результатам изотопного анализа аргона: Ar_r (%) = $(40Ar/36Ar)_{атм}/(40Ar/36Ar)_{пробы} \times 100$; доля радиогенного аргона рассчитывается так: Ar_r (%) = 100 – Ar_a (%); определение гелия и аргона на приборе Micromass 5400 (Англия), Ar_a – атмосферный Ar; Ar_r – радиогенный (глубинный) Ar.

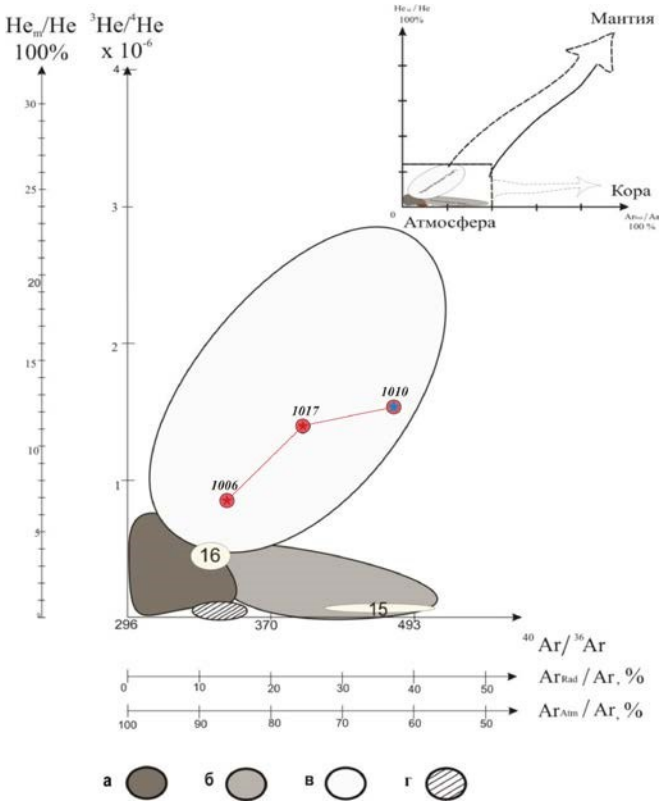


Рисунок 1. Изотопный состав He и Ar в базальтах мокулаевской свиты.

Зоны распространения интрузивов (Изотопная геология норильских месторождений, ВСЕГЕИ, 2017): *а* – богатых (промышленно-рудоносных); *б* – средних (рудоносных); *в* – бедных (слаборудоносных); *4* – сателлитов промышленно-рудоносных. Интрузивы: 15 – Микчангдинский, 16 – Бинюдинский.

Как известно (В.А. Федоренко, 2010) поведение Ni и Cu в силикатном процессе является противоположным. Ni накапливается в кумулусе силикатных минералов (оливин, пироксен), а Cu концентрируется в остаточном расплаве. В результате, корреляция между Ni и Cu в породах будет отрицательной (при интенсивном фракционировании) или будет отсутствовать (при незначительном фракционировании). Картина кардинально меняется, если в процессе эволюции магмы происходит сегрегация сульфида или сульфидносиликатное взаимодействие. Степень вхождения и Ni, и Cu в сульфид очень высока, гораздо выше, чем степень вхождения Ni в минералы силикатного кумулуса. В породах, где происходило сульфидно-силикатное взаимодействие, корреляция между Ni и Cu будет положительной.

В качестве индикатора выше описанного процесса было предложено отношение Cu/Zr (Н.С. Горбачев, 2012) . Cu и Zr – элементы с близкими магмафильными и контрастными халькофильными свойствами. Из-за близости магмафильных свойств при кристаллизационной дифференциации силикатной магмы, не контактирующей с сульфидным расплавом, отношение Cu/Zr изменяются незначительно. Однако в присутствии сульфидного расплава различия халькофильных свойств данных элементов приводит к уменьшению отношения Cu/Zr, в лавах из-за перераспределения Cu в сульфидный расплав. На рисунке 2 видно, что изученные нами базальты характеризуются идентичными содержаниями Zr, тогда как содержания Ni и особенно Cu варьируют в широких пределах. Отчетливая деплетированность по Ni и Cu выявленная в пробе 1006 относительно афирового базальта (проба 1010) в рамках модели В.А. Радько объясняется появлением сульфидной фазы в расплаве в результате контаминации магмы серой из осадочных пород девона. Появившийся изначально «стерильный» сульфидный расплав экстрагировал из силикатного расплава рудные элементы - Ni, Co, Cu и PGE. В пользу этого предположения служит выявленное Cu/Zr отношение в пробе 1006, равное 0.9, тогда как в афировом базальте (проба 1010) данное отношение составляет 2.5.

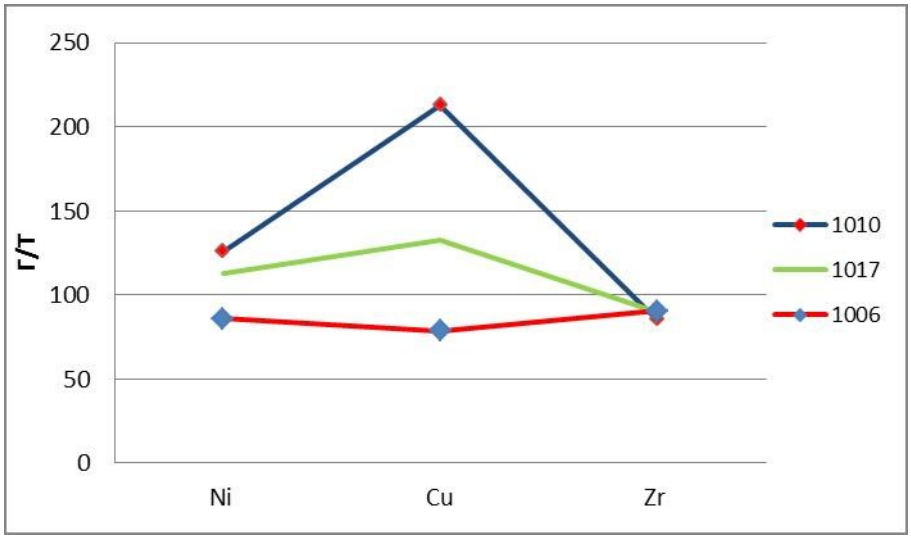


Рисунок 2. График содержаний Ni, Cu и Zr в базальтах мокулаевской свиты (Талнахский рудный узел)

В результате исследований было показано, что разделение базальтов на трансканальную и транскамерную фации излияний на основании их текстурно-структурных особенностей является правомерным, поскольку базальты с афировой и гломеропорфировой структурой контрастно различаются между собой по изотопному составу гелия и аргона.

Впервые выявленный изотопный состав He и Ar в афировом базальте мокулаевской свиты подтверждает выводы, сделанные при изучении интрузий с различной степенью рудоносности. Согласно «Изотопная геология норильских месторождений, (2017)» доминирующим источником вещества палеофлюидов для наиболее рудоносных интрузивов являются породы коры. В формировании пород и руд принимали активное участие насыщенные воздухом воды вмещающих осадочных пород. В породах интрузивов несущих богатое оруденение доля мантийного гелия не превышает 5%, а доля атмосферного аргона составляет 88-100%. Согласно вновь полученным данным, в афировом базальте мокулаевской свиты, доля мантийного гелия составляет 11.9%, а доля атмосферного аргона 62.4%, на основании чего можно сделать выводы, что контаминация магм рудоносных интрузий коровыми флюидами, происходили не в пределах среднейверхней коры, а на уровне современных интрузивных камер.

В целом выявленные особенности подтверждают генетическую модель динамической дифференциации и кристаллизации В.А. Радько, и позволяют обосновать методику для достоверного регионального прогноза сульфидных Cu – Ni руд на основе изучения легкодоступных разрезов туфолавовой толщи, так как надъаянский покров, есть практически во всех районах трапповой провинции.

Благодарности. Авторы признательны С.Ю. Степанову и Р.С. Паламарчуку за содействие при проведении аналитических исследований.

Горбачев Н.С. Источники и условия форомирования сульфидно-силикатных магм норильского района // Геология рудных месторождений. 2012. т. 54. №3. С.195-220.

Толстихин И.Н., Прасолов Э.М. Методика изучения изотопов благородных газов из микровключений в горных породах и минералах // Тр. ВНИИСИМС. 1971. Т. XIV. С. 86–

98. Изотопная геология норильских месторождений. – СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 352 с.

Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. Спб:

Изд-во ВСЕГЕИ. 2016. 226 с.

Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. №11. С. 19-27.

Федоренко В. А. Магматизм и медно-никелевые месторождения Норильского района. Неопубликованная рукопись. 2010. 55 с.

Li C., Naldrett A.J., Shmitt A.K. et al. Magmatic anhydrite-sulfide assemblages in plumbing system of the Siberian Traps // Geology. 2009. V. 37. P. 259–262.

Naldrett A.J. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalts // Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 1945–1962.

Naldrett A.J. A history of our understanding of magmatic Ni-Cu sulfide deposits // Can. Mineral. 2005. V. 43. P. 2069–2098.

Золоторудные ассоциации и формации Чадакского рудного поля (Восточный Узбекистан).

Кирезиди С.В.[1]

[1]*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз, г.Ташкент, Узбекистан,* skirezidi@gmail.com

Золоторудная ассоциация – совокупность, сообщество минералов, сопряженных в пространстве и объединенных по некоторым признакам, образовавшихся в целом в одну стадию с золотом или даже в течение одного этапа минерализации. Вся минеральная продукция одной стадии в виде одной или нескольких парагенетических ассоциаций и является вещественным отображением стадии в целом (Паффенгольц К.Н., и др., 1973). Золоторудная формация – группа месторождений золота со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, формирующимися в близких геологических условиях независимо от времени образования (Паффенгольц К.Н., и др., 1973).

Чадакское рудное поле приурочено к Чадакской приразломной депрессии (Арапов В.А.,1983; Рудные поля Карамазара, 1972) расположено на южном склоне восточной оконечности

Кураминских гор, в среднем течении реки Чадак, на территории Папского района Наманганской области (Голованов И.М. и др., 2001) и находится в зоне мощного Кумбель-Угамского разлома, на пересечении его с северо-восточным Северо-Ферганским глубинным разломом.

Чадакское рудное поле включает золото-серебряные месторождения Пирмираб и Гузаксай, а также ряд рудопроявлений золота и других полезных ископаемых.

В пределах рудного поля установлены следующие вулканоструктуры: Урюклинское купольное поднятие, Чадакский приразломный прогиб, южная краевая часть Бабайтаудорской кальдеры.

Урюклинское купольное поднятие локализуется в северо-восточной части площади рудного поля и обусловлено внедрением лакколитообразных тел гранодиорит-порфиров, сиенитодиоритовых порфиров и трахиандезит-дацитов.

Чадакский приразломный прогиб в плане имеет Т-образное строение, протягивается вдоль зоны Кумбельского разлома до срезания ее более молодой Бабайтаудорской кальдерой. Бабайтаудорская кальдера попадает на площадь Чадакского рудного поля своей юговосточной частью. В структуре рудного поля находят объяснения ареальный характер проявления золотого оруденения, этапность процесса рудообразования, определяются пути проникновения магматического материала и флюидов, энергия, способствующая рудообразованию и условия локализации рудного вещества (Голованов И.М. и др., 2001). Из крупных разрывных нарушений по направлениям простирания на площади месторождения выделяются: север-северо-западные (Джулайсайский и др.), субмеридиональные (Гузаксайский, Акбулак-Каракутанский и др.), северо-западные (Шунавак-Каттасайский, северо-восточная ветвь Джулайсайского разлома, Смещающий и др.) и северо-восточные (Малый Джулайсайский и др.). Север-северо-западные разломы являются рудоконтролирующими, а на отдельных отрезках в оперяющих их трещинах и рудолокализующими. Субмеридиональные разломы расположены в центральной части месторождения. На всем своем протяжении они несут признаки эндогенной активности, выраженные метасоматитами и жильными с золотом образованиями. Северо-западные разломы характеризуются большой протяженностью и слабой гидротермальной проработкой вмещающих пород. Для северо-восточных разломов характерны сравнительно небольшие амплитуды перемещения и слабая гидротермальная проработка вмещающих пород. Иногда они

сопровождаются маломощными, линзующимися кварцевыми, кварц-карбонатными жилами с золото-серебряной рудной минерализацией (Голованов И.М. и др., 2001). Площадь рудного поля сложена вулканогенными (60 %) и интрузивными (около 30 %) породами.

Геологические образования рудного поля относятся к герцинскому структурному этажу, перекрытому на юго-востоке альпийскими отложениями Ферганской долины. В месторождениях Пирмираб и Гузаксай заключены главные кварц-золоторудные тела месторождений.

Месторождение Пирмираб расположено в восточной части рудного поля на левобережье р.Чадак. На его площади получили развитие вулканогенно-осадочные отложения надакского и шурабсайского комплексов. Субвулканические образования этого комплекса представлены мелкими, неправильными штокообразными телами андезидацитов, андезибазальтов и дацитов.

Интрузивные образования представлены гранитоидами карамазарского, куюндинского комплексов и дайками основного, среднего и кислого состава.

На площади месторождения Пирмираб выделяются жильные минерализованные зоны, имеющие северо-западное, близкое к меридиональному простирание.

Жилы, расположенные между руслом реки Чадак и Чадакбашинским разломом, объединены в Восточную минерализованную зону, представленную телами кварц-карбонатного состава в южной и центральной частях и кварц-хлоритового с пиритом – в ее северной части и на глубоких горизонтах.

Месторождение Гузаксай расположено на правобережье р.Чадак в 2-х км к западу от месторождения Пирмираб и сложено вулканогенно-осадочными отложениями надакского и шурабсайского комплексов.

Обнажающиеся в центральной части месторождения андезиты и андезидациты, переходящие на глубоких горизонтах в сиенито-диоритовые порфириты, являются, по-видимому, апикальными частями единого пологозалегающего куюндинского интрузивного

(субвулканического) тела сложного состава и строения. Эти породы являются вмещающей средой промышленных кварцево-золоторудных жил месторождения.

Рудные зоны представляют собой серию кулисообразно развитых линзующихся жил сложного минерального состава: адуляр-карбонат-кварц-золоторудных, предшествующих им кварц-гематитовых, а также наложенных на них более поздних образований (гранатволластонитовые с сульфидами, кварц-сульфидные, кварц-золото-теллуридные и др.). Мощность жил от 0,5-2 м до 6-7 м (реже 12-17 м в раздувах), протяженность до 400-500 м. Протяженность главной Пирмирабской зоны более 4 км. Оруденение прослеживается на глубину до 400 м (Голованов И.М. и др., 2001).

Процесс рудообразования в рудном поле был длительным и многостадийным (Мансуров

М.М. и др., 1985; Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана,

1969; Моисеева М.И., 1966; Мансуров М.М. и др., 1977; Смирнова С.К., Мансуров М.М.,1991; Смирнова С.К., Козлов В.В.,1991). Рудовмещающие породы регионально пропилитизированы, что связано с поствулканическими процессами. Околожильные кварцсерицит-пиритовые метасоматиты (первая стадия) формируют протяженные линейные зоны мощностью в первые десятки метров, являющиеся индикаторами скрытых на глубине рудных жил. В них выделяются зоны кварцевого (вблизи рудных жил), кварц-серицитового (гидрослюдистого) и серицитового состава с пиритом, адуляром, ортоклазом. Следующая (вторая) стадия выразилась в образовании кварц-гематитовых жил, широко развитых на Гузаксае и незначительно на Пирмирабе.

Основная продуктивная ассоциация (третья стадия) формирует адуляр-карбонат-кварцзолоторудные жилы, которые часто совмещены с более ранними кварц-гематитовыми. Наблюдаются брекчии, где обломки последних цементируются продуктивным кварцем с адуляром. Продуктивный кварц – халцедоновидный, пластинчатый за счет его перекристаллизации. Адуляр выполняет трещинки катаклаза в кварце и цементирует его обломки (Михайлова Ю.В. и др., 2004). Наличие адуляра однозначно указывает на высокие содержания

золота (Дженчураева Р.Д.,1990). Карбонаты представлены тонкопластинчатыми кальцитом и анкеритом.

Сульфиды (0,5-1 %) представлены в основном пиритом (с постоянной примесью мышьяка 0,n %) высоко золото- и сереброносным. На отдельных участках (Гузаксай, Акбулак) широко в небольшом количестве встречается арсенопирит. Золото (до 98-99 %) представлено тонкодисперсной разностью невысокой пробности (540-765 ‰) и относится к электруму. Образует вростки в кварце, реже – в адуляре, анкерите, а также в пирите. Отношение золота к серебру в рудах составляет 1:7 – 1:10 (Михайлова Ю.В. и др., 2004г.).

В рудах месторождений Чадакского рудного поля кварц-полисульфидно-теллуриднозолоторудная продуктивная ассоциация выделена (Мансуров М.М. и др., 1977). Она характеризуется высоким серебро-золотым отношением 50-100:1 (в рудах основной ранней продуктивной оно не превышает 10:1). В рудах Пирмираба, Гузакская теллуриды были известны в небольшом количестве, однако, исследования С.К.Смирновой и др. по изучению минералогии уч. Акбулак показали широкое развитие теллуридов золота и серебра (петцит, гессит, штютцит, хенриит), свинца (алтаит), висмута (тетрадимит).

В Чадакском рудном поле большинство известных участков приурочено к эндо- и экзоконтактовым зонам гранитоидного массива куюндинского типа (C_{2-3}). Размещение оруденения связано с секущими субмеридиональными разломами, меж- и внутриформационными зонами окварцевания, контактами экструзивных, субвулканических тел гипабиссальных фаций (Мажидов Т.М. и др., 1992).

Здесь проявились две золоторудные формации, которые совмещены в рудных телах. Ранняя (основная) убогосульфидная кварц-карбонат-адуляр-золоторудная характеризуется отношением золота к серебру 1:7-10. Золото представлено электрумом. В более поздней кварц-сульфидно-теллуридно-золоторудной это отношение составляет 1:100 и выше. Золото находится в теллуридной форме (и в виде электрума) (Михайлова Ю.В. и др., 2004). По данным термобарогеохимических исследований (Михайлова и др., 1997) руды ранней, ведущей (кварц-карбонат-адуляр-золоторудной) формации отлагались на глубине не менее 1км в условиях литостатического давления до 200 бар при температуре 370-260 °С. Отложение руд поздней теллуридно-золоторудной формации происходило при температуре 300-120 °С.

Третья, кварц-сереброрудная формация четко отделяется от ранних золоторудных развитием диабазовых даек и последайковой скарново-полисульфидной минерализацией (Мансуров М.М., и др., 1977). Ее продукты (волластонит) цементируют обломки золотопродуктивного кварца с адуляром. Наложение более высокотемпературной скарновой минерализации на золоторудные ассоциации свидетельствует о процессе реювинации в связи с проявлением более молодой интрузивной деятельности. Скарны не несли золотой минерализации, но при скарнировании карбонат-золоторудных жил содержат унаследованное золото.

Послескарновой являются продукты кварц-серебро-полиметаллической формации, в составе которых большая группа минералов серебра.

Кварц-карбонат-адуляр-золоторудная формация, наиболее четко проявившаяся в Чадакском рудном поле, характеризуется развитием оруденения в связи с гранитоидами куюндинского типа на контакте экструзивных, субвулканических и гипабиссальных тел. О большой роли поствулканических (сольфатарно-фумарольных) процессов свидетельствуют и мощные линейные зоны вторичных кварцитов в межформационных зонах с проявлением кварцпирит- золоторудной формации на месторождении Кочбулак.

Кварц-карбонат-сульфидно-теллуридно-золоторудная формация отличается от предыдущих геохимической связью золота с теллуром. Образование ее по времени близко к заверщающим этапам трахиандезит-дацитового вулканизма, нередко связано с жерловыми телами эксплозивных брекчий, имеющих взрывной характер. Рудные растворы богаты летучими и несут рудные компоненты как корового, так и мантийного происхождения. Данные изотопного состава, полученные по минералам магматических пород и руд указывают, что их значения

отвечают случаю смешения мантийного и корового вещества, которое происходило в нижней части коры на уровне выплавления магм (Голованов И.М. и др., 2001; Коваленкер В.А., Чернышев И.В., 1998). Немаловажную роль в рудоотложении играли метеорные воды, которые смешивались с горячими восходящими флюидными растворами (Михайлова и др., 1997). Причем доля магматических компонентов в растворах была более значительной в высокосульфидных формациях, нежели в убогосульфидных (Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., 1998).

Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент. Фан.1983. 256с.

Голованов И.М. и др. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. С.201-21., 660 с.

Дженчураева Р.Д. Палеозойская история геодинамического развития Тянь-Шаня и его металлогения // Минерагения и перспективы развития минерально-сырьевой базы. Алматы. Гылым. 1990. С.81-100.

Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. Основные геолого-генетические типы эпитермальных золото-серебряных месторождений Кураминского региона и их минералого-геохимические признаки // Узбекистан олтин конлари: геология ва саноат турлари. Ташкент. 1998. С.85-88.

Коваленкер В.А., Чернышев И.В. Эпитермальные флюидно-магматические системы золотосеребряных месторождений Кураминских гор (Узбекистан): источники рудного вещества по данным изучения изотопного состава свинца и стронция // Узбекистан олтин конлари: геология ва саноат турлари. Ташкент. 1998. С.39-43.

Мажидов Т.М., Эгамбердиев. Особенности локализации золотого оруденения Чадакского рудного поля (Восточный Узбекистан) // Узб. геол. журнал. 1992. №3-4. С.47-54.

Мансуров М.М., Смирнова С.К. Парагенезисы минералов Чадакского рудного поля // Зап. Узб. Отд.ВМО. 1977. Вып. 30. С. 78-81. Моисеева М.И. К вопросу о генезисе кварцево-рудных жил в Кураминском хребте // Узб. геол. журнал. 1966. №2. С.56-59.

Паффенгольц К.Н., Боровиков Л.И. и др. // Геологический словарь. Москва. Недра. 1973. Т.1. 58с. Т.-2. 384с. Рудные поля Карамазара. Душанбе. Ирфон. 1972. 386с.

Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент Фан. 1969. 396с.

Смирнова С.К., Козлов В.В. Минералогическая зональность золоторудных жил Чадака и определение глубины эрозионного среза // Зап. Узб. отд. ВМО. 1991. Вып.44. С.13-17. Смирнова С.К., Мансуров М.М. Применение кристалломорфологического анализа пирита для оценки уровня эрозионного среза на золоторудных месторождениях Чадакского рудного поля (Кураминский хребет) // Зап. Узб. отд. ВМО.1991. Вып.34. С.42-48.

Новые данные о коренной (Pb-Zn-Ag-Rh) рудоносности центральной части Алданской антеклизы, Центральная Якутия: состав руд и закономерности размещения

Козлов Г.А.[1], Терехов А.В.[1]

[1]*ФГБУ «ВСЕГЕИ» г. Санкт-Петербург, Gleb98-210@yandex.ru; Gleb_Kozlov@vsegei.ru*

В 2017-2018 гг. Алданской партией Отдела металлогении и месторождений полезных ископаемых ВСЕГЕИ в ходе полевых работ по составлению комплекта листов Госгеолкарты 1000/3 P-52 (Якутск) были проведены работы в центральной части Алданской антеклизы в том числе вдоль побережья р. Лена на участке Бестях – Тит-Ары, с известным проявлением Pb-Zn-Ag минерализации. Впервые были обнаружены новые проявления вкрапленной и жильной сульфидной минерализации в кембрийском карбонатном комплексе на левобережье р. Лена. В пределах непосредственно рудопроявления и в магматических породах чаро-синского комплекса выявлены повышенные содержания металлов платиновой группы, что вместе с результатами полевых наблюдений меняет представления о генетической принадлежности рудопроявления.

Комплексное свинцово-цинковое оруденение в пределах исследуемой территории представлено рудопроявлением «Кетеме» на левом берегу р. Лена в районе устья реки Кучугуй-Кетеме. Оно локализовано в карбонатных породах титаринской свиты (Є1tt), залегающих субгоризонтально. Породы чаро-синского комплекса в пределах изучаемой территории представлены дайками долеритов, кварцевых долеритов и габбро-долеритов, простирающимися на северо-восток. Они выходят на поверхность у поселка Тит-Ары и по геофизическим данным прослеживаются под рудопроявлением.

Рудопроявление «Кетеме» изучалось в начале 1940-х гг. Синской поисковой партией (Крылов 1943 г.) и Нохоройской геолого-съемочной партией в конце 1950х гг. – начале 1960х гг. (Хан 1965.). Впоследствии оно изучалось в ходе аэрофотогеологического картирования масштаба 1:200 000 (Камалетдинов, 1984 г.) и в ходе работ по программе ГДП-200 на территории листов Госгеолкарты P-52-XXV, XXVI, XXVII в конце XX века (Щербаков и др. 1999)

Ввиду недостаточной изученности до сих пор существует две точки зрения о характере рудопроявления и его генетической принадлежности. Часть авторов считает, что оно относится к типу стратиформных Pb-Zn месторождений в карбонатных толщах (Наталов и др. 1999). Часть же авторов указывала на гидротермальный характер возникновения орудинения, но не давала ему четкой генетической принадлежности. (Хан и др. 1965, Камалетдинов 1984).

В ходе работ 2018 года было отобрано 50 штуфных проб на геохимические анализы, 50 сколковых проб на изготовление шлифов и аншлифов, 1 проба на U-Pb изотопное датирование пород чаро-синского комплекса. Пробы отбирались из коренных выходов магматических, осадочных и метасоматически измененных и собственно рудных образований

По результатам работ было установлено широкое развитие сульфидной минерализации в коренных породах на берегу р. Лена от поселка Тит-Ары до поселка Еланка. В частности, у поселка Тит-Ары были обнаружены делювиальные крупноглыбовые развалы кварцкарбонат-сульфидных метасоматитов, представленные крупнозернистым кальцитом с среднезернистыми агрегатами кварца и обильной вкрапленной сульфидной минерализацией марказитового состава. Породы отвечают по составу описанным предшественниками первичным рудам рудопроявления «Кетеме». В аншлифах наблюдаются гипидиоморфные, удлиненные клиновидные и ксеноморфные метазерена, с образованиями звездчатых тройников. Также видны псевдоморфозы марказита по пириту. Пирит наблюдается в виде единичных не полностью замещенных реликтовых кристаллов.

Установлено, что рудопроявление «Кетеме» относится к низкотемпературному гидротермально-метасоматическому типу Pb-Zn-Ag минерализации в карбонатных толщах. Околорудные изменения представлены окварцеванием и доломитизацией и не несут следов процесса скарнообразования. Рудные тела, выделенные предшественниками, тяготеют к зоне субмеридианального глубинного разлома в пологозалегающих известняках. Они прослеживаются как у уреза воды, так и на середине склона и у его вершины. Тела Pb-Zn минерализации представлены интенсивно ожелезнёнными известняками с зонами массивного, вкрапленного оруденения и гнездообразных включений преимущественно окисленных сульфидов, протяженностью не более 10-15 метров, мощностью не более 1-2 метров. Подобные зоны, встречаемые вдоль берега р.

Лена восточнее рудопроявления разобщены и находятся на значительном удалении друг от друга.

Слабо ожелезнённые руды центральной части склона представлены в основном крупнозернистыми агрегатами галенита и сфалерита с небольшим содержанием пиролюзита, редкими ксеноморфными агрегатами марказита подверженным лимонитизации.

В окисленных рудах в основании склона галенит представлен в виде сильно ожелезненных реликтов с агрегатами церуссита. Видимых минералов серебра не обнаружено. По данным предшественников, оно присутствует в самородном виде. Также в рудах отмечены мелкие кристаллы кварца и кальцита. В габбро-долеритах чаросинского комплекса отмечена слабая минерализация ксеноморфного пирита, халькопирита и пиролюзита. Последний формируется по кристаллам мафических минералов, образуя скелетные формы и псевдоморфозы.

В пределах центральной части проявления были выявлены содержания Pb - до 13,19%, Zn – до 2,86 %, Ag – до 13,8 г/т в слабо окисленных рудах и до 0,4% Pb и 0.88% Zn в гнездообразных скоплениях в окисленных рудах.

Важнейшей находкой стало обнаружение повышенного содержания платиноидов как в окисленных и первчиных рудах, так и в габбро-долеритах. В слабо окисленных рудах отмечено содержание Rh – 2,24 г/т, Pd – 0.026 г/т, Pt – 0.0042 г/т, а также золото в количестве 0,04 г/т. В сильно измененных породах с гнездообразными скоплениями сульфидов Rh – 0.12 г/т, Pd – 0.0048 г/т, Pt – 0.023 г/т. В кварц-карбонат-марказитовой жиле у поселка Тит-Ары: Rh – 0,0082 г/т, Pd – 0.012 г/т, Pt – 0,023 г/т. Наконец, в габбродолеритах Чаро-синского комплекса – Rh – 0.0023 г/т, Pd – 0.039 г/т, Pt – 0.011 г/т, а также Au – 0.013 г/т.

По результатам проведенной работы сделаны следующие выводы:

- Pb-Zn минерализация в пределах изученной территории относится к гидротермальнометасоматическому низкотемпературному типу в карбонатных толщах и напрямую связана с процессами позднедевонской тектономагматической активизации. - Рудные тела, выделенные предшественниками и наблюдаемые непосредственно на рудопроявлении, представлены вкрапленными, массивными и гнездовидными рудами и приурочены к зонам субвертикальных глубинных разломов северо-восточного простирания. Рудные тела имеют линзообразную форму, мощность их составляет до 2 метров и протяженность не более 15. Они наблюдаются только на берегу р. Лена, однако породы, похожие на измененные кварц-карбонат-марказитовые метасоматиты, встречены в 5,5 км северо-восточнее рудопроявления в карьере у трассы Тит-Ары – Еланка. - Первичные руды, имевшие пиритовый состав, практически не сохранились. В неокисленных их разновидностях, присутствующих непосредственно рядом с выходами тел долеритов и габбро-долеритов чаро-синского комплекса на дневную поверхность наблюдается замещения пирита клиновидным марказитом.

- Повышенные содержания благородных металлов приурочены к участкам с наибольшими содержаниями Pb и Zn в слабоокисленных рудах. В целом, породы чаро-синского комплекса и связанные с ними гидротермально-метасоматические образования не изучались на содержание в них металлов платиновой группы. В дальнейшем необходимо широкое изучение разломов, контролирующих размещение магматических образований, в пределах Синско-Ботомской СФЗ.

Камалетдинов В.А. и др. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЯАССР; Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования и геологического доизучения масштаба 1:200 000 на территории листов Q-51-XIV-XVI, XIX-XXXVI. P-51-IVI, IX-XII, XIV-XXIV, P-52-I-XXVII, P-53-I, VII, XII по работам Центрально-Якутской партии №14/76 в 1978-84 г.г. Том I, книга 2 (текст отчета) с. 160. Якутск, 1984. № 015058 Крылов В. В. Основной отчет о результатах работы Еланского отряда Синской геологопоисковой партии 1943 г. 1944. № 239

Наталов и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте масштаба

1:1 000 000 (новая серия), лист P-52, 53 – Якутск. СПб. 1999 186 с. + 8 вкл. МПР России, ВСЕГЕИ, «Аэрогеология»)

Хан В. С., и др. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Листы P-52-XXV-XXVI (восточная часть), P-52-XXVI (западная часть).

Геологическое строение право- и левобережья р. Лены на участке д.д. Тит-Ары – УлаханАан, 1965, №7342

Щербаков О. И. и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте масштаба 1:200 000 Серия Амгинская., Листы P-52-XXV (Синск), P-52-XXVI (Тит-Ары), P-52-XXVII (Булгунняхтах). М., 1999 74 с. + 5 вкл. (МПР России, «Якутскгеология»).

Массивные и брекчиевые руды Удоканского месторождения (Северное Забайкалье)

Козлов Ю.[1,2], Котов А.А [1], Кулаков Ф.В. [1], Мурашов К.Ю [1], Гонгальский Б.И. [1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва*
[2]*МГРИ-РГГРУ, г. Москва, ko.yura@mail.ru*

В рамках совместного проекта Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ)

«Геолого-экономические факторы развития транспортно-коммуникационных сетей Сибири и Дальнего Востока (на примере крупных месторождений стратегических металлов)» в 2017-2019 гг. в 2018 году была организована экспедиция Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН) в Каларский район Забайкальского края - зону влияния БайкалоАмурской магистрали. На небольшой площади (Удокан-Чинейский рудный район) сконцентрированы многочисленные от суперкрупных до мелких месторождения различных генетических типов. Их замечательной особенностью является дополняемость свойств руд. Это относится к малосернистым сульфидным рудам Удоканского месторождения и классическим сульфидным рудам норильского типа (месторождения

Чинейского массива) с одной стороны, и с другой высокотитанистые руды месторождений

Магнитное и Этырко Чинейского массива и безтитанистые магнетитовые руды Сулуматского месторождения (Гонгальский, 2015, Gongalsky, Krivolutskaya, 2018).

Удокан-Чинейский район расположен в пределах узкого клина западного окончания

Алданского щита на юге Сибирской платформы между структурами Байкало-Муйского и Монголо-Охотского поясов. Удокан-Чинейский район в геологическом отношении представлен преимущественно древними протерозойскими образованиями: карбонатнотерригенными отложениями Кодаро-Удоканского прогиба, ультрабазит-базитовыми интрузиями чинейского комплекса и гранитами кодарского комплекса (Геологическое строение …, 2001).

Этот район является одним из наиболее перспективных рудных районов России. Наибольшим минеральным разнообразием, масштабами оруденения и сложностью формирования отличаются многочисленные месторождения меди: от уникального по запасам Удоканского железо-серебряно-медных руд месторождения (медистых песчаников) и ряда месторождений-спутников, расположенных в его ближайшем обрамлении (Сакинское, Правоингамакитское, Ункур и др.), до магматических медных и медно-никелевых месторождений Чинейского и Луктурского массивов и крупнейшими запасами Fe-Ti-V руд (Архангельская и др., 2004). Помимо главного металла – меди – в этих месторождениях сосредоточены также серебро, золото, элементы платиновой группы. В месторождениях, относимых к спутникам Удокана, устанавливаются существенно большие концентрации Au, Ag, ЭПГ и других элементов-примесей, чем в удоканских рудах (Гонгальский, 2015).

Происхождение месторождений в осадочных породах вызывает дискуссии на протяжении многих десятилетий, практически со дня открытия Удоканского месторождения в 1949 г. Е.И. Буровой с коллегами. Хотя ряд других месторождений и имеет существенные отличия, они рассматривались как спутники Удокана. В настоящем сообщении мы рассматриваем только условия залегания и составы массивных и брекчиевых руд с минимальными вторичными преобразованиями, которые затрудняют интерпретацию первичного происхождения руд.

Удоканское месторождение является частью крупного Намингинского рудного узла. Его структура определяется Намингинской синклиналью, представляющей мульдообразную

складку, вытянутой в северо-западном направлении. В центральной части синклинали развиты алевролиты, аргиллиты, и песчаники намингинской свиты мощностью до 1000 м.

В крыльях складки – песчаники рудовмещающей верхнесакуканской подсвиты, мощность которой доходит до 800 метров. Ниже: подстилающая толща песчаников среднесакуканской подсвиты. Строение синклинали осложнено зонами тектонических нарушений и многочисленными дайками (рис. 1).

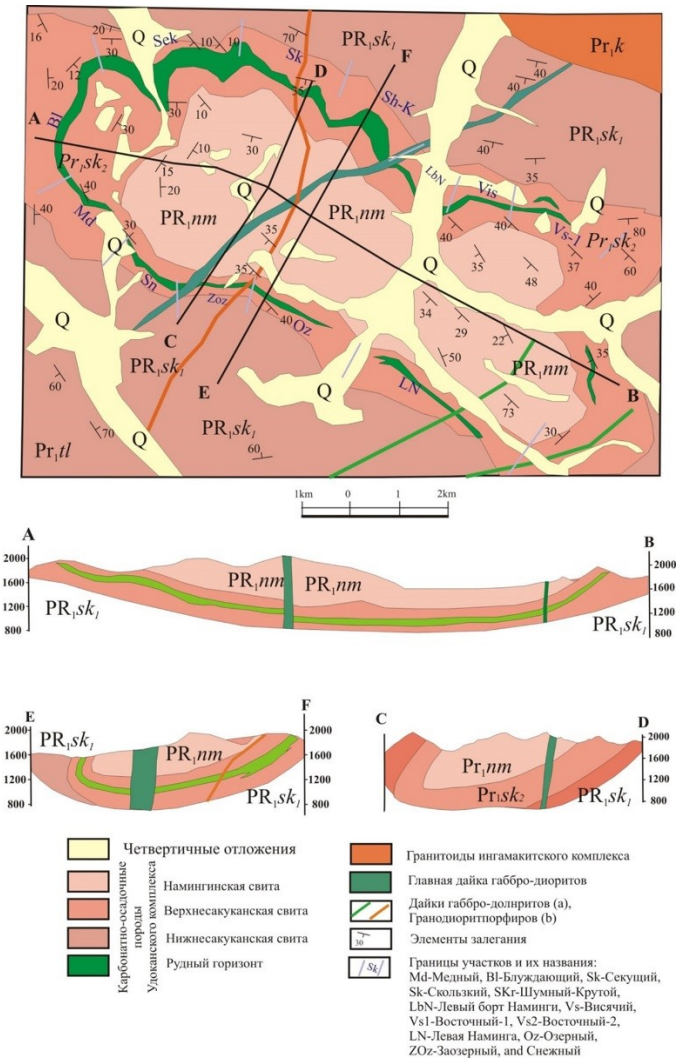


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта Удоканского месторождения (авторы Ф.П. Кренделев, Р.Н. Володин, В.С. Чечеткин и др., Гонгальский, 2015).

Главными рудообразующими минералами Удоканского месторождения, имеющие промышленные концентрации меди, являются халькозин и борнит, отчасти,.халькопирит . Также в прослоях песчаников внутри рудных тел и по их периферии встречается пирит. Нередко к главным минералам относится магнетит. Вторичные минералы представлены малахитом, брошантитом, ковеллином и гидроокислами железа. Из второстепенных распространены азурит, халькантит, гематит и гидроокислы марганца. Главными породообразующими минералами выступают кварц (60-80%), полевые шпаты (10-25%), и цементирующая масса, состоящая из тонких агрегатов кварца, серицита и кальцита (Архангельская и др., 2004). Полевые исследования проводились в районе штолен №14 (участок Секущий), №2 (Левый борт Наменги) и №5 (Озерный). В районе штольни №14, в левом борту ручья наблюдаются коренные выходы различных текстурных типов руд (рис. 2): а) жилы массивных руд мощностью до 20 см с резкими контактами с вмещающими мелкозернистыми песчаниками, б) изометричными обособлениями близкой к квадратной форме (в сечении) массивных сульфидов, в) жилами брекчий, где обломки

окварцованных песчаников сцементированы сульфидами, г) маломощными прожилками с раздувами.

Среди первичных руд массивные и брекчиевые текстуры преобладают и на других участках месторождения.

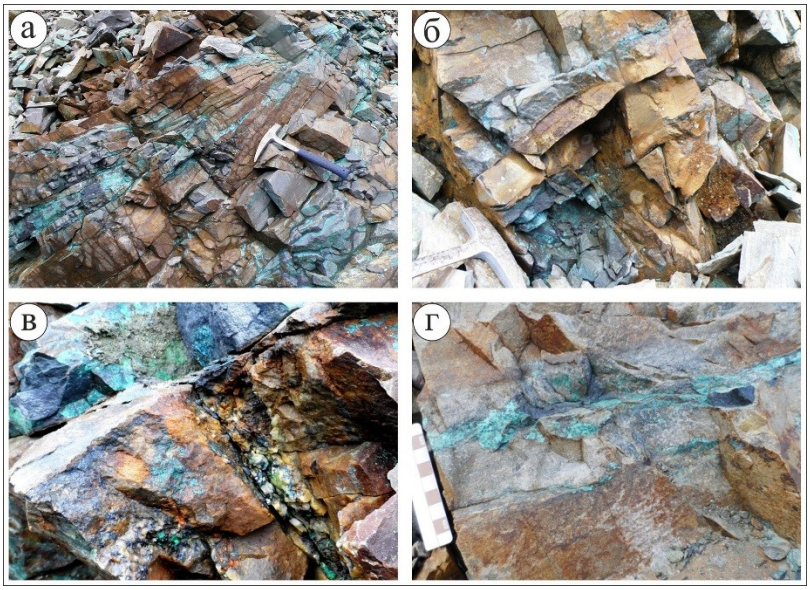


Рисунок 2. Морфология халькозин-борнитовых руд в районе штольни №14 (объяснения в тексте).

Таблица 1. Составы пород и руд Удоканского месторождения.

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	ППП	Cu
16/1	60,21	0,31	10,74	2,86	0,266	10,65	0,84	1,74	2,87	0,09	0,89	2,95	3,88
16/2	н/а	0,19	н/а	3,00	0,083	2,84	н/а	н/а	н/а	0,05	6,42	н/а	18,32
8354/1	65,19	1,21	16,78	4,32	0,021	1,20	1,25	1,64	5,29	0,33	0,03	2,65	0,06
8354/2	70,61	0,47	13,54	4,27	0,018	0,49	0,87	2,39	3,71	0,13	0,19	1,97	1,48
8354/3	н/а	0,29	н/а	3,45	0,025	0,61	н/а	н/а	н/а	0,08	6,43	н/а	19,88
Oz-7/2	71,30	0,31	12,32	1,22	0,099	3,93	0,84	2,93	3,20	0,10	0,30	1,62	1,21
Oz-7/1	н/а	0,07	н/а	0,60	0,469	24,49	н/а	н/а	н/а	0,00	6,05	н/а	9,08
N-3-2	67,98	0,56	8,24	4,64	0,134	5,26	1,40	3,83	1,23	0,17	0,68	н/а	н/а
N-3-4	71,23	0,35	7,42	3,49	0,189	8,27	0,92	3,69	1,26	0,12	0,31	н/а	н/а

Рентген-флуоресцентные анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН. Аналитик А.И. Якушев.

Вмещающие сульфидные руды породы (таблица) представлены кварцевыми и кварц полевошпатовыми песчаниками, с различными соотношениями слюд (серицит) и карбонатов. Для удоканских руд впервые получен возраст сфенов из кварц-сульфидных прожилков на Удокане (1896,2 ± 6,2 млн. лет, Perelló et al., 2017), он близок ко времени формирования сульфидных руд магматических месторождений Чинейского массива (Гонгальский, 2015). Существенно более легкая сера ($\delta^{34}S$ от - 20 до - 45 ‰) характерна для сингенетичных прослоев с халькопиритом, пиритом или пирротином. Для халькозинборнитовых руд месторождения преобладают значения $\delta^{34}S$ от –8,6 ‰ до –2,7 ‰, что может свидетельствовать о разных источниках серы для указанных типов минерализации. Образование рудных тел с массивными и брекчиевыми текстурами могут свидетельствовать о кристаллизации сульфидов из высококонцентрированных флюидов. Распад флюидной системы приводил к образованию брекчиевых текстур, уходу из системы, что способствовало формированию массивных сульфидных руд. Происхождение таких флюидов Б.И. Гонгасльским связывается с

фракционированием ультрабазитбазитовых магм, сформировавшим расслоенные массивы чинейского комплекса (Чинейский, Майлавский, Луктурский и др.).

Отделявшиеся от интрузии на заключительной стадии пневмато-гидротермальные флюиды, смешиваясь с флюидной фазой осадочных пород, образовывали гидротермальные системы с гидротермальными месторождениями в ближайшем обрамлении расслоенных массивов. Отделявшиеся флюиды формировали гидротермальные системы, выносившие металлы из магматического очага во вмещающие породы.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» по договору № 09/2018/РГО-РФФИ.

Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождение Читинской области России. Чита. 2004. 520 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ. Чита. 2002. 63 с.

Гонгальский Б.И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС. 2015. 248 с.

Gongalsky B. & N. Krivolutskaya. World-class deposits of the Northeasthern Transbaikalia, Siberia, Russia. Springer. 2018.

Perell´o J, Sillitoe RH, Yakubchuk AS et. al. Age and tectonic setting of the Udokan sediment hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia // Ore Geol. Rev. 2016. 86: 856-866.

Железистые и железомарганцевые образования Восточно-Сибирского моря

Колесник А.Н.[1], Колесник О.Н.[1], Ярощук Е.И.[1]

[1]*ТОИ ДВО РАН, Владивосток, aiaks1986@mail.ru*

При выполнении геологических работ в рамках российско-китайской арктической экспедиции ASW–2016 (НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2016 г.) в западной части Восточно-Сибирского моря обнаружены железистые и железомарганцевые образования (ЖМО). Материал поднят на пяти станциях в пределах и вблизи ранее установленных очагов скопления (Шнюков и др., 1987; Иванова и др., 2005). Глубина моря в точках пробоотбора составила 12–132 м. ЖМО залегают на поверхности дна, нижней частью контактируя с осадком и иногда частично в него погружаясь. Цвет изменяется от коричневого, буроватокоричневого и темно-бурого в основной массе до почти черного на отдельных участках (каемки, пятна). По морфологическим признакам ЖМО делятся на две большие группы – трубчатые, столбчатые образования и уплощенные стяжения, плитки (рис. 1). Первые распространены преимущественно на мелководье, вторые – относительно глубоководные образования. Наиболее представительные образцы и части ЖМО (30 проб, 2 аншлифа) изучены с помощью стандартного комплекса физико-химических методов анализа.

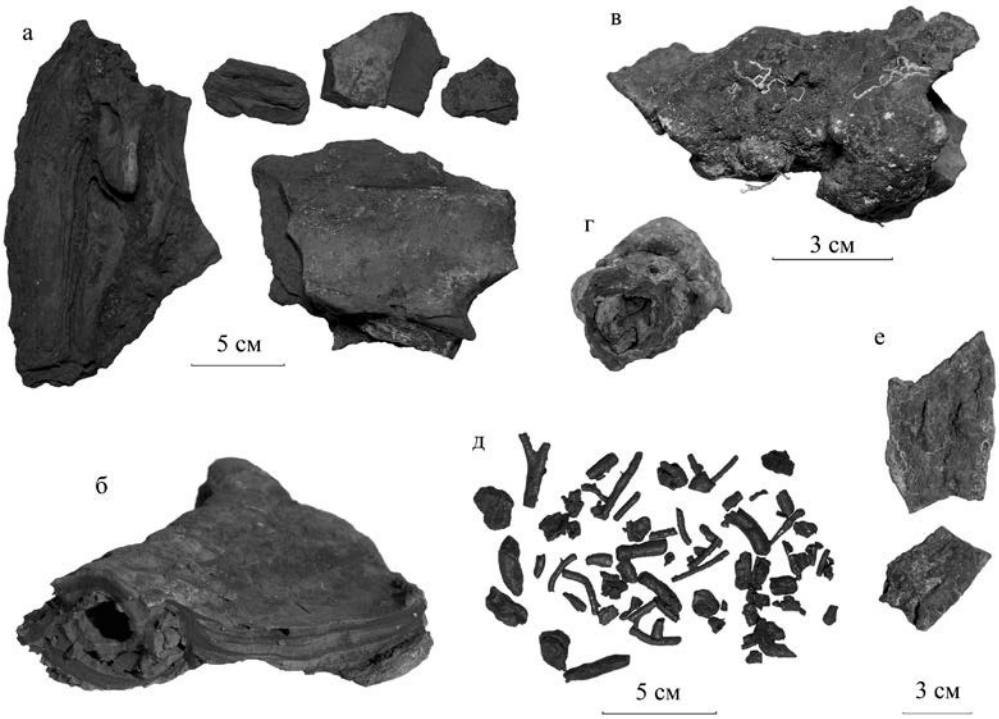


Рисунок 1. Морфологические типы ЖМО из западных районов Восточно-Сибирского моря.

а, б – слоистые плитки: (вид сверху и скол соответственно); в, г – крупное трубчатое образование, выполненное глинистым веществом (боковой и фронтальный вид соответственно); д – преимущественно мелкие образования трубчатой формы; е – плитчатые образования с плоским глинистым ядром.

Согласно нашим и литературным данным (Безродных и др., 1984; Батурин, Дубинчук, 2011; Батурин и др., 2017), рудная часть ЖМО сложена частично раскристаллизованными гидроксидами и водными фосфатами железа, в меньшей степени – марганца. На микроуровне

распространены колломорфные структуры (полосы, пятна) железистого, железомарганцевого, железокремнистого, кремнистого и марганцевого состава, нередко при участии фосфора (рис. 2, табл.). Содержание фосфора на локальных участках, обогащенных железом, может достигать 6 %. В железистых фазах нередко фиксируется примесь ванадия и титана, в марганцевых – никеля, цинка и молибдена. В валовом химическом составе железо почти всегда доминирует над марганцем: Fe – 9,45 %, Mn – 1,38 %, Fe/Mn – 24,95 (здесь и далее приводятся средние значения). Таким образом, по содержанию главных рудных элементов ЖМО условно делятся на железистые и железомарганцевые. Общее содержание фосфора в пробах составляет 0,48 %. Содержание микроэлементов, в том числе цветных металлов, низкое и крайне низкое – обычно десятки г/т. Высокое и повышенное содержание кремния и алюминия (26,53 % и 6,61 % соответственно) объясняется примесью осадочного вещества (зерна кварца, полевых шпатов и слабоизмененные чешуйки слюд), заключенного в рудную массу в процессе роста ЖМО.

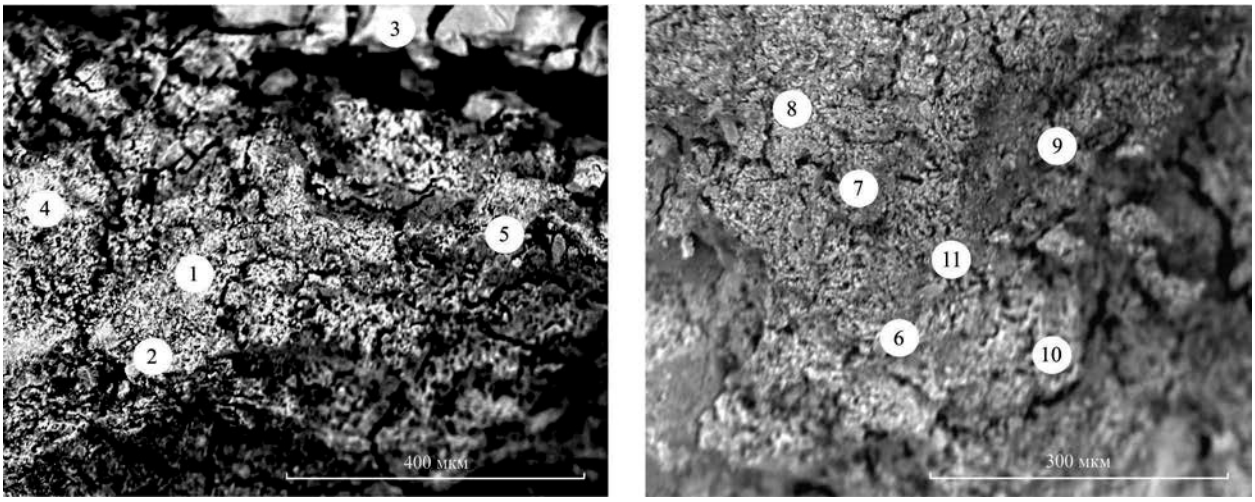


Рисунок 2. Микростроение трубчатого ЖМО из северо-западной части Восточно-Сибирского моря (см. рис. 1в, 1г).

Вид в отраженных электронах. Кружками отмечены точки микрорентгеноспектрального опробования. Цифры соответствуют номерам анализов, приведенным в таблице 1.

Таблица 1. Локальный* химический состав трубчатого ЖМО из северо-западной части Восточно-Сибирского моря.

Элемент	№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Fe	33,28	9,22	66,41	29,99	35,78	6,02	8,03	10,25	2,40	14,26	0,24
Mn	16,21	48,65	–	31,28	0,97	32,24	1,58	21,58	0,29	38,76	0,31
P	1,55	0,51	2,01	1,39	1,78	0,32	–	0,23	–	0,69	–
O	30,41	28,92	19,69	27,85	39,33	40,25	45,52	39,08	52,98	25,36	51,47
Si	7,31	2,32	4,16	2,06	12,14	7,03	33,29	12,88	20,95	8,60	27,74
Al	3,57	0,72	1,09	–	3,99	3,36	6,37	7,43	14,86	2,89	10,50
Na	1,26	2,17	1,61	1,60	1,41	3,64	0,86	1,51	0,57	2,16	8,19
K	1,43	1,07	0,89	0,56	1,59	1,61	1,80	2,67	6,61	1,91	0,12
Ca	1,73	2,11	1,89	2,08	0,80	1,30	0,29	1,15	–	1,90	1,43
Mg	1,07	1,60	0,76	0,92	0,91	2,14	1,41	2,04	1,13	1,46	–
Ti	0,29	–	–	–	–	–	–	0,23	0,22	0,35	–
V	–	–	–	–	0,22	–	–	–	–	–	–
Ni	–	0,43	–	–	–	0,41	–	–	–	–	–
Zn	–	0,52	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Mo	–	–	–	–	–	0,71	0,67	–	–	–	–
S	0,31	0,19	–	0,35	–	–	–	0,31	–	0,35	–
Cl	1,58	1,56	1,49	1,92	1,06	0,98	0,19	0,63	–	1,34	–
Сумма, вес. %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

*Данные микрорентгеноспектрального анализа. Результаты представлены в нормализованном виде. Прочерк означает, что элемент не обнаружен. Расположение точек опробования приведено на рисунке 2.

По характеру распространения, внешнему и внутреннему строению, минеральному и химическому составу ЖМО Восточно-Сибирского моря, в том числе изученные нами образцы, являются типичными аутигенными образованиями арктической континентальной окраины. Большинство исследователей связывает формирование ЖМО арктических морей с постседиментационными преобразованиями, происходящими в осадочной толще (окислительный этап диагенеза). Степень подвижности, которую химические элементы при этом проявляют, можно оценить путем сопоставления их содержания в ЖМО и осадках (вычисление коэффициента концентрации). Нами получен следующий ряд: $As_{12,25}$ (max) – $Th_{10,42}$ – $Tl_{6,16}$ – $Cd_{5,19}$ – $Mo_{5,01}$ – $Mn_{4,81}$ – $P_{4,26}$ – $Ni_{2,82}$ – $Cu_{2,37}$ – $Fe_{1,97}$ – $Sr_{1,87}$ – $V_{1,73}$ – $Ca_{1,72}$ – $Zn_{1,54}$ – $Co_{1,44}$ – … – $Si_{0,95}$ – … – $Al_{0,77}$ – $Li_{0,74}$ – $Rb_{0,71}$ – … – $Ti_{0,44}$ – $Ta_{0,42}$ – $Zr_{0,36}$ (min). В целом данные не противоречат ранее опубликованным (Безродных и др., 1984; Батурин, Дубинчук, 2011) и существенно их дополняют.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-60104 Арктика) и РНФ (проект № 17-77-10043; цветометрическая характеристика образцов).

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.

Безродных Ю.П., Агарков А.П., Валпетер А.П., Вейнбергс И.Г., Розе В.К., Шибанов В.М., Левит М.И. Железомарганцевые конкреции Чаунской губы (Восточно-Сибирское море) // Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 116–121. 4.

Иванова А.М., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Кайнозойский рудогенез в шельфовых областях России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 167 с.

Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Красовский К.С. Железо-марганцевые конкреции морей СССР // Геологический журнал. 1987. Т. 47. № 1. С. 32–43.

Поймы рек в зоне Чернобыльской аварии как потенциально радиационно опасный объект (на примере Плавского радиоактивного пятна)

Комиссарова О.Л.[1], Иванов М.М.[2], Кошовский Т.С.[2]

[1]*Факультет почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, komissarovaolga93@yandex.ru*
[2]*Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, ivanovm@bk.ru*

Значительная часть ^{137}Cs, вовлечённая в перемещение в результате процесса водной эрозии почв, переоткладывается в верхних звеньях флювиальной сети, преимущественно внутри пашни и в днищах сухих долин. Тем не менее, часть ^{137}Cs совместно с наносами транспортируется в днища речных долин, в том числе непосредственно в русла постоянных водотоков или в водоёмы.

Для строения днищ долин равнинных рек характерно наличие нескольких морфологических уровней, связанных с различными этапами эрозионного развития рельефа. Наиболее низкие уровни, которые примыкают к руслу реки и затапливаются в периоды подъёма её уровня, называются поймой. Главным фактором формирования пойм для равнинных рек служит аккумуляция взвешенных наносов в периоды их затопления (Nanson and Croke, 1992). Соотношение вклада различных рельефообразующих агентов в формирование поймы во многом определяется масштабом речной долины. Для малых рек, где ширина днища долины обычно не более нескольких десятков или первых сотен метров, вклад бассейновой составляющей в сток наносов сопоставим с русловой составляющей, а пойма реки служит одновременно и аккумулятором, и источником твердого материала, переносимого рекой (Schumm, 1977; Lewin, 1978; Чалов и Чернов, 1985). При поступлении в русло реки загрязняющих веществ, таких как ^{137}Cs, перемещающихся совместно со смытыми с площади водосбора почвенно-грунтовыми частицами, и при последующем перемешивании с русловыми наносами в период прохождения паводков, на пойме может происходить их аккумуляция, способствующая увеличению суммарных запасов загрязняющих веществ, в том числе ^{137}Cs, в пойменных почвах (Chesnokov et al., 2000; Linnik et al., 2005; Маркелов и др., 2012). В связи с этим, высокий запас ^{137}Cs – наиболее экологически значимого радионуклида после аварии на Чернобыльской АЭС, поступившего в массовом количестве (75-86 ПБк) в окружающую среду (Атлас загрязнения Европы…, 1998) и имеющего длительный период полураспада (30,17 лет), – может приводить к увеличению мощности дозы гамма-излучения на территории.

Одним из наиболее пострадавших от Чернобыльской аварии участков в пределах Европейской России является Плавское радиоактивное пятно Тульской области, первоначальная плотность поверхностного радиоактивного загрязнения которого в 1986 г. составляла185-555 кБк/м^2, а доза внешнего облучения населения территории – до 35 мкЗв/ч (Атлас современных и прогнозных аспектов…, 2009), что превышало предельно допустимые уровни радиоактивного загрязнения, поэтому населенные пункты, находящиеся на территории Плавского радиоактивного пятна, получили статус «зоны проживания с правом на отселение» (ФЗ «О социальной защите граждан…», 1991). В настоящее время, спустя более 30 лет после аварии на Чернобыльской АЭС, радиоэкологическая обстановка Плавского пятна в целом стабилизировалась: мощность дозы гамма-излучения варьирует

0,11-0,20 мкЗв/ч, что соответствует значениям для средних широт Европейской части России (Болдырева и Овчарова, 2016). Однако поймы рек, широко используемые местным населением в хозяйственных целях, продолжают оставаться потенциально радиационно опасными объектами, так как запас ^{137}Cs в них высокий и составляет около 300 кБк/м^2 (Мамихин и др., 2016).

Для выявления особенностей накопления ^{137}Cs и формирования мощности дозы гаммаизлучения на поймах были исследованы реки бассейна р. Упы (правобережный приток р. Оки): участки пойм рек Локны, Плавы и самой Упы, располагающиеся в осевой зоне Плавского радиоактивного пятна (рис. 1).

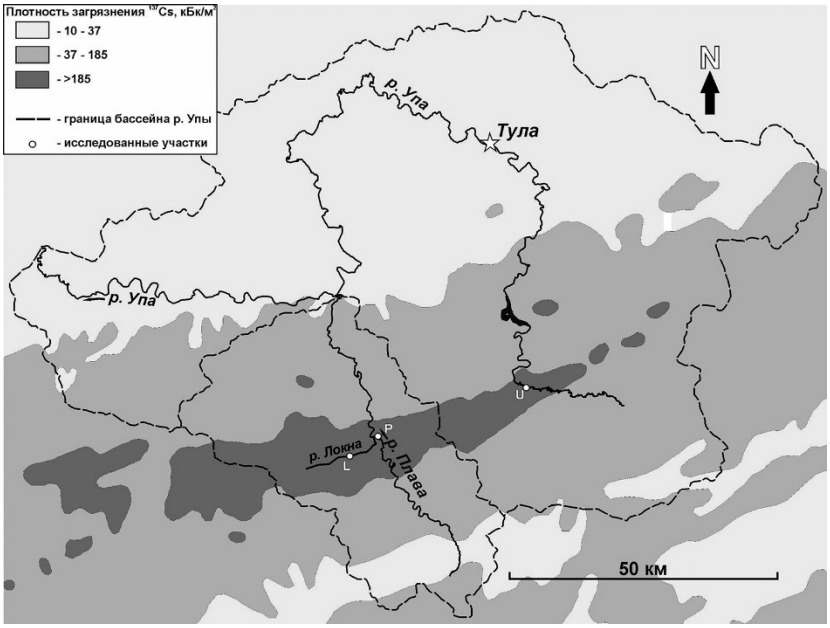


Рисунок 1. Расположение исследованных участков пойм Плавского радиоактивного пятна

В рамках ряда исследований, проведенных на территории Плавского радиоактивного пятна, были отобраны послойные образцы почвенного материала и изучено вертикальное распределение запасов ^{137}Cs на различных уровнях пойм (табл. 1). Выявлено, что суммарный запас ^{137}Cs в поймах низкого уровня в 1,5-2 раза выше, чем в поймах среднего уровня. Существенный прирост запасов ^{137}Cs в результате аккумуляции русловых наносов за постчернобыльский период также наблюдался на низком уровне пойм и в отдельных случаях составлял более 50% от общего запаса ^{137}Cs.

Таблица 1. Распределение запасов ^{137}Cs и их изменения в пост-чернобыльский период на исследованных участках пойм

Река	Локна[1]		Плава[2]		Упа
Уровень поймы	Низкий	Средний	Низкий	Средний	Низкий
Суммарный запас, кБк/м^2	546	262	327	256	168
Прирост запасов за пост-Чернобыльский период, кБк/м^2	300	69	179	83	61

[1]Мамихин и др., 2016, [2]Belyaev et al., 2013

В период летней межени в сентябре 2018 г. были произведены площадные замеры мощности эквивалентной дозы гамма-излучения на исследованных участках в поймах рек Локна, Плава, Упа. Значения мощности дозы гамма-излучения на низких поймах были зафиксированы в основном в диапазоне 0,25-0,30 мкЗв/ч, на высоких поймах – 0,35-0,45 мкЗв/ч. Несмотря на то, что на низких уровнях пойм суммарные запасы ^{137}Cs превосходили показатели с более высоких уровней пойм, мощность регистрируемой дозы в целом оказалась меньше, чем для средних уровней пойм (рис. 2).

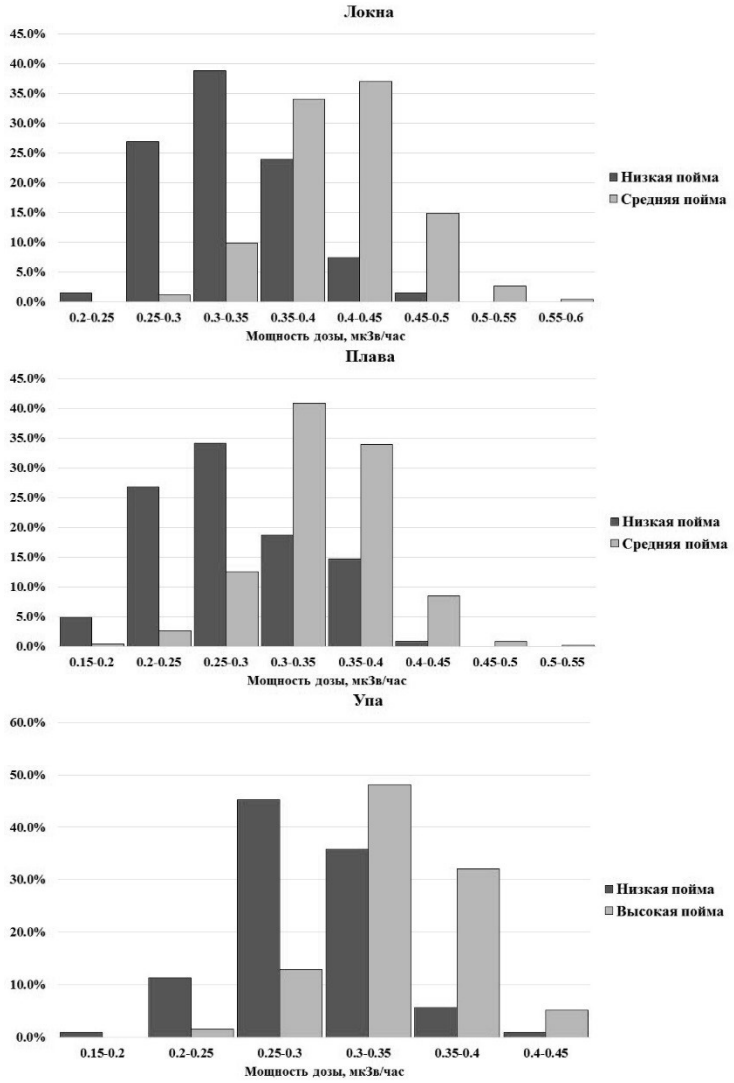


Рисунок 2. Распределение измеренных значений мощности дозы на разных уровнях пойм в пределах исследованных участков

Такой эффект объясняется тем, что со временем происходит снижение концентрации радионуклидов в стоке наносов, и аккумуляция их на пойме приводит к экранированию наиболее загрязнённой части пойменных отложений. В частности, схожая ситуация была зарегистрирована в зоне загрязнения, возникшего после атомной аварии на Фукусиме. В результате единичного крупного эрозионного события в сток попало большое количество сравнительно чистого материала, который был переотложен в устье реки, что привело практически к шестикратному сокращению мощности дозы гамма-излучения на участках аккумуляции (Konoplev et al., 2018).

Таким образом, суммарный запас ^{137}Cs в низких поймах выше по сравнению со средними поймами в 1,5-2 раза, при этом прирост запасов ^{137}Cs за пост-чернобыльский период на низких поймах составляет практически 50%. Значения мощности дозы гамма-излучения на исследованных участках в поймах рек Плавского радиоактивного пятна несколько превышают средние показатели по Тульской области. Однако на низких уровнях поймы мощность дозы меньше, чем на средних уровнях, что связано с экранированием поймы русловыми наносами. Такой эффект следует учитывать при проведении ремедиационных мероприятий по устранению последствий загрязнения территорий радиоактивными веществами.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ №18-35-00654.

Атлас загрязнения Европы цезием после Чернобыльской аварии – Люксембургское бюро для официальных изданий Европейских сообществ. 1998. 71 с.

Атлас современных и прогнозных аспектов последствий аварий на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Беларуси. 2009. – Минск. 136 с.

Болдырева В. В., Овчарова В. Н. Итоги 30-летнего радиационно-гигиенического мониторинга на территориях Тульской области, подвергшихся радиоактивному загрязнению в результате аварии на Чернобыльской АЭС // Радиационная гигиена. 2016. Том 9, №2. С.48-55.

Мамихин С. В., Голосов В. Н., Парамонова Т. А., Шамшурина Е. Н., Иванов М. М. Вертикальное распределение 137Cs в аллювиальных почвах поймы р. Локна в отдалённый период после аварии на ЧАЭС и его моделирование // Почвоведение. 2016. № 12. С. 1521– 1533.

Маркелов М. В., Голосов В. Н., Беляев В. Р. Изменение темпа аккумуляции наносов на поймах малых рек в центре Русской равнины // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 5. С. 70–76.

О социальной защите граждан, подвергшихся воздействию радиации вследствие катастрофы на Чернобыльской АЭС: Федеральный закон РФ от 15.05.1991 № 1244-1 (ред. от 29.07.2018). Чалов Р. С., Чернов А. В. Геоморфологическая классификация пойм равнинных рек // Геоморфология. 1985. № 3. С. 3–11.

Belyaev V. R., Golosov V. N., Markelov M. V. Evrard O., Ivanova N. N., Paramonova T. A., Shamshurina E. N. Using chernobyl-derived 137Cs to document recent sediment deposition rates on the river Plava floodplain // Hydrological Processes. 2013. V. 27. №6. P. 807–821.

Chesnokov V., Govorun A. P., Linnik V. G., Shcherbak S. B. 137Cs contamination of the techa river flood plain near the village of muslumovo // Journal of Environmental Radioactivity. 2000. V. 50. №3. P.181–193.

Konoplev A., Golosov V., Wakiyama Y., et al. Natural attenuation of Fukushimaderived radiocesium in soils due to its vertical and lateral migration // Journal of environmental radioactivity. 2018. Vol.186. P. 23-33.

Lewin J. Floodplain geomorphology //Progress in Physical Geography. 1978. Vl. 2, №. 3. P. 408-437.

Linnik V. G., Brown J. E., Dowdall M., Potapov V. N., Surkov V. V., Korobova E. M., Volosov A. G., Vakulovsky S. M., and Tertyshnik E. G.. Radioactive contamination of the balchug (upper enisey) floodplain, Russia in relation to sedimentation processes and geomorphology // Science of the Total Environment. 2005. V. 339. P.233–251.

Nanson G. C., Croke J. C. A genetic classification of floodplains //Geomorphology. 1992. V. 4, №. 6. – P. 459-486.

Schumm S. A. The Fluvial System. New York: John Wiley and Sons. 1977. 338 p.

О стратегии металлогенических исследований протерозойского габбродолеритового магматизма Карелии на примере интрузива Мотко

Коневин К.А.[1]

[1]*ООО «Индустрия», г. Петрозаводск, KonevinKA@polymetal.ru*

Протерозойский габбродолеритовый магматизм Карелии представлен дайково-силловыми интрузиями четырех возрастных групп – от сариолия (~2310 млн лет) до вепсия (1770-1750 млн лет). Из них в металлогеническом аспекте интерес представляют высокожелезистые и высокотитанистые интрузии сариолия-людиковия. По предварительным данным (Иващенко В.И и др.,2011) платиноносными являются только Ti-Fe-габбродолериты людиковийского возраста (~1,98 млрд лет) – Пудожгорский магматический комплекс (месторождения Пудожгорское, Викша и др.), к которому относится и интрузия Мотко, расположенная в Центральной Карелии.

По данным буровых работ интрузия в структурном плане представляет собой силлообразное тело мощностью более 350 м с углами падения от 30° в его юго-восточной части до 50° в северо-восточной. Его соотношения с вмещающими метаосадочными породами янгозерской свиты ятулия, варьирующими по составу от конгломератов до сливных кварцитов, с большей долей вероятности свидетельствуют о людиковийском возрасте интрузии Мотко и соответственно о ее потенциальной платиноносности. Площадь выхода интрузии на современном эрозионном срезе составляет около 30 км^2. В магнитном поле, по результатам аэромагниторазведки (Баранов В.Н.,1995) и наземной площадной профильной магниторазведки 1:20 000 масштаба (Кузовенков А.Д., 2016), выходы интрузии контрастно выделяются в виде положительных магнитных аномалий интенсивностью до 2500-3000 Нтл при уровне нормального магнитного поля 53300 Нтл. (Кузовенков А.Д., 2016) Магнитные аномалии имеют меридиональное простирание и протяженность более 15 км. Породы интрузии дифференцированы на петрографо-структурном уровне - от тонкомелкозернистых в подошве, до средне-крупнозернистых разностей в кровле интрузии, а по составу - от метагаббродолеритов до габбродиоритов. Рассеянная сульфидная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, борнит?) характерна для габброидов и не превышает 1 %. По результатам спектрометрии в единичных пробах аномальные содержания меди достигают 1,9 %.

Буровыми скважинами рудовмещающие габбродолериты вскрыты на мощность более 200 м. Рудный титаномагнетитовый горизонт залегает в 60 м от подошвы интрузии и приурочен к контакту габбро (с/з, магнитного от 50 до 90 ед. СИ с пиритом и халькопиритом – 1 %) с габбродолеритами (серого до темного-серого цвета с/м/з, каппа> 40 ед.СИ; пиритхалькопиритовая минерализация менее 1 %). По разрезу интрузии отмечается

амфиболизация, умеренная хлоритизация, слабая эпидотизация, кварц-карбонатное и хлоритэпидот-кварцевое прожилкование, единичные прожилки пирита мощностью до 5 см, что, в совокупности, вероятно, указывает на высокие концентрации летучих, в том числе галоидов и воды, в исходном расплаве.

По данным пробирного анализа керновых проб (ООО «Стюарт Геокемикл Энд Эссей» г. Москва) и ICP- AES на 37 элементов (АО «Иргиридмет» г. Иркутск) зафиксирована минерализованная зона с повышенным содержанием Pt и Pd (>0,07 г/т); Fe, ICP>9.0 %; Ti, ICP >0,6 %; V, ICP >0,03 %; Cu, ICP >0,05 %. Мощность зоны до 7 м, прослежена по простиранию единичными буровыми профилями на протяжении более 3 км. Рудный горизонт представлен темно-серыми, массивными, м/з, меланократовыми габбродолеритами с пирит-халькопиритовой (до 3 %) и титаномагнетитовой (до 20 %) минерализацией. Размер рудных вкраплений не более 1 мм. Показания магнитной восприимчивости от 180 до 369 ед. СИ. Содержание суммы

благородных металлов в единичных штуфных пробах достигают 2 г/т. Лучшие пересечения в пересчете на эквивалент палладия (Pd_y), рассчитанный по формуле: Pd_y = Pd(г/т) + Pt(г/т) *1,77 + Au(г/т) * 2,35 + Cu (%) * 2,8, являются 1,93 г/т на 2 м (скв.272 БП-W266); 1,29 г/т на 3 м (скв. 104 БП-E158); 1,14 г/т на 1 м (скв.408 БП-E464)

Методами оптической минераграфии минеральные фазы благородных металлов не установлены, что обусловлено, вероятно, их микроразмерностью и нуждается в заверке микрозондовыми определениями. Однако, судя по положительной корреляции содержаний платиноидов с Bi, Te, Ni, можно ожидать присутствие минералов системы Pt, Pd-Bi-Te и Pt, Pd-содержащего мелонита.

Таблица 1 Результаты пробирного анализа штуфных проб

Номер пробы	Au_PA, г/т	Pt_PA, г/т	Pd_PA, г/т	Cu_ICP, %	Каппа, ед. СИ
M235601801	0	0.55	0.54	0.010	240
M235934004	0.17	0.51	1.24	0.008	260
M235934005	0.04	0.63	0.56	0.010	280
M235934008	0	0.43	1.02	0.014	190
M235934302	0	0.18	0.44	0.010	260
M235656001	0	0.43	0.52	0.004	176

Таким образом, исходя из результатов изучения платинометалльных проявлений интрузии Мотко и полученных ранее (Иващенко и др., 2011; Трофимов и др., 2008) данных по рудоносности Пудожгорского и Койкарского силлов, стратегия металлогенических исследований протерозойского габбродолеритового магматизма на территории Карелии заключается в сочетании региональных геолого-геофизических исследований с локальными на перспективных участках, сопровождающимися детальным минералого-петрографическим и геохимическим изучением разреза интрузий с определением степени их дифференцированности и выделением позднего парагенезиса, ассоциирующего с благороднометалльным оруденением. По геологическим соотношениям и геохронологическим данным отбираются габбродолеритовые интрузии людиковийского возраста (~1,98-2,0 млрд лет). Из них к потенциально рудоносным относятся пологозалегающие силлоподобные интрузии мощностью не менее 150-200 м, что является непременным условием для проявления в их объеме процессов дифференциации, приводящих к формированию рудных титаномагнетитовых горизонтов. По данным среднемасштабной магниторазведки в их пределах локализуются аномальные участки (25003000 Нтл и более). Детальными петрографическими и минералого-геохимическими исследованиями рудного горизонта и прилегающих к нему минерализованных зон определяется степень автометасоматических преобразований габбродолеритов, выражающаяся в формировании позднего парагенезиса - амфибол±биотит±хлорит±ильменит-II, темноцветные минералы которого характеризуются высокой железистостью (амфибол – Fe-Cl-актинолит, Cl-феррочермакит, биотит - f = 0,700,75, хлорит – f = 0,65-0,75) и стабильно высокими содержаниями хлора – амфибол (~1,0 %), биотит (~2,0 %). Высокожелезистые минеральные ассоциации сопровождаются выделением сульфидов (наиболее благоприятный признак – халькопирит, борнит) и благороднометалльной минерализацией.

Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2011. 368 с.

Баранов В. Н. Результаты опережающей комплексной АГСМЭ-съемки масштаба 1:25000 в пределах северной части Карельского перешейка и Северного Приладожья в 1991-1995 годах. 1995. 263 с. Росгеолфонд.

Кузовенков А.Д. Отчет «Выполнение наземных геофизических работ на лицензионной площади Мотко». СПб:. 2016. 35 с.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2008. 120 с.

Геолого-геохимические особенности пород трапповой формации западной части Нирюнгдинской мульды, Сибирская платформа

Коршунов Д.М.[1] Криволуцкая Н.А.[2] Нестеренко М.Р.[1]Лапковский А.А.[3] Сидоренко И.П.[3]

[1]*МГУ им М.В. Ломоносова, г. Москва, dmit0korsh@gmail.com*
[2]*ГЕОХИ РАН, г. Москва*
[3]*ООО «Норльскгеология», г. Норильск*

В Норильском рудном районе сосредоточены уникальные медно-никелево-платиновые месторождения, связанные с Сибирской трапповой формацией. Процесс их формирования до сих пор остаётся не ясным, вследствие чего возникает вопрос о перспективности обнаружения подобных месторождений в прилегающих к Норильскому рудному району территориях. Поисковые работы ООО «Норильскгеология» на площадях, близких по структурным особенностям к территории Норильского рудного узла, обнаружили признаки промышленной минерализации к югу от известных месторождений, на территории западной части Нирюнгдинской мульды. Геолого-геохимическому изучению этой территории посвящены данные исследования.

Во время проведения совместной экспедиции ГЕОХИ РАН и ООО «Норильскгеология» в 2016 г. был собран обширный полевой материал в северо-западных и западных частях Нирюнгдинской мульды, расположенной в 200 км к югу от г. Норильск. Собранная коллекция включает в себя образцы базальтов и туфов нижней части разреза вулканитов, а также образцы интрузивных образований различных магматических комплексов. Вместе с ними отбирались ориентированные образцы для палеомагнитных исследований. Взят керн скважины ПР-1, расположенной в западной части Кулюмбинской площади работ (площадь работ №3, рис.1). По собранному материалу были изучены геохимические особенности пород трапповой формации северо-западной и западной частях Нирюнгдинской мульды.

Нирюнгдинская вулканогенная мульда расположена в зоне сопряжения ХантайскоРыбнинского вала и Тунгусской синеклизы. Пространственно эта зона совпадает с тектоническим швом Имангдинского-Летнинского глубинного разлома, относящегося к Кулюмбинской ветке Норильско-Игарской палеорифтовой системы (Долгаль и др., 2006), которая, считается поставщиком рудоносной магмы. Нирюнгдинская мульда является самой северной структурой Курейско-Горбиачинского прогиба. Эта структура ориентирована на северо-восток, залегание пород на бортах мульды пологое, под углами 5-10°.На территории широко распространены сдвиго-сбросовые нарушения с вертикальной амплитудой смещения до 500 м и горизонтальной до 300 м. Нирюнгдинская мульда является переходной зоной между рифтогенным прогибом и синеклизой, в которых соответственно распространены магнезиальные и субщелочные массивы с уникальными Cu-Ni-Pt месторождениями и преимущественно толеитовые интрузивы, относящиеся к трапповой формации Сибирской платформы.

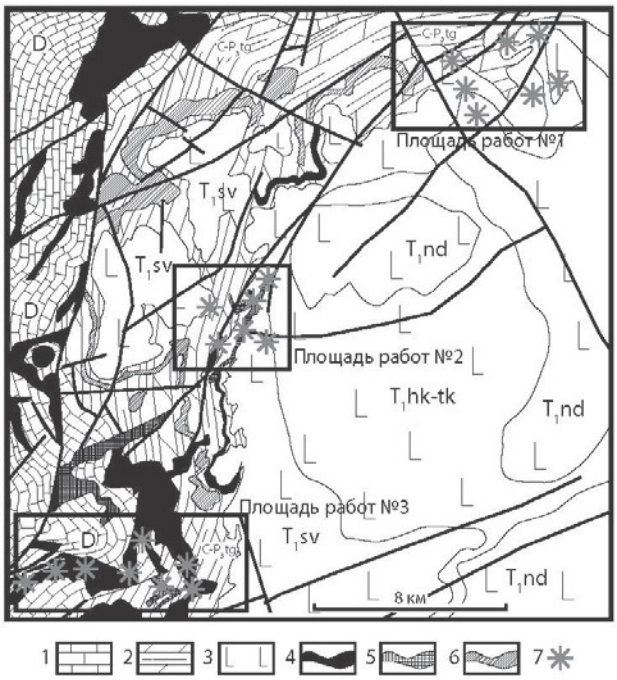


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта западной и северо-западной частей Нирюнгдинской мульды.

1. карбонатные породы девонского возраста; 2. породы тунгусской серии; 3. базальты трапповой формации; 4. катангский комплекс; 5. курейский комплекс; 6. ергалахский комплекс; 7. места отбора проб).

Собранная коллекция образцов изучалась с помощью рентгенофлуоресцентного метода (XRF, главные элементы) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой проб (ICPMS, редкие элементы).

В геологическом строении района исследований (рис 1) выделяется стратиграфический разрез от самых древних силурийских карбонатных пород, вскрытых только скважинами, до раннетриасовых базальтов надежденской свиты. На силурийских карбонатных породах согласно располагаются девонские известняки с прослоями аргиллитов и алевролитов, которые на дневной поверхности распространены слабо. Их мощность достигает 500 м. На них с незначительным угловым несогласием залегают песчаники, известняки, алевролиты и аргиллитыс углистыми линзами и слойками, относимые к тунгусской серии (C_2-P_2), мощностью до 400 м. Выше по разрезу последовательно располагаются свиты, относимые к трапповой формации: сыверминская (T_1sv), гудчихинская (T_1gd), хаканчанская (T_1hk), туклонская (T_1tk) и надежденская (T_1nd) соответственно. Трапповая формация представлена мелко- среднекристаллическими базальтами с порфировой, пойкилоофитовой, афировой текстурами, а также прослоями туффов, часто маркирующих границы потоков. Присутствуют породы как нормального щелочного ряда, так и субщелочные. Общая мощность вулканогенно-осадочной части разреза составляет 800 м. Разрез венчают элювиально-делювиальные четвертичные отложения.

Интрузивные образования, также относимые к трапповым образованиям, широко распространены и разнообразны. Согласно данным предыдущих исследователей (Струнин и др., 1994) на данной территории выделяются следующие интрузивные комплексы: ергалахский (P_2er), катангский (T_1kt), курейский (T_1kr) и норильский (T_1nr).

Ергалахский комплекс локализован, в основном, в породах тунгусской серии, и представлен пологосекущими силлами титан-авгитовых долеритов. Массивы имеют протяжённость до нескольких километров при мощности 20-50 м. Химический состав пород интрузивов отвечает трахидолеритам и щелочным габбро с переменным содержанием SiO_2, TiO_2, $Fe_2O_{3общ}$, $Na_2O + K_2O$, P_2O_5 (Рябов и др., 2001).

Катангский комплекс состоит из силлов оливоносодержащих пойкилоофтовых долеритов. Он является самым распространённым комплексом на данной территории (его образования занимают > 50% от объёма всех интрузивных тел). Практически весь комплекс сосредоточен в карбонатных породах девонского возраста, формируя изометричные или вытянутые тела, протяжённостью первые десятки километров, а их мощность составляет 50-60 м. По мнению геологов ООО «Норильскгеология», катангский комплекс является полным аналогом оганерского комплекса (T_1og), распространенного в Норильском районе. В качестве специфических особенностей его можно выделить: однородность интрузивных тел и их толеитовый состав, близкий к составу толеитовых базальтов моронговского-хараелахской свит (Рябов и др., 2001).

Породы курейского комплекса обнаружены в виде отдельных выходов на дневную поверхность небольших секущих тел вдоль берегов рек Халиль и Кулюмбэ, положение которых контролируется субмеридианальными разломами. Интрузивы представлены слабо дифференцированными телами от безоливиновых и оливиновых габбро-долеритов до троктолитов. Часто наблюдается сульфидное оруденение в виде небольших шлиров. По петрографии и геохимическим особенностям породы близки к интрузивным породам зубовского типа (T_1zb) норильского комплекса, широко распространённого на территории Норильского рудного района, для которого выделены следующие особенности: все горизонты, наблюдаемые в интрузивных телах, имеют близкие содержания Al_2O_3, а повышенные содержания Cu, Ni и FeO приурочены к наиболее магнезиальным горизонтам (Рябров и др.,2001). Потенциальную рудоносность района работ связывают именно с этим комплексом.

Породы норильского комплекса на данной территории распространёны ограниченно. Относимые к этому комплексу интрузивы представлены дифференцированными телами с отчётливо наблюдаемыми горизонтами от оливиновых габбродолеритов до безоливиновых габбродолеритов, лейкогаббро и габбро-диоритов. Эти образования вскрыты рядом скважин, а также обнажаются на поверхности в карбонатных отложениях девона.

Полученные результаты изучения геохимических особенностей вулканитов района подтверждают их предполагаемое отнесение к выделенным ранее свитам вулканитов. Базальты отбирались на площади работ №1 (рис. 1). По результатам XRF можно уверенно говорить о их полной идентичности соответствующим образованием Норильского рудного района.

Образцы интрузивных пород отбирались на второй и третей площадях работы (рис. 1).

Особое внимание уделялось ергалахскому, катангскому и курейскому комплексам.

Интрузивные породы, относящиеся к разным комплексам, резко отличаются по содержаниям MgO, K_2O и P_2O_5(рис. 2). Ергалахский комплекс, наиболее ранний, на фоне остальных выделяется по высокому содержанию TiO_2, Fe_2O_3, и щелочей (рис. 2). Породы курейского комплекса характеризуются самыми низкими содержаниями Fe_2O_3 и TiO_2, но повышенными содержаниями Cr_2O_3 (рис. 2), особенно это заметно при наличии сульфидной минерализации, что подтверждает общее правило связи сульфидной минерализации с наиболее основными породами для всего Норильского рудного района.

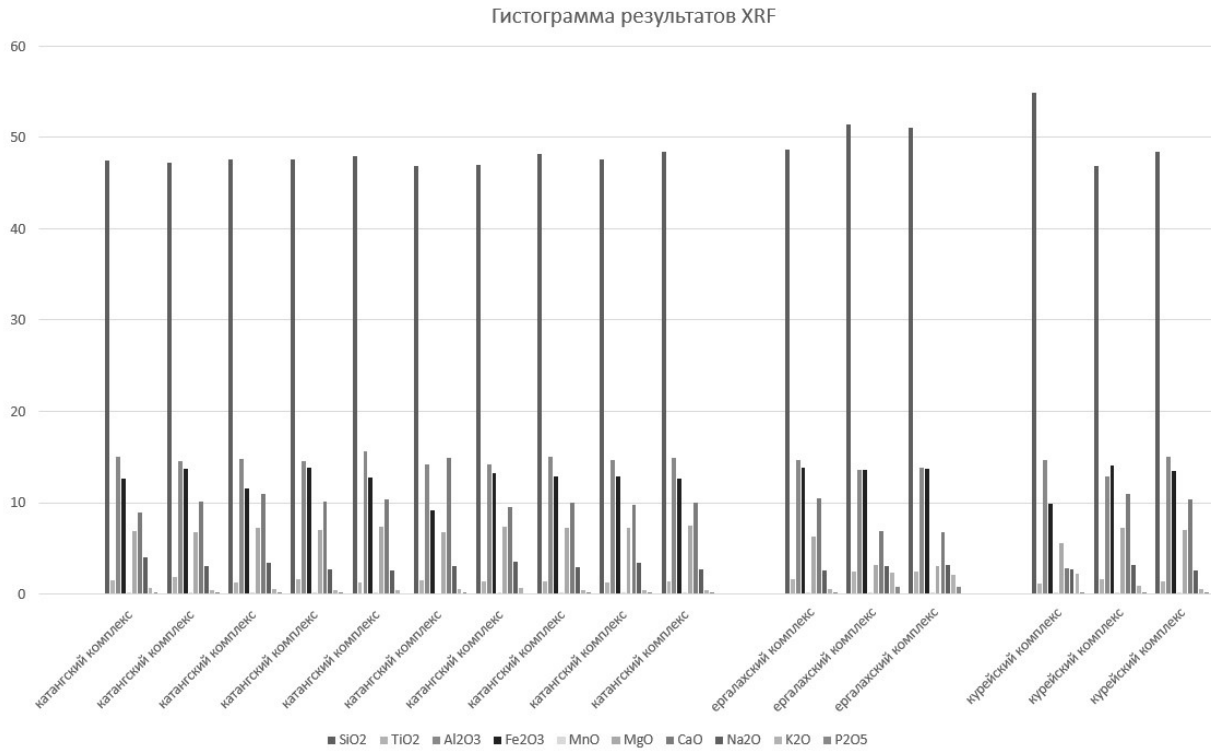


Рисунок 2. Гистограмма результатов XRF-анализа.

Катангский и курейский комплексы демонстрируют близкие, практически одинаковые, содержания следующих элементов: Y, Cs, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, что может свидетельствовать о близком источнике сформировавших их магм. Ергалахский комплекс сильно отличается от курейского и катангаского комплексов по аномально высокому содержанию Rb, Sr, Y, Cs, Cd, Ba, La, Ce, Pr, Nd и Sm и пониженным содержанием Li по сравнению с данными комплексами. Из всех изученных интрузивных образований только породы круглогорского типа норильского комплекса содержат сульфидную минерализацию. Они локализованы в западной части изученной территории.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-70094.

Долгаль А.С. Оценка перспектив обнаружения месторождений богатых платино-медноникелевых руд в пределах Северо-Сибирской никеленосной провинции с использованием современных компьютерных технологий интерпретации геопотенциальных полей, Пермь, Горный институт УрО РАН, 2006 г.;

Рябов В. В., Шевко А. Я., Гора М. П. Магматические образования Норильского района //Петрология траппов. новосибирск: изд-во нонпарель. 2000 г.

Струнин Б.М. и др. Геологическая карта Норильского рудного района 1:200000 м-ба. Объяснительная записка. Красноярск. 87 с.

Состав и U-Pb возраст циркона из проявления Ичетъю и Пижемского месторождения (Средний Тиман)

Красоткина А.О.[1], Макеев А.Б.[2], Скублов С.Г.[3,1]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, krasotkina93@mail.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, abmakeev@mail.ru*
[3] *ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru*

Объектом настоящего исследования стали широко известные на севере Вольско-Вымской гряде (Средний Тиман) полиминеральное алмаз-золото-редкоземельно-редкометалльнотитановое проявление Ичетъю, в виде конглобрекчиевого горизонта, залегающего непосредственно на одном из крупнейших в России Пижемском циркон-титановом месторождении. Оба объекта уникальны по запасам, и типоморфным особенностям рудных минералов. Задача исследования – установление возможных источников рудного вещества. Впервые проведено изотопно-геохимическое исследование циркона из проявления Ичетъю и Пижемского месторождения современными локальными методами, установившими единый тренд обогащения циркона неформульными элементами в результате гидротермальных процессов. Сопоставление состава и U-Pb возраста циркона по редким элементам из подстилающих рифейских глинистых сланцев (предполагаемого коренного источника) выявило их принципиальные отличия по типоморфным особенностям от циркона из изучаемых рудных месторождений.

Локальное датирование циркона из проявления Ичетъю U-Pb методом (SHRIMP-II) показало разброс результатов в интервале от 706 до 3283 млн. лет (рис. 1а). Большая часть точек анализов конкордантны и попадают в интервал от 1000 до 2000 млн. лет. Можно выделить два кластера, которые соответствуют пикам возраста: один для 6 точек с древним возрастом (1751 ± 15 млн. лет) и второй для 12 точек с молодым возрастом (1483 ± 10 млн. лет).

Большая часть точек (30 значений из 40) соответствует протерозойским значениям возраста. Для циркона из Пижемского месторождения следует отметить преобладание значений возраста в интервале 900-2000 млн. лет (Макеев и др., 2016; рис. 1а). В целом, значения определения возраста для циркона из рудопроявления Ичетъю и Пижемского месторождения совпадают для протерозойских и для архейских значений (около 2650 млн. лет). Характерной чертой циркона из Пижемского месторождения является наличие датировок с возрастом около 600 млн. лет. Эти значения возраста отвечает возрасту лампрофировых даек (606 ± 10 млн. лет) (Макеев, Брянчанинова, 2009) и отметкам возраста 580 млн. лет, которые были получены для рудных минералов из Новобобровского редкометалльно-Th-REE месторождения на Среднем Тимане (Удоратина и др., 2016).

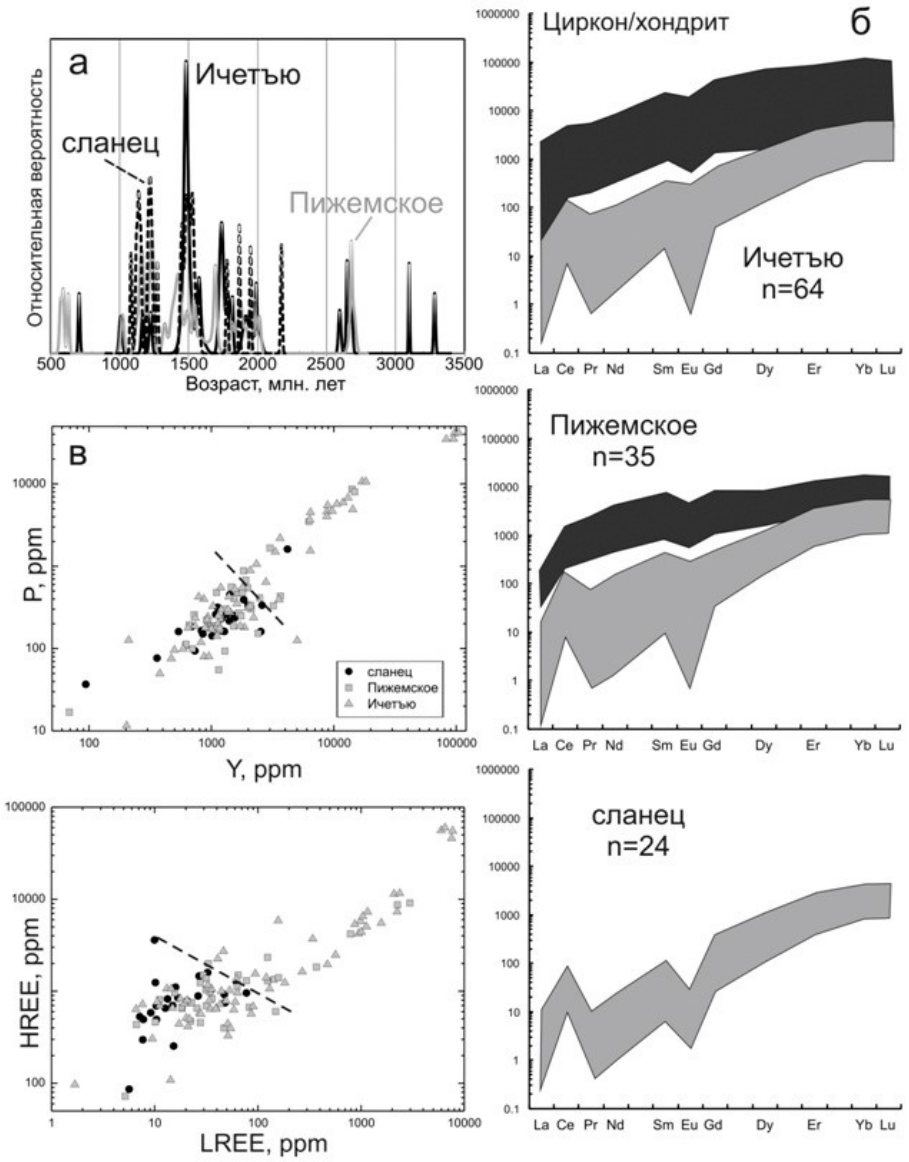


Рисунок 1. Графики: *а* – вероятностного распределения значений U-Pb возраста, *б* – спектров распределения REE в неизмененном (серая заливка) и измененном (темная заливка), *в* – соотношение содержания Y и P, LREE и HREE для циркона из проявления Ичетью, Пижемского месторождения и подстилающих глинистых сланцев.

Сравнение относительной распространенности значений возраста для циркона из проявления Ичетью и Пижемского месторождения подтверждает единый источник циркона для этих двух промышленных объектов. Отсутствие на современной эрозионной поверхности Тимана магматических пород древнее 1 млрд. лет, может служить доказательством того, что источником циркона не могли быть коры выветривания по рифейским сланцам, в которых не обнаружены зерна циркона с возрастом моложе 1 млрд. лет.

Для циркона из проявления Ичетью характерны измененные участки и домены зерен, которые отличаются в BSE изображении темным оттенком и представлены обогащенными Y, P, REE, U, Th зональными полосами или дендритовидными обособлениями.

Домены в зернах неизмененного циркона характеризуются светло-серым оттенком в BSE изображении, спектры распределения REE в них имеют типичный для циркона магматического генезиса дифференцированный характер с увеличением содержания от легких к тяжелым REE и четко выраженными положительной Ce-аномалией (Ce/Ce* достигает 30.1) и отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* составляет в среднем 0.34). Суммарное содержание REE достигает 2812 ppm, содержание Y в среднем составляет 2388 ppm, P – 283 ppm, Ca – 17 ppm, Ti – 19.4 ppm.

Измененные зоны отличаются от неизмененного циркона составом, а именно повышенным содержанием REE (в среднем 4440 ppm), Y – 5339 ppm, P – 3032 ppm, Ca – 667 ppm, Ti – 202 ppm (Макеев и др., 2017).

По сравнению с неизмененным первичным цирконом в зонах изменения происходит выполаживание всего спектра распределения REE, редуцирование Eu- и Ce-аномалий (рис. 1б). Содержание тяжелых REE увеличивается примерно в 3 раза, а содержание легких REE увеличивается в 20 раз. Также выявлено увеличение содержания U (в 2–3 раза), хотя в измененных зонах его содержание не превышает 915 ppm, что отличает эти зоны изменения от типичного метамиктного циркона. Увеличение содержания Y в среднем от 788 до 8892 ppm коррелируется с увеличением содержания P (126 и 5518 ppm), соответственно, что согласуется с выделенным ранее для Тимана особым геохимическим типом (рис. 1в) иттриевого циркона (Макеев, Скублов, 2016).

Обогащенный редкими и редкоземельными элементами циркон из проявления Ичетъю обнаруживают значительные черты сходства с группой высокоиттриевого циркона Пижемского месторождения в характере распределения REE (Макеев и др., 2016). Для циркона из обоих объектов характерны выположенные спектры распределения REE за счет повышенного содержания легких REE с редуцированными Ce- и Eu-аномалиями. В сравниваемых зернах циркона, как несущих явные следы наложенных изменений, так и менее измененных, обнаруживается положительная корреляция Y с P и суммарным содержанием REE. При этом наблюдается практически полное совпадение полей составов циркона во всем диапазоне содержаний сравниваемых элементов. Примечательно, что Y и суммарное содержание REE демонстрируют положительную корреляцию, близкую к идеальной. Содержание Y коррелируется с содержанием Nb только в цирконе с повышенным содержанием Y (более 2000–3000 ppm), для других составов корреляция отсутствует. Содержание легких REE положительно коррелирует с содержанием тяжелых REE во всем диапазоне. При этом содержание тяжелых всегда превышает содержание легких REE: так в темных в BSE зонах измененного циркона отношение HREE/LREE попадает в интервал 4–6, в неизмененном цирконе оно значительно выше и доходит до 96.

Содержание Th и U в целом положительно коррелирует, однако, Th/U отношение значительно варьирует в выделенных группах циркона. Содержание Ca и Ti не обнаруживают положительной связи при содержании Ti менее 100 ppm, при аномально высоком увеличении содержания Ti содержание Ca также увеличивается и может превышать 1000 ppm. Эта особенность подтверждает закономерное вхождение этих элементов в состав циркона при наложенных гидротермальных процессах.

Рядом исследователей поддерживается точка зрения, что кора выветривания по рифейским глинистым сланцам Среднего Тимана могла служить коренным источником титана и других компонентов для образования обсуждаемых месторождений. Нами было предпринято изотопно-геохимическое исследование подстилающих рифейских сланцевых пород (образец SM-219 в коренном обнажении в русле р. Средней) в сравнении с рудными толщами Пижемского месторождения и проявления Ичетъю. Результаты датирования детритового циркона U-Pb методом (24 зерна, SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) дают интервал значений возраста от 1121 до 2197 млн. лет, с двумя четкими максимумами 1100–1200 и 1450–1550 млн. лет (рисунок, а). Так же как и по данным других исследователей Северного, Среднего и Южного Тимана (Кузнецов и др., 2010; Андреичев и др., 2014; Брусницына и др., 2018; и др.), в породах фундамента отсутствует циркон с возрастом моложе 1000–1100 млн. лет. Спектры REE в цирконе сланцев представлены обычным дифференцированным от легких к тяжелым REE трендом (рисунок, б) и резко отличаются от спектров распределения REE в цирконе из Пижемского месторождения и проявления Ичетъю, для которого характерен повышенный уровень содержания REE, выположенный характер спектров за счет резко увеличенного содержания LREE, редуцированные положительная Ce-аномалия и отрицательная Eu-аномалия (Макеев, Скублов, 2016, Макеев и др., 2016, 2017). В сланцах отсутствует аномально богатый Y, P, HREE и другими

редкими элементами циркон, характерный для рассматриваемых месторождений Среднего Тимана (рис. 1в). На приведенных бинарных диаграммах (рис. 1в) циркон из подстилающих глинистых сланцев занимает сравнительно компактное поле с умеренным уровнем содержания неформульных элементов. На всех диаграммах значительная часть циркона из проявления Ичетъю, а также заметное количество циркона из Пижемского месторождения, выделяются повышенным содержанием редких элементов (Y, P, REE, Nb, Ti, Ca, Th, U), обогащение которыми произошло, по всей видимости, в результате интенсивного гидротермального преобразования пород в период около 600 млн. лет. В результате этих процессов, отразившихся также в изотопно-геохимических особенностях других акцессорных минералов – рутила и монацита, обогащение циркона из проявления Ичетъю редкими элементами достигло экстремально высоких значений – до 5–10 мас.% Y и REE (Макеев, Скублов, 2016). Таким образом, по всем признакам подстилающие рифейские глинистые сланцы лунвожской свиты не могли быть коренным источником ни циркона, ни титана для формирования гигантского Пижемского титан-циркониевого месторождения.

Учитывая особенности редкоэлементного состава циркона из Пижемского месторождения и проявления Ичетъю, а также присутствие датировок около 600 млн. лет, не наблюдающихся в цирконе из подстилающих месторождения глинистых сланцев, а также определенный по рутилу и монациту возраст гидротермального преобразования этих минералов также около 600 млн. лет (Красоткина, 2018), возраст около 600 млн. лет можно рассматривать как время интенсивных гидротермальных преобразований пород коренных источников, обусловившие формирование Пижемского месторождения и проявления Ичетъю.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32-45.

Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Андерсен Т. Результаты исследований U-Pb-изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений Четласского Камня (Тиманской гряды) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. М.: ГИН РАН, 2018. С. 384-387.

Красоткина А.О. Изотопно-геохимические особенности и возраст акцессорных минералов рудопроявления Ичетъю и Пижемского месторождения (Средний Тиман). Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. СПб., 2018. 20 с.

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейлли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В. Первые результаты U-Pb- датирования и изотопно-геохимического изучения детритовых цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798-805.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Лампрофиры Тимана // Региональная геологии и металлогения. 2009. Т. 37. С. 51-73.

Макеев А.Б., Скублов С.Г. Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821-828.

Макеев А.Б., Красоткина А.О., Скублов С.Г. Геохимия и U-Pb-возраст циркона Пижемского титанового месторождения (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ Уро РАН. 2016. №5. С. 38-52.

Макеев А. Б., Красоткина А. О., Скублов С. Г. Новые данные об U-Pb возрасте и составе циркона (SHRIMP-II, SIMS) из полиминерального рудопроявления Ичетъю (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ Уро РАН. 2017. №11. С. 28-42.

Удоратина О. В., Казанцева М.И., Саватенков В. М. Sm-Nd датирование рудных минералов Новобобровского месторождения (Средний Тиман) // Труды XXXIII Международной конференции Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Геохи. 2016. С. 134-136.

Самородное золото медных руд Абдрахимовского рудного поля

Кудаева Ш.С.[1,2], Калинин К.Б.[3] Округин В.М.[1,2]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский okrugin74@gmail.com*
[2]*КамГУ им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский*
[3]*ОАО «Золото Камчатки»*

Абдрахимовское рудное поле (АРП) – один из наиболее хорошо изученных золоторудных объектов Камчатского края располагается в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП) миоцен-четвертичного возраста. По отношению к региональным геологическим структурам АРП тяготеет к зоне стыка ЦКВП с Кирганикским выступом метаморфических пород на участке пересечения крупных разломов северо-западного (Жупановский) и северо-восточного (Агинский) направления (Петренко, 1999), определяющих положение рудоносных вулкано-тектонических структур (ВТС) миоцен-плиоценового возраста.

В пределах АРП находятся месторождения Агинское (эксплуатируемое с 2005 года), Южно-Агинское и Вьюн. В последние годы остро стал вопрос о пополнении запасов за счет невостребованных рудных объектов АРП. Одним из таких потенциальных дополнительных источников руды для золото-извлекательной фабрики (ЗИФ) Агинского ГОКа становится месторождение Вьюн. Оно расположено на северо-восточном фланге рудоносной Агинской ВТС, в 1 км к востоку от Агинского месторождения и представлено системой крутопадающих жильно-прожилковых зон и зон гидротермально измененных пород. Рудные тела характеризуются сложной морфологией и внутренним строением, с частыми раздувами и пережимами. Некоторые из них находятся в «слепом» залегании. Важнейшая особенность пространственного размещения золотого оруденения – крайне неравномерный характер его распределения. Жилы, в основном сложены кварцевым, кварц-карбонатным и кварц-адуляровым материалом, в котором, содержание рудных минералов колеблется от 2-5 до 10-15% (Отчет…, 2016).

В 2017 году на месторождении Вьюн были обнаружены редкие как для этого объекта, так и АРП в целом, руды, содержащие аномально высокие содержания меди (в отдельных штуфах до 10.6 – 247,1 кг/т, так называемые медные руды). Следует отметить, что медная минерализация на Агинском месторождении была встречена еще на ранних стадиях разведки (Петренко, 1999).

Исследования проводились в лаборатории вулканогенного рудообразования, Аналитическом центре (АЦ) ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский) и в ИПТМ РАН (г. Черноголовка). Каменный материал предварительно просматривался (для диагностики и идентификации рудных минералов) с применением методов классической минераграфии с использованием стереосистемы Discovery V12 SteREO, микроскопов отраженного света Carl Zeiss и Nikon с цифровыми камерами для фотодокументации. Изучение химического и минерального состава руд проводилось с применением современных методов исследования – сканирующая электронная микроскопия (SEM, Vega 3 Tescan), рентгеноструктурный анализ (дифрактометр XRD-7000 MAXima

Shimadzu), рентгенофазовый анализ (XRF, S4 PIONEER BRUKER), масс-спектрометрия с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS).

Медные руды месторождения Вьюн характеризуются следующими текстурами: вкрапленная, прожилково-вкрапленная до гнездово-вкрапленной и массивной с элементами брекчиевой и брекчиевидной. Среди структур преобладают структуры вторичных краевых каемок и замещения, которые обусловлены процессами гипергенеза. Рудные минералы слагают до 80% объема образцов, наибольшим распространением среди которых пользуются сульфиды меди – халькопирит, борнит, халькозин.

Медь главный химический элемент руд. Ее концентрации в изученных образцах в среднем составляет 40 кг/т, достигая 250 кг/т. Содержание промышленно важных элементов – золота и серебра – колеблется от 2,9 до 65,3 и от 12,7 до 357 г/т, соответственно. Руды отличаются и широкими вариациями концентраций таких элементов, как сурьма (13-205 г/т), теллур (6,9-200 г/т), селен (15,7-283 г/т), свинец (22,4 - 553 г/т) (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав руд месторождения Вьюн по данным ICP-MS (ПО – предел обнаружения; содержания элементов в ppm – г/т). Аналитик Карандашев В.К.

Элемент	ПО, г/т	Vn09	Vn10	Vn11	Vn09c	Vn10c	Vn11c	Vn03
Li	0,3	29,7	22,3	56,6	27,4	23,8	60,5	46,5
V	5	120	125	125	126	129	131	79,5
Cr	5	< ПО	< ПО	48,8	< ПО	< ПО	50,2	322
Cu	6	**10600**	**57727**	**60450**	**11083**	**55222**	**56793**	**247114**
Zn	5	34,7	37,4	40,8	35,7	38,9	42,1	44,2
Ga	0,3	9,1	8,6	8,2	9,4	8,6	8,0	3,4
Se	**7**	**17,9**	**105**	**68,9**	**15,7**	**106**	**63,8**	**283**
Zr	1	40,6	47,4	36,5	41,3	42,4	36,3	9,4
Nb	0,4	1,0	1,1	1,0	1,0	1,1	1,1	< ПО
Mo	0,3	1,1	0,73	2,1	0,50	0,73	1,9	10,5
Ag	0,4	**12,5**	**74,1**	**94,6**	**12,0**	**72,1**	**91,9**	**357**
Cd	0,3	1,5	5,7	3,9	1,4	6,0	4,0	17,7
Sb	0,5	**13,7**	**60,2**	**79,1**	**13,9**	**60,2**	**79,8**	**205**
Te	0,5	**6,9**	**40,9**	**47,8**	**8,0**	**38,7**	**47,9**	**200**
Cs	0,1	2,2	0,91	0,81	2,3	0,92	0,79	0,33
Ba	0,5	145	179	127	148	182	126	33,8
Au	0,3	**2,9**	**20,0**	**62,3**	**3,1**	**19,7**	**65,3**	**58,3**
Pb	**0,5**	**23,3**	**108**	**73,3**	**22,4**	**106**	**72,2**	**553**

Высокие содержания меди отражаются и в минеральном составе руд в виде большого количества минералов меди (сульфиды – халькопирит, борнит; оксиды и гидроксиды). Реже встречаются самородное золото, рутил, теллуриды серебра и золота. Широкое развитие имеют процессы вторичного преобразования, которые проявляются в виде оксидных кайм вокруг рудных минералов.

Халькопирит – наиболее распространенный рудный минерал. Образует довольно крупные скопления, размер отдельных зерен достигает 1-5 мм (рис.1а). По химическому составу стехиометричен. Борнит – второй по распространенности рудный минерал. Он образует, линзы, гнезда, отдельные зерна сложной формы с размерами от 0,5 до 10-15 мм. В нем широко развиты структуры распада твердого раствора, представленные халькозином (рис. 1б). Самородное золото в рудах присутствует в виде мелких агрегатов размером до 0,1 мм, иногда образует гнездовые скопления. По химическому составу довольно однородное, относится к высокопробному (870-980). Выделяется две структурные разновидности – свободное золото (в основной массе) и связанное

(срастания, микровключения в других рудных минералах, чаще всего в халькопирите, рис. 1в, г). Теллуриды, в основном, представлены теллуридом серебра (гессит), реже встречаются теллуриды золота и серебра (точная диагностика минералов осложняется изза мелких размеров). Они образуют небольшие (0,1-1 мкм) включения в борните или халькопирите.

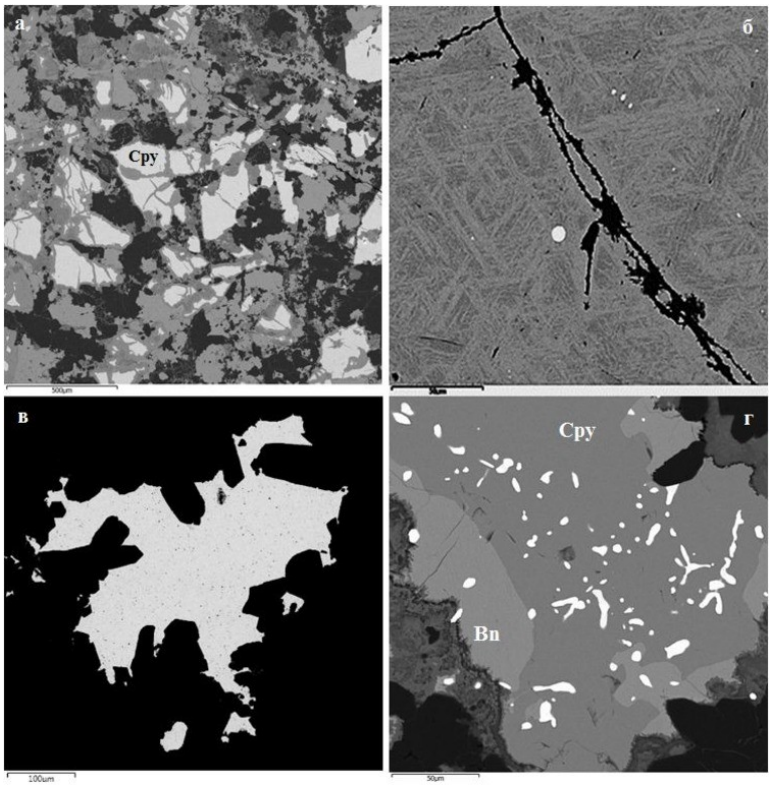


Рисунок 1. Рудные минералы медных руд.

а – формы выделения халькопирита (светлосерое), серое – оксиды и гидроксиды меди; б – структуры распада твердого раствора в борните; в – свободное самородное золото; г – связанное золото (белое) в халькопирите (темно-серое) и борните (светло-серое). Фото BSE SEM.

Из жильных минералов благодаря применению XRD- анализа были установлены кварц, кальцит, монтмориллонит и полевые шпаты (адуляр?).

Медные руды месторождения Вьюн – новый тип руд благородно-редкометальной минерализации Камчатского края. Не исключено, что это выведенные на эрозионную поверхность в результате тектонических дислокаций более глубокие части долго живущей Агинской рудно-магматической системы. Верхняя часть – эпитермальные близповерхностные Au-Ag-Te разновидности (классические золото-кварц-адуляровые жилы). Они подвержены гипергенезу, приводящему к формированию вторичных бонанц (содержащих ураганные количества золота – до первых килограмм). А более глубокие фрагменты следует рассматривать в качестве медно-порфировых составляющих системы. Как правило, такие руды присутствуют на большинстве месторождений Индонезии, Филиппин и Новой Зеландии (Sillitoe, 2010). И именно с ними связаны главные запасы золотоносных руд.

Эпитермальные месторождения – основной источник рудного золота для горнорудной промышленности Камчатки. На сегодняшний день в Крае ведется разработка трех золоторудных месторождений – Агинское, Асачинское, Аметистовое. На Агинском месторождении возникли вопросы (проблемы) истощения запасов золота. Важно обнаружение (локально) новых типов руд, которые могут служить дополнительными источниками промышленно важных металлов. При этом они могут рассматриваться в качестве комплексных редкометальных с присутствием платиноидов.

Авторы благодарны руководству ОАО Интерминералс Менеджмент, Золото Камчатки за предоставленные возможности в изучении и получении каменного материала. Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования Платонову А.А., Куликову В.В. за помощь в подготовке каменного материала; сотрудникам АЦ ИВиС ДВО РАН Курносовой Н.Ю., Рагулиной В.М. и Чебровой Н.И. за выполнение аналитических исследований.

Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Копыльинской площади за 2009-2015 гг. с подсчетом ресурсов (по состоянию на 01.01.2016 г.). Отв. исп. Корытов В.Л., ЗАО «КАМГОЛД», 2016. С.16-54

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. ВСЕГЕИ. 1999. 116 с.

Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. V. 105. №. 1. P. 3-41.

Вкрапленная минерализация золоторудного месторождения Хангалас (Яно-Колымский золотоносный пояс)

Кудрин М.В.[1]

[1]*ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, kudrinmv@mail.ru,*

Месторождение золота Хангалас является наиболее крупным рудным объектом юговосточной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны Яно-Колымского золотоносного пояса. Оно сложено верхнепермскими песчаниками, реже алевролитами, смятыми в антиклинальную складку СЗ простирания. Известное оруденение приурочено к протяженным минерализованным зонам дробления, согласным и секущим золото-кварцевым жилам и прожилкам (мощностью от первых см до 1-2 м, в раздувах до 5 м). Месторождение формировалось в течение нескольких деформационных событий. Установлена связь оруденения с основными прогрессивными складчато-надвиговыми деформациями этапа D1 (J_3-Knc) (Fridovsky et al., 2018; Фридовский, Кудрин, 2015). Рудные зоны месторождения имеют мощность до 32 м, падение изменяется от юго-западного до южного и юго-восточного под углами от 30-50° до 70-80°. Минерализованные зоны дробления сложены брекчиями, блоками окварцованных песчаников, алевролитов, часто сопровождаются кварцевыми жилами и прожилками, вкрапленной сульфидной минерализацией. Вещественный состав руд достаточно простой, характерный для золото-кварцевого типа, в основном представлен арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и самородным золотом средней пробностью 820-830‰ (рис. 1, А-В), реже присутствуют антимонит, сульфосоли свинца и блеклые руды. Количество рудных минералов не превышает 1-3%. Жильные минералы – кварц, менее распространены карбонаты (кальцит, сидерит) и хлорит.

С целью изучения вещественного состава вкрапленной минерализации месторождения Хангалас нами исследованы арсенопирит и пирит из песчаников и золото-кварцевых жил. Они развиваются в виде вкрапленности отдельных кристаллов размером от первых микронов до 2-3 мм по длинной оси (рис. 1, Г), а также непротяженных прожилков мощностью до 1-2 мм и гнездообразных скоплений. Арсенопирит представлен хорошо сформированными одиночными или сдвойникованными кристаллами ромбовидной формы (рис. 1Г). Редко можно наблюдать арсенопирит в срастании с пиритом (рис. 1Д). Пирит в песчаниках имеет кубическую форму (рис. 1, Г), часто в нем наблюдаются микровключения галенита (рис. 1, Д) и единичные зерна сфалерита. В кристаллах арсенопирита и пирита практически всегда сохраняются реликты вмещающих пород, количество сульфидов – до 2-3%.

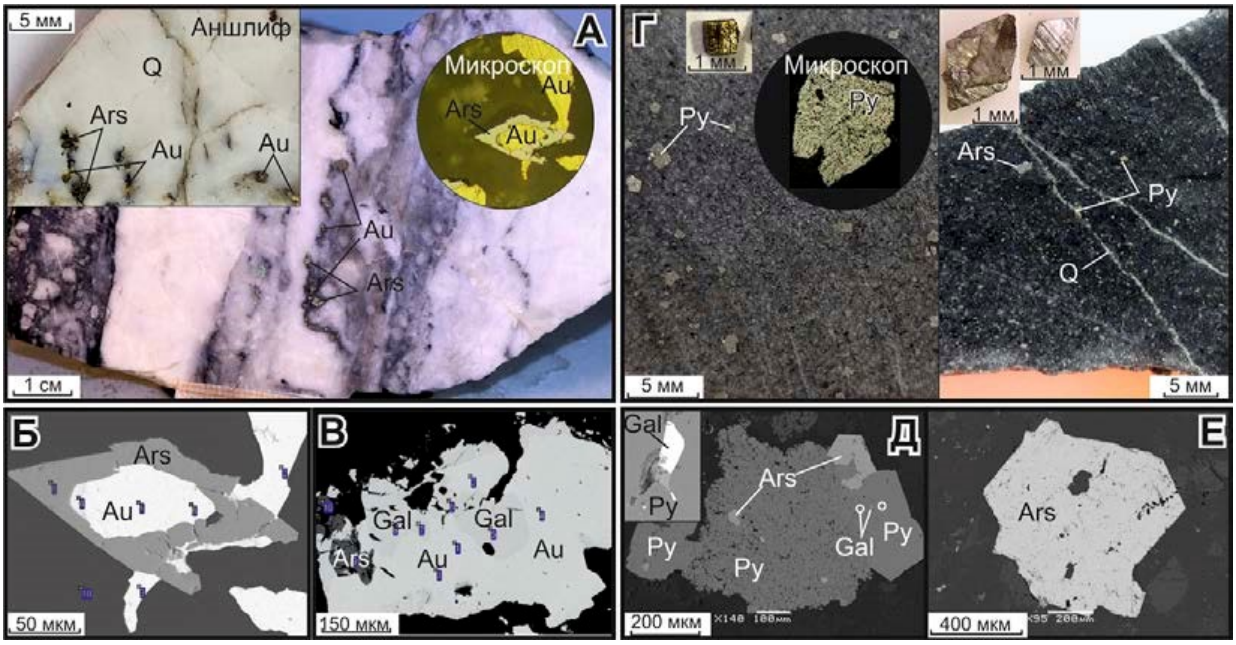


Рисунок 1. Пирит и арсенопирит из жил (А) и вмещающих пород (Г) месторождения Хангалас.

Б – срастание золота с арсенопиритом, В – золото в ассоциации с галенитом и в срастании с арсенопиритом; Д – пирит с включениями галенита в сростке с арсенопиритом, Е – арсенопирит.

Исследования химического состава сульфидов проводилось по стандартной методике рентгеноспектральным методом на микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Христофорова Н.И., ИГАБМ СО РАН) (таблица). В составе пирита фиксируются постоянные примеси Sb и Co, в большинстве анализов также отмечаются Ni, Cu и Zn (таблица). Содержание Co и Ni в минералах и породах отражает условия их формирования. Низкие значения соотношения Co/Ni≤1 свидетельствуют о первичном осадочном генезисе пород, значения Co/Ni≥1 типичны для низко- и среднетемпературных гидротермальных растворов, значения Co/Ni≥10 указывают на главенствующую роль магматогенных флюидов (Kun L. et al., 2014). Co/Ni отношение в пиритах месторождения Хангалас изменяется в пределах 0,14-7,86, среднее – 1,44. Из рисунка 2 видно, что содержание Co существенно не меняется, а колеблется содержание Ni. Большинство пиритов из песчаников располагаются в поле 0,1≤Co/Ni≤1, менее – в 1≤Co/Ni≤10. Co/Ni отношение жильного пирита имеет значение в пределах 1 и 10.

Таблица 1. Химический состав пирита и арсенопирита месторождения Хангалас

Пирит									
Место отбора, количество анализов		Fe	As	S	Sb	Co	Ni	Cu	Zn
Из вмещающих пород, n=38	Среднее	46,27	-	52,61	0,01	0,06	0,15	0,02	0,02
	Минимум	45,55	-	50,43	0,001	0,038	0,007	0,003	0,004
	Максимум	46,76	-	53,82	0,018	0,098	0,4	0,056	0,053
Из жил, n=26*	Среднее	45,12	0,079	52,43	0,002	0,035	0,002	0,009	0,01
	Минимум	46,31	0,125	54,13	0,063	0,051	0,018	0,099	
	Максимум	46,637	0,102	53,840	0,049	0,045	0,011	0,039	0,005
Арсенопирит									
Из вмещающих пород, n=34	Среднее	34,57	43,40	21,58	0,07	0,04	0,01	0,01	0,01
	Минимум	34,23	42,17	20,96	0,007	0,031	0,005	0,003	0,005
	Максимум	34,88	44,49	22,7	0,212	0,051	0,005	0,014	0,022
Из жил, n=47*	Среднее	34,24	43,79	20,88	0,048	0,002	0,016	0,002	0,09

	Минимум	33,36	45,52	22,33	0,125	0,097	0,029	0,787	0
	Максимум	33,83	44,79	21,69	0,09	0,03	0,02	0,01	0,05

* - Полуфунтикова и др., 2017.

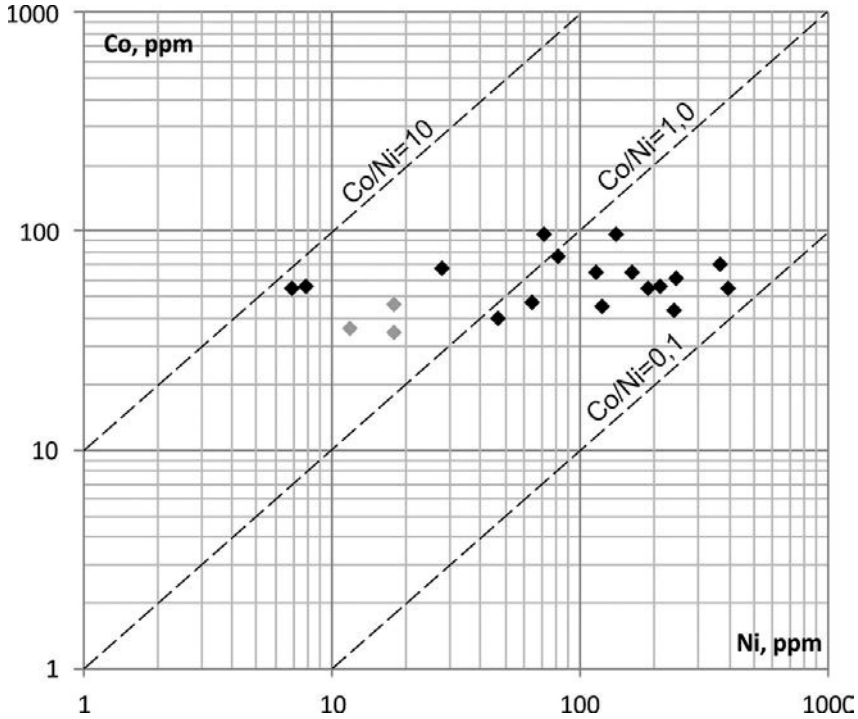


Рисунок 2. Диаграмма распределения кобальт-никелевого соотношения в пиритах месторождения Хангалас.

Серые ромбики – жильный пирит, черные – пирит из вмещающих пород.

Состав арсенопиритов из песчаников и жил близок (таблица). Арсенопирит имеет повышенную сернистость S/As>1, в среднем 1,16, что характерно для арсенопирита из золото-кварцевых месторождений (Гамянин, 2001), а высокие значения соотношения свидетельствуют о малоглубинных условиях его формирования.

С целью определения содержания золота и серебра были отобраны 2 пробы пирита и 1 проба арсенопирита из песчаников. Атомно-абсорбционным методом анализа в них установлено наличие золота: в пирите 21,4 г/т, в арсенопирите 12,3 г/т (аналитик Санникова А.Е., ИГАБМ СО РАН). Как показано на рисунке 1, в сульфидах из вмещающих пород свободное золото не установлено. Таким образом, на месторождении Хангалас имеются предпосылки установления вкрапленного золотого оруденения. Исследования в данном направлении будут продолжены.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00336.

Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. Москва: ГЕОС. 2001. 221 с.

Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Геохимические особенности пирита и арсенопирита золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района // Мат. VII Всерос. научно-практической конфе., посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН: в 2 т. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. Т. 1. С. 163-169.

Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Деформационные структуры Хангаласского рудного узла //
Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы
Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Изд. дом СВФУ, 2015. С. 537-
540.

Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V. and Polufuntikova L.I. Multi-stage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // Minerals. 2018. Т. 8. № 7. С. 270.

Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch. et al. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China//Chin. J. Geochem. 2014. V. 33. P. 109-118.

О работе экспедиции ИГЕМ РАН в Каларском районе Забайкальского края

Кулаков Ф.В. [1], Мурашов К.Ю. [1], Котов А.А. [1], Козлов Ю.А. [1], Гонгальский Б.И. [1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, kolin_dom@mail.ru*

В 2018 г. продолжились начатые годом раньше научные исследования по гранту (договору № 09/2018/РГО-РФФИ): «Геолого-экономические факторы развития транспортнокоммуникационных сетей Сибири и Дальнего Востока (на примере крупных месторождений стратегических металлов)». Сотрудниками ИГЕМ РАН решались актуальные задачи, продиктованные глобальными тенденциями развития мирового и отечественного минерально-сырьевого комплекса: исчерпанием фонда легкооткрываемых месторождений; необходимостью прогноза и поисков новых объектов на слабоизученных и удаленных территориях; усилением внимания к новым нетрадиционным типам месторождений (крупнотоннажным, но с бедными рудами); перемещением геологоразведочных работ в удаленные районы Сибири и Дальнего Востока России со сложными горно-геологическими и климатическими условиями, а также слаборазвитой инфраструктурой.

В ходе выполнения проекта решаются следующие задачи:

- разработать вариант схемы перспективного развития транспортной инфраструктуры изученной части территории Северного Забайкалья;
- провести сравнительный анализ отечественных и мировых тенденций развития минерально-сырьевых баз (МСБ) стратегических металлов как основы транспортнокоммуникационных сетей;
- выделить комплекс главных геолого-экономических факторов развития транспортнокоммуникационных сетей для Сибири и Дальнего Востока;
- дать прогнозную оценку вариантов развития МСБ стратегических металлов и транспортнокоммуникационных сетей Сибири и Дальнего Востока;
- разработать предложения и рекомендации по развитию транспортно-коммуникационных сетей Сибири и Дальнего Востока.

В 2017 г. был проведен сравнительный анализ отечественных и мировых тенденций использования минерально-сырьевого потенциала стратегических видов минерального сырья как основы для развития транспортно-коммуникационных сетей. Выделен комплекс главных геолого-экономических факторов развития транспортно-коммуникационных сетей для Сибири и Дальнего Востока. Разработана структура информационной базы данных ГИСпроекта, инициировано ее наполнение и подготовлена картографическая основа. Была реализована экспедиция в Забайкальский край (Газимуро-Заводский район) с посещением разведанных месторождений стратегических металлов и сбором эталонных коллекций. На основе полученных данных создан пилотный ГИС-проект главных геологоэкономических факторов развития транспортно-коммуникационных сетей восточной части Забайкальского края.

По результатам работ, на основе современных инструментов ГИС-анализа, выявлены взаимные пространственные соотношения крупных рудных месторождений стратегических металлов и потенциальных металлогенических таксонов в Газимуро-Заводском районе Забайкальского края. Благодаря проведенным исследованиям разработан вариант схемы перспективного развития транспортной инфраструктуры изученной части территории Восточного Забайкалья. Полученные результаты опубликованы (Отчет, 2017).

С 10 августа по 1 сентября 2018 года прошел второй этап работ второго года – экспедиция в Каларский район Забайкальского края (зона «влияния» Байкало-Амурской магистрали). К его началу (на первом этапе) были произведены: сбор и анализ литературных (в том числе

исторических) и картографических данных по району проведения исследований; обработка пространственных (космоснимки, результаты радарной топографической съемки) материалов для создания цифровой модели рельефа; выделены комплексы главных геологоэкономических факторов развития транспортно-коммуникационных сетей для северной части Забайкальского края и начата разработка структуры информационной базы данных ГИС проекта Северного Забайкалья в зоне БАМ с ее наполнением.

В состав экспедиции вошли сотрудники ИГЕМ РАН К.Ю. Мурашов (начальник отряда), д.г.м.н. Б.И. Гонгальский (научный руководитель), А.А. Котов, Ф.В. Кулаков, а также студент 3 курса РГГРУ Ю.А. Козлов.

Календарь деятельности экспедиции был очень насыщенным: (10.08) вылет из г. Москвы; прилет в г. Читу; конференция в Краевом краеведческом музее г. Читы; презентация путеводителя по месторождениям Северного Забайкалья; (11.08) переезд на базу ИГЕМ РАН в пгт. Атамановка; (12.08) перелет в с. Чара; встреча с администрацией села; встреча с геологами-ветеранами Удоканской экспедиции; осмотр Новочарского краеведческого музея; (13.08-14.08) посещение Апсатского каменноугольного разреза; (15.08) заезд в вахтовый поселок на р. Чина и маршруты на месторождения Чинейского массива - Правоингамакитское, Магнитное и Рудное; (17.08-22.08) посещение Удоканского месторождения; (23.08) возвращение в с.Чара; осмотр чарского музея «Геологическая усадьба»; передача удоканских и чинейских руд в новочарский краеведческий музей; (23.0826.08) отправление из пгт. Новая Чара по БАМу; (26.08) прибытие в пгт. Нижнеангарск; (27.08) перелет в г. Улан-Удэ; конференция в БНЦ РАН; посещение в рамках конференции оз. Байкал; (27.08-01.09) вылет в г.Москву (01.09).

Каларский район Забайкальского края богат в отношении стратегических металлов. В первую очередь, это уникальное Удоканское месторождение (балансовые запасы серебра составляют 17,119 тыс. т, меди - 20,096 млн.т.). К крупным (с ресурсами меди более 1 млн. т) относятся месторождения Правоингамакитское, Сакинское, Бурпала, Ункур, Красное. Здесь известны также многочисленные Ag-Cu рудопроявления. Около 15 млн. т ресурсов меди содержится в медных рудах (месторождения Рудное, Вехнечинейское, Сквозное, Контактовое); велики запасы ванадия, с содержанием до 0,5%, в железо-титан-ванадиевых рудах (месторождения Магнитное и Этырко). Все эти месторождения ассоциируют с Чинейским массивом габброидов (Гонгальский и др., 2015). Ресурсы каменных углей коксующихся марок (месторождение Апсатское) оцениваются в 2,2 млрд. т (это почти половина (!) всех ресурсов каменных углей Забайкалья).

Все вышеперечисленные месторождения открыты в период с конца 30-х по начало 50-х годов! На сегодняшний день (с 2012 года) из них разрабатывается только Апсатский разрез коксующихся углей ОАО «Сибирской угольной энергетической компанией» (рис. 1А). Здесь же имеется необходимая инфраструктура. Остальные месторождения находятся на «низком старте» (Ункур, Удоканское) или в «летаргическом сне» (месторождения Чинейского массива). Ункурское медно-серебряное месторождение сегодня находится на стадии скважинной доразведки. Посетить месторождение не удалось, т.к. представители канадской компании-владельца «Azarga Metals Corp.» уклонились от ответа на запрос о посещении их объекта. Вся инфраструктура здесь также имеется – месторождение расположено вблизи пгт. Новая Чара и Байкало-Амурской магистрали. Рядом действует бальнеологический источник горячих минеральных вод с купелями «Луктур».

Рисунок. 1. А) Посещение Апсатского разреза участниками экспедиции (фото Кулаков Ф.В.); Б) Дорога на Удоканское месторождение (фото Кулаков Ф.В.); В) Состояние железнодорожного ответвления БАМ - Чара-Чина-Карьерная (фото Кулаков Ф.В.); Г) Свал окисленной руды при въезде на участок Рудный (фото Гонгальский Б.И.).

Удоканское месторождение находится в стадии подготовки к разработке еще с 2014 года по условиям лицензии 2008 г.; оно принадлежит «Байкальской горной компании». Ввод в эксплуатацию намечен на 2022 год (сайт nedradv.ru). Главной проблемой его освоения долго оставалась технология отработки руд. Также компания отмечает низкую инфраструктурную подготовленность Северного Забайкалья, в частности, ограниченную пропускную способность Байкало-Амурской магистрали, недостаток автомобильных дорог, неудовлетворительное состояние аэродромного комплекса, отсутствие жилья и социальной инфраструктуры для работников создаваемых предприятий (портал zab.ru). В октябре этого года были презентованы полупромышленные испытания по переработке руды (сайт bgkudokan.ru). Решается вопрос энергодефицита в Каларском районе. Дорога с грунтовым покрытием, ведущая к месторождению, сегодня находится в удовлетворительном состоянии (рис. 1Б).

В 5 км южнее Удоканского месторождения, через Удоканский хребет, проходит железная дорога Чара-Чина-Карьерная – уникальный участок 72-километрового ответвления БАМа к Чинейскому массиву, построенный в 2001 году. Два чинейских месторождения, титаномагнетитовое Магнитное и золото-платиново-медное Рудное, принадлежат Забайкальскому горно-металлургическому предприятию «Забайкалстальинвест». О трудностях разработки месторождения Магнитное (именно к нему проложили ж/д Чара-Чина-Карьерная) представителями компании было сообщено в СМИ неоднократно. Среди основных проблем назывались отсутствие в мире технологий (по мнению компании) переработки подобных руд и отсутствие инфраструктуры. Действительно, коммуникации в районе будущей разработки проложены (дороги, железные дороги), но они находятся в аварийном состоянии (рис. 1В). Средств на восстановление сегодня требуется больше, чем было вложено в первоначальное строительство. То же можно сказать и о состоянии вахтового поселка на р. Чина, освещаемого в редкие часы с помощью генератора. Электрические провода в округе, по большей части, сняты. Руду месторождения Магнитное планировалось возить и перерабатывать на Коршуновский ГОК по железной дороге и даже была отправлена первая партия (в 2001 году), но по коммерческим

соображениям от этого проекта отказались, как и по причине закрытия железной дороги. Руду согласны были взять на переработку китайские ГОКи, а российские отказывались. Было решено строить ГОК на участке (Соколова, 2005). Что касается технологии извлечения железа, пятиокиси ванадия и двуокиси титана, исследования в этой области проводила компания WorleyParsons в 2007-2008 гг.; в 2008 г.

ОАО «Уральский институт металлов» предложило технологию металлургического передела. Работы ведутся и сегодня, но пока инвестору не удалось найти технологию извлечения металлургическим путем всех компонентов с минимальными потерями, содержащихся в руде участка Магнитное (««Забайкалстальинвест» продолжает...», 2017).

На месторождении Рудное планировалось строительство ГОКа по переработке меди, платины, золота и палладия. Сегодня этот участок представляет собой уголок экологической катастрофы – складированная более 10 лет назад «куча» (свал) с богатыми сульфидными рудами при въезде на карьер (рис. 1Г) окисляется и загрязняет стоками окружающую среду и ближайшие водоемы.

Возможно, разработка участка Рудное затягивается в связи с решением вопросов по участку Магнитное. Представители компании считают, что разработку руд стоит вести одновременно на двух участках – Магнитном и Рудном, поскольку тогда будет достаточно одного вахтового поселка и общей системы электроснабжения (««Забайкалстальинвест» продолжает...», 2017).

Лицензия «Забайкалстальинвест» продлена до 2022 года (сайт nedradv.ru). Острый дефицит в России титана может вынудить правительство выделить дополнительные дотации для начала разработки этого месторождения. Вероятно, на эту поддержку со стороны государства компания и рассчитывает.

Золото-платино-медное Правоингамакитское месторождение сегодня не имеет владельца. Дорога к участку от вахтового поселка на р. Чина находится в плохом состоянии и местами размыта.

Таким образом, в 2018 году сотрудниками ИГЕМ РАН были проведены маршрутные исследования на следующих месторождениях: Апсатское, Правоингамакитское, Магнитное, Рудное и Удоканское. Участники экспедиции пополнили коллекцию руд новочарского краеведческого музея, частного чарского музея «Геологическая усадьба» и Руднопетрографического музея ИГЕМ РАН. Собранный каменный материал (образцы руд, околорудных метасоматитов и вмещающих пород) вышеперечисленных месторождений изучается. С первыми результатами проведенных исследований можно ознакомиться в статье «Массивные и брекчиевые руды Удоканского месторождения» (Козлов Ю.А. и др.), размещенной в настоящем сборнике. Готовятся вариант схемы перспективного развития транспортной инфраструктуры изученной части территории Северного Забайкалья, научный и информационный отчеты и презентация по результатам работ второго года.

Публикация осуществлена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» (договор №09/2018/РГО-РФФИ).

Гонгальский Б.И., Мурашов К.Ю., Криволуцкая Н.А., и др. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС, 2015. 243 с.

Отчет о выполнении научно-исследовательской работы (научный отчет) по Договору № 09/2017/РГО-РФФИ. М.: ИГЕМ, 2017.

« «Забайкалстальинвест» продолжает искать технологию извлечения титана на Чинейском» // 15.12.2017 на портале nedradv.ru

Соколова Е. ««Базэл» тронулся. Компания начинает строительство ГОКа на Чинейском месторождении» // 15.02.2005 на kommersant.ru

Справочная информация с портала nedradv.ru.

Информация с сайта bgk-udokan.ru.

Информация с портала Забайкальского края zab.ru.

Sr–Nd-O изотопный состав клинопироксена из мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция, Россия)

Лебедева Н.М.[1], Носова А.А.[1], Каргин А.В. [1], Тихомирова Я.С. [2], Костицын Ю.А.[2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия* namil@mail.ru
[2]*ГЕОХИ РАН, г. Москва.*

Образование кимберлитовых тел является многоступенчатый процессом, в ходе которого происходит подъем отдельных порций расплава, однако большая часть их не достигает поверхности и расплав остается на глубине в мантии. Таким образом прото-кимберлитовая магма постепенно метасоматизирует канал, по которому поднимается, и с каждым новым импульсом степень взаимодействия с окружающими мантийными породами новых порций расплава уменьшается. Метасоматоз литосферной мантии приводит к образованию гранатовых дунитов, гранатовых лерцолитов, флогопит-гранатовых лерцолитов и клинопироксен-флогопитовых пород (Giuliani et al., 2016).

С целью определения времени мантийного метасоматоза и его источника были изучены RbSr, Sm-Nd и кислородная изотопные системы в клинопироксене (Cpx), как минералеиндикаторе, встречающимся в разных мантийных породах. Были выбраны 4 типа мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Cpx в которых широко варьируют по макрокомпонентному химическому составу и характеру распределения РЗЭ (табл. 1) (Kargin et al., 2016; Kargin et al., 2017a; Kargin et al., 2017b)

Трубка им. В. Гриба расположена в Архангельской алмазоносной провинции в России, возраст кимберлитов составляет 376±3 млн. лет (Larionova et al., 2016).

Таблица 1. Химические и геохимические характеристика Cpx из мантийных пород.

№	Тип породы, содержащей Cpx	Mg#	TiO_2 (вес.%)	Cr_2O_3 (вес.%)	$(La/Sm)_{PM}$	$(Zr/Hf)_{PM}$	T°C и P ГПа (Nimis, 2000)
1	Деформированный перидотит	0.88-0.90	0.32-0.51	0.62-1.07	0.64-0.70	2.6-2.7	1200 и 7
2	Гранатовые лерцолиты	0.91-0.95	0.13-0.54	1.46-2.57	0.42-0.54	1.0-1.4	730-1070 и 3.3-5.0
3	Cpx-Phl породы	0.90-0.94	0.11-0.25	0.85-2.96	0.58-1.57	0.4-0.6	517-920 и 4.2-5.4
4	Гранатовые клинопироксениты	0.89-0.94	н.п.о.-0.32	н.п.о.-0.36	-	-	-

Измерения Rb-Sr, Sm-Nd изотопных систем проводились на масс-спектрометрах Sector 54 (Micromass, United Kingdom) в ИГЕМ РАН и Triton в ГЕОХИ РАН. Перед разложением пробы очищались от возможной примеси карбонатного вещества ледяной уксусной кислотой.

Наиболее глубинными являются низкомагнезиальные Cpx деформированных перидотитов, они частично замещают зерна ортопироксена и находятся в равновесии с краевыми зонами гранатов. По оценкам, в составе метасоматического агента, с которым Cpx находился в равновесии, присутствует карбонатное вещество. Предполагают, что расплав, равновесный Cpx, может представлять собой наиболее ранние, прото-кимберлитовые расплавы/флюиды, до образования мегакристов (Kargin et al., 2017b).

Cpx в гранатовых лерцолитах имеет широкие вариации химического состава. По петрографическому анализу клинопироксен находится на контакте с оливином и практически полностью замещает ортопироксен. По мере увеличения (La/Sm) отношения в клинопироксенах увеличивается доля силикатной составляющей в расплаве, с которым они находятся в равновесии, и уменьшается глубина образования. (Kargin et al., 2016). Cpx-Phl ксенолиты представляют собой крупнозернитсые, гранобластовые породы, где клинопироксен находится в петрографическом равновесии с флогопитом, и сохранились реликты оливина. Cpx-Phl породы образовались под воздействием существенно силикатного, кимберлитового расплава (Kargin et al., 2017a).

Значения $\delta^{18}O$ в Cpx варьируют от 5.12 до 6.31 ‰ (табл.2). В Cpx с высоким $^{87}Sr/^{86}Sr$ значения $\delta^{18}O$ близки к мантийным значениям (Mattey et al., 1994) так же как в Cpx из деформированного перидотита. Высокие значения $\delta^{18}O$ (>6‰), превышающие обычные мантийные, установлены в одном из Cpx из гранатового клинопироксенита.

Таблица 2. Sr и Nd изотопный состав клинопироксенов из ксенолитов тр. им. В. Гриба.

N	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr ± 2σ	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd± 2σ	εNdt=376	δ18O
Деформированный перидотит										
13Гр106-664.5	1.78	89.3	0.0575	0.703747±6	0.900	3.65	0.1492	0.512708±13	4	5.36
Гранатовые лерцолиты										
13Гр1-1	3.09	397	0.0226	0.705157±13	4.51	21.5	0.1269	0.512476±21	0.2	
13Гр1-17	0.575	558	0.0030	0.705838±10	4.36	36.2	0.0729	0.512109±7	-4	
13Гр1-5	3.82	167	0.0660	0.704568±9	1.27	7.65	0.1003	0.512415±9	0.3	
Cpx-Phl ксенолиты										
13Гр1-2	4.00	358	0.0323	0.706080±11	1.969	11.55	0.1031	0.512475±23	1.3	
14Гр1-296-1	4.00	295	0.0432	0.705088±6	–	–	–	–	–	5.24
14Гр1-715-4	1.497	747	0.0058	0.707906±4	2.08	9.64	0.1303	0.512530±17	1.1	5.11
14Гр1-704-5	0.224	787	0.0008	0.708136±7	2.55	11.6	0.1323	0.512497±11	0.3	5.33
14Гр1-799-4	6.15	507	0.0351	0.706151±16	3.31	17.6	0.1140	0.512428±9	-0.1	5.31
Гранатовые клинопироксениты										
13Гр1-6	0.0812	345	0.000680	0.704797±8	2.48	20.3	0.0740	0.512310±6	-0.5	6.31
13Гр1503-5083	0.1122	292	0.00111	0.704815±10	3.18	16.0	0.1198	0.512473±6	0.5	5.14

Для того, чтобы определить находятся ли изученные клинопироксены в равновесии с кимберлитовым расплавом/флюидом, мы сравнили клинопироксены с наименее контаминированными разностями кимберлитов, без обломков ксеногенного материала, из кимберлитов тр. Им. В. Гриба. Значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{t=376}$ колеблются в диапазоне 0.7049090.705939 (Кононова и др., 2007). Эти значения можно считать наиболее примитивными для кимберлитов тр. Им. В. Гриба, так как изотопных состав перовскита, который, как полагают, мало чувствителен к коровой контаминации в кимберлитовом расплаве, в кимберлитах трубки им. В. Гриба не изучен. В работе (Wu et al., 2013) опубликованы результаты для перовскита из тр. Ломоносовская и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{t=376}$ составляет 0.70349 (рис. 2). Cpx из деформированного перидотита и гранатовых лерцолитов по $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{t=376}$ попадают в это поле. Часть Cpx из Cpx-Phl ксенолитов имеет более высокие значения первичного изотопного отношения Sr, чем в кимберлите. Вероятно, высокие $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ в клинопироксене были получены не за счет взаимодействия с кимберлитом (Pearson et al., 1995).

Концентрации Sr (от 89 до 787 ppm) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.703541-0.708136) в Cpx сильно варьируют в зависимости от типа породы, в которой находится этот минерал. В координатах 1/Sr -$^{87}Sr/^{86}Sr$ видно (рис. 1), что для всей совокупности Cpx отмечается увеличение $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения по мере роста концентрации стронция, однако эта зависимость не демонстрирует линейного характера. В Cpx из деформированного перидотита и гранатовых лерцолитов от наиболее примитивного $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низкой концентрации стронция в клинопироксенах из деформированного перидотита наблюдается постепенное увеличение содержание Sr и

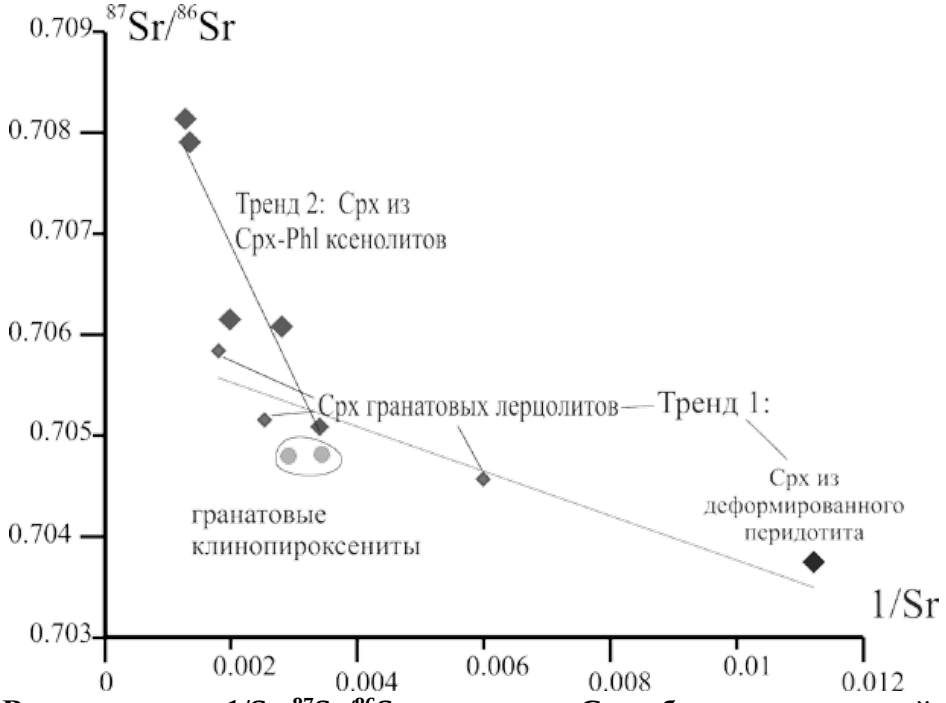


Рисунок 1. В координатах 1/Sr-$^{87}Sr/^{86}Sr$ изученные Cpx образуют два линейных тренда.

Линейная зависимость в координатах 1/Sr-$^{87}Sr/^{86}Sr$ для Cpx из Cpx-Phl пород аппроксимируется трендом 2. Cpx из Cpx-Phl ксенолитов, имеют самые высокие концентрации Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$, они формировались за счет метасоматического агента с высокими концентрациями и высоким изотопным отношением Sr.

Cpx из гранатовых клинопироксенитов имеют промежуточные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и содержания Sr между Cpx из двух групп ксенолитов.

Различие в изотопном отношении Sr в Cpx может быть связано с первоначальным уровнем обогащения вещества Rb и постепенным увеличением $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения. Низкие изотопные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в Cpx (рис.2) не исключают, что обогащение происходило в ходе древних метасоматических процессов. Если предположить, что Cpx образовались под воздействием геохимически обогащенных расплавов в деплетированной мантии, то их Nd модельный возраст составляет от 0.9 до 1.2 млрд лет. Несмотря на приблизительность оценки возраста Cpx, рифейский возраст для Cpx из ксенолитов хорошо согласуется с геологическими данными, согласно которым в это время литосфера ААП испытала тектонотермальное событие в ходе формирования Онего-Двинской системы рифтов (Zozulya et al., 2009). Таким образом, до момента выноса ксенолитов кимберлитовыми магмами 376 млн. лет назад был достаточно длительный период существования Cpx с разными Rb/Sr и Sm/Nd отношениями.

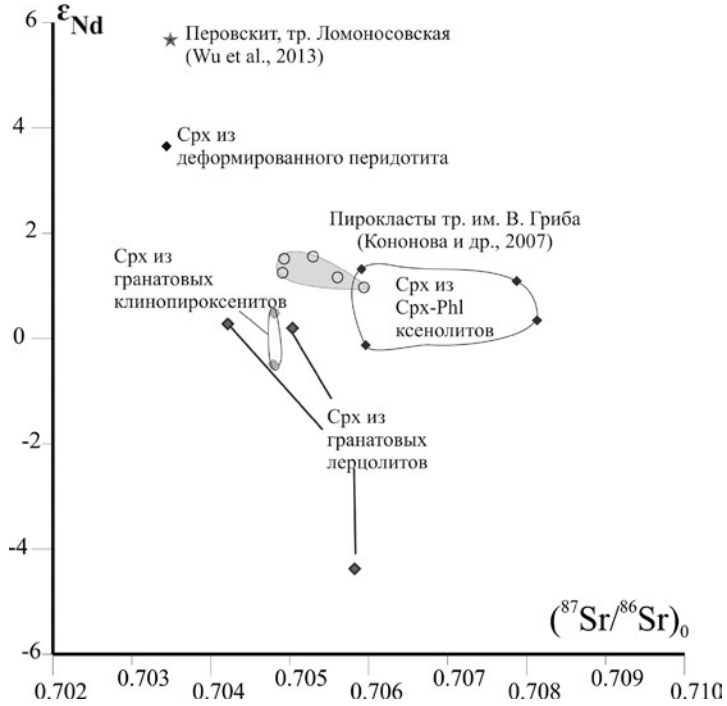


Рисунок 2. Сравнение изученных клинопироксенов из различных ксенолитов с пирокластичекими кимберлитами тр. им. В. Гриба (Кононова и др., 2007).

Начальное изотопное отношение пересчитано на возраст кимберлита, 376 млн (Larionova et al., 2016).

Различие в $^{87}Sr/^{86}Sr$ в Срх также может быть связано с разной степенью взаимодействия с метасоматическим флюидом, содержащим радиогенный Sr. Наиболее глубинные клинопироксены из деформированного перидотита, находились в равновесии с преимущественно карбонатным расплавом с низким $^{87}Sr/^{86}Sr$. Возможно за счет взаимодействия с мантийными породами в метасоматическом расплаве/флюиде увеличивалось содержание радиогенного Sr и образовались Срх лерцолитов, а Срх из CpxPhl метасоматических пород за счет флюида/расплава с высокими концентрациями и высоким изотопным отношением Sr.

Комплексные исследования Rb-Sr, Sm-Nd и O изотопных систем позволяет считать, что Срх из лерцолитов, деформированного перидотита и Срх-Phl пород образовались в мантийных условиях 0.9-1.2 млрд. лет, что подтверждается низкими изотопные отношениями $^{143}Nd/^{144}Nd$. Гетерогенность $^{87}Sr/^{86}Sr$ в Срх могло возникнуть за счет длительного существования минералов в мантии до того момента, как они были захвачены кимберлитами.

Giuliani, Andrea, David Phillips, Vadim S. Kamenetsky, and Karsten Goemann. Constraints on Kimberlite Ascent Mechanisms Revealed by Phlogopite Compositions in Kimberlites and Mantle
Xenoliths // Lithos. 2016. 240–24. P. 189–201.

Kargin, A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Lebedeva N.M., Tretyachenko V.V., Abersteiner A., Cr-Rich Clinopyroxene Megacrysts from the Grib Kimberlite, Arkhangelsk Province, Russia: Relation to Clinopyroxene–phlogopite Xenoliths and Evidence for Mantle Metasomatism by Kimberlite Melts // Lithos. 2017.

Kargin, A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., and Tretyachenko V. V. Composition of Garnet and
Clinopyroxene in Peridotite Xenoliths from the Grib Kimberlite Pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Evidence for Mantle Metasomatism Associated with Kimberlite Melts // Lithos
2016. 262 P. 442–55.

Kargin, A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et. al. Sheared Peridotite Xenolith from the V. Grib Kimberlite Pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, Composition, and Origin // Geoscience Frontiers. 2017. 8(4):653–69. Retrieved (http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.001).

Larionova, Yu O. et al. Kimberlite Age in the Arkhangelsk Province, Russia: Isotopic Geochronologic Rb–Sr and Ar and Mineralogical Data on Phlogopite. // 2016. 24(6). P. 562–93.

Mattey, D., D. Lowry, and C. Macpherson. Oxygen Isotope Compositions of Mantle Peridotite //
Earth and Planetary Science Letters. 1994. 128(1 994) P. 231–41.

Nimis, Paolo. Single Clinopyroxene Thermobarometry for Garnet Peridotites . Part I . Calibration and Testing of a Cr-in-Cpx Barometer and an Enstatite-in-Cpx Thermomete. 2000. P.541–54.

Pearson, D. G. et al. Re-Os Sm-Nd and Rb-Sr Isotope Evidence for Thick Archaean Lithospheric Mantle beneath the Siberian Craton Modified by Multistage Metasomatism// Geochimica et Cosmochimica Acta1995. 59(5). P. 959–77.
(http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0016703795000143).

Wu, Fu Yuan et al. Emplacement Age and Sr-Nd Isotopic Compositions of the Afrikanda Alkaline Ultramafic Complex, Kola Peninsula, Russia // Chemical Geology. 2013. 353:210–29. Retrieved (http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.027).

Zozulya, Dmitry R., Hugh O. Brien, and Petri Peltonen Thermobarometry of Mantle-Derived Garnets and Pyroxenes of Kola Region (NW Russia): Lithosphere Composition , Thermal Regime and Diamond Prospectivity // 2009. 81:143–58.

Кононова В. А., Голубева Ю. Ю., Богатиков О. А., Каргин А. В. Алмазоносность Кимберлитов Зимнебережного Поля (Архангельская Область) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 483-505.

Золото-теллуридная рудная формация Центрального Алдана (Южная Якутия)

Леонтьев В.И.[1], Бушуев Я.Ю. [1]

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

В золото-теллуридный тип, как правило, объединяют золоторудные эпитермальные месторождения, в которых существенная часть золота химически связанна с теллуром (Richards, 1995; Коваленкер, 2006). Большая группа крупных Au-Te месторождений (КриплКрик, США; Поргера, Лэдолам; Папуа – Новая Гвинея; Империор, Фиджи) обладает некоторыми специфическими особенностями, которые выделяют их среди других эпитермальных месторождений. Прежде всего, это тесная генетическая связь с шошонитами и обогащенными калием щелочными породами, а так же своеобразные геохимическая (Te-VF) и минеральная (теллуриды золота, серебра и других металлов, флюорит, роскоэлит) ассоциации руд (Richards, 1995; Коваленкер, 2006). В последние годы в пределах Центрально-Алданского рудного района выявлен ряд новых геолого-генетических типов оруденения (Молчанов и др., 2013; Леонтьев, 2016), часть которых отнесена к золототеллуридному типу. Наиболее ярким примером подобных объектов являются месторождения Подголечное и Самолазовское.

Месторождение Подголечное принадлежит Джекондинскому рудному узлу. В геологическом строении месторождения принимают участие граниты, гнейсы и кристаллосланцы кристаллического фундамента (AR-PR) со структурным несогласием перекрытые вендскими доломитами. Мезозойские интрузивные образования представлены дайками и силлами минетт и сиенит-порфиров. Наиболее крупным является штокообразное тело гольца Шаман, расположенное в километре к северо-западу и сложенное щелочноземельными сиенитами лебединского комплекса (J_3-K_1).

По минеральному составу и особенностям локализации в пределах золоторудного месторождения Подголечное выделяется два типа оруденения: первый, золото-теллуридный, представлен пологими залежами и жилами адуляр-флюоритовых метасоматитов в породах кристаллического фундамента, второй, золоторудный, залежами и жилами карбонаттальковых метасоматитов в породах платформенного чехла и генетически связанными с ними сульфидными жилами и оруденелыми дайками. По положению в стратиграфическом разрезе, сочетанию рудоконтролирующих факторов, характеру залегания и особенностям минерального состава рудных тел оруденение второго типа относится к широко распространённому в районе лебединскому геолого-промышленному типу. Рудные тела в породах кристаллического фундамента сложены фиолетово-серыми метасоматитами брекчиевой, прожилково-полосчатой, массивной и пористой текстуры, состоящими из новообразованных карбоната, серицита, роскоэлита, пирита, флюорита, адуляра и реликтов кристаллических пород фундамента. Структуры руд мелко- и тонкозернистые, текстуры зависят от степени гидротермально-метасоматической проработки и представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными гнездово-вкрапленными и пятнистыми разностями. Главным рудообразующим минералом является пирит, к редким относятся галенит, сфалерит, халькопирит. Меньшим распространением пользуются петцит, гессит, штютцит, теллуровисмутит, самородное золото, браннерит, монацит и редкоземельный фторапатит, киноварь. Количество рудных минералов варьирует в пределах 5-15 %. Руды характеризуются повышенными концентрациями таких элементов как: Au, Ag, Te, As, Se, Sb, V, W, Li, U, Y.

Месторождение Самолазовское находится в пределах Юхтинского многофазного интрузивного массива сложенного тремя фазами лебединского монцонит-сиенитового комплекса (J_3-K_1). По своей структуре массив представляет собой лополит, локализованный

между архейским кристаллическим фундаментом гранитогнейсового состава и толщей вендонижнекембрийских карбонатных пород осадочного чехла, представленной преимущественно доломитами.

На месторождении выделено 4 гидротермально-метасоматических парагенезиса: скарновый, гумбеитовый, фельдшпатолитовый, рудоносный флюорит-роскоэлит-карбонат-кварцевый.

Основные типы оруденения: 1) прожилково-вкрапленный линейный («самолазовский») тип (ныне полностью отработан), локализованный в виде субгоризонтальных залежей на контакте интрузива и доломитов, и представленный интенсивно окисленными и дезинтегрированными скарнами с наложенными прожилково-вкрапленными рудоносными флюорит-роскоэлит-карбонат-кварцевыми метасоматитами; 2) прожилково-вкрапленный штокверковый тип, локализованный в виде объёмных минерализованных зон внутри мезозойских интрузий, представленный в различной степени гумбеитизированными сиенитами с наложенными прожилково-вкрапленными рудоносными флюорит-роскоэлиткарбонат-кварцевыми метасоматитами; 3) брекчиевый тип, локализованный в крутопадающих минерализованных зонах дробления внутри тел мезозойских интрузий и метасоматических тел (фельдшпатолитов), развитых по породам кристаллического фундамента, и представляющий собой брекчии с обломками скарнов, фельдшпатолитов, сиенитов и гумбеитов и рудным цементом, представленным минералами флюоритроскоэлит-карбонат-кварцевой ассоциации и связанными с ней сульфидами. Для оруденения штокверкового типа главным рудным минералом является пирит, менее распространен марказит. Редкими минералами являются сульфосоли: бурнонит и блеклые руды. Блеклые руды, несущие включения бурнонита, развиваются по пириту. Отмечаются единичные образования колорадоита, антимонита, арсенопирита. Для рудной минерализации брекчиевого типа главными минералами являются пирит и марказит. Пирит имеет частые включения халькопирита, сфалерита, галенита, реже пирротина и блеклых руд. Золото в рудах распространено крайне редко, представлено субмикронными выделениями в брекчированном пирите. Калаверит встречается в трещинах кварца и вокруг зерен сфалерита, нередко выполняет полости в микродрузах кварца. Колорадоит обнаружен в трещинах пирита и в интерстициях между зернами кварца и брекчированного пирита. Для пирита и марказита характерны примеси (в масс.%) Sb – 0,64-1,90, As – 0,94-5,25, Te – 1,023,82, V – 0,21-0,31. Руды характеризуются повышенными концентрациями таких элементов как Au, Ag, As, Sb, Te, Tl, V, Co, Ni.

Специфический состав жильной и рудной минерализации наряду с характером метасоматических изменений, структурно-текстурными, геохимическими особенностями руд, характеру ассоциирующих магматических пород позволяет рассматривать Подголечное и Самолазовское месторождения в качестве типичных представителей золото-теллуридного типа. Наиболее близкими аналогами данных месторождений являются Au-Te объекты рудного пояса Колорадо (США), в частности месторождение Крипл-Крик.

Коваленкер В.А. Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфировых и эпитермальных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. – М.: ИГЕМ РАН. 2006. С.143-214.

Леонтьев В.И. Геолого-генетические закономерности локализации золотого оруденения на месторождении Подголечное (Алданский щит): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. – Санкт-Петербург, 2016. 20 с.

Молчанов А.В. Терехов А.В, Шатов В.В и др. Лебединский золоторудный узел (Особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) // Региональная геология и металлогения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2013. №55. С. 99-110.

Richards J. P. Alkalic-type epithermal gold deposits – a review / J.P. Richards // Magmas, fluid and ore deposits. – Mineralogical Assoc. of Canada. Short course ser. - 1995. V. 23. P. 367-400.

Сульфиды в карбонатит-фоскоритовом комплексе Ковдорского массива

Маркович Д.И.[1], Жиров Д.В.[2], Сорохтина Н.В.[3]

[1]*Апатитский филиал МГТУ, г. Апатиты, Dima153555@yandex.ru*
[2]*ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, zhirov@geoksc.apatity.ru*
[3]*ГЕОХИ РАН, г. Москва, nat_sor@rambler.ru*

Ковдорский щелочно-ультраосновной массив с карбонатитами представляет собой многофазный интрузив центрального типа с прямой зональностью, т.е. последовательной смене магматических стадий от центра к периферии (Афанасьев, 2011). В его юго-западной части находится многофазное штокообразное карбонатит-фоскоритовое ядро, к которому приурочено Ковдорское месторождение магнетитовых и апатитовых руд мирового класса (Пожиленко и др., 2012). Помимо апатита, магнетита и бадделеита - основных полезных ископаемых, фоскорит-карбонатитовый комплекс пород перспективен на минералы редких элементов, сульфиды и др. минералы, извлечение которых при определённой конъюнктуре рынка может представлять промышленный интерес. Сульфидная ассоциация Ковдорского массива неоднократно изучалась, как с позиций нормативной вредной примеси для железной руды (ГОСТ Р 52939-2008), так и на перспективу раздельного извлечения как концентраторов благородных и редких металлов (Кухаренко и др. 1965; Быкова 1975; Субботина, 1986; Rudashevsky et al, 2004; Шпаченко, 2010, 2012; Corin Jorgenson, 2017 и др.). С фундаментальной точки зрения генезис сульфидов в карбонатитовом расплаве до последнего времени является не решенным. В некоторых работах сульфидсодержащие породы карбонатитовой серии рассматриваются в качестве самостоятельно отделившегося расплава, в других как один из ключевых компонентов в формировании карбонатитов за счёт метасоматоза мантии (Когарко, 2006). Таким образом, изучение сульфидов имеет актуальность и с научной, и с практической точек зрения.

Сульфидная минерализация для фоскорит-карбонатитового комплекса Ковдора не является породообразующей, в отличие, например, от месторождения Палабора (ЮАР), где их среднее содержание в рудах составляет около 22% (Афанасьев, 2011), однако характерна как акцессорная для всех типов пород со средним содержанием 1–5 об.%. и .реже до 10-15 об%. В ходе полевых работ сезона 2018 г. В районе выхода пород "аномальной зоны" обнаружены жильные тела кальцит-доломитовых карбонатитов, обогащеных сульфидами (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит) до 40-50 об.% (рис. 1).

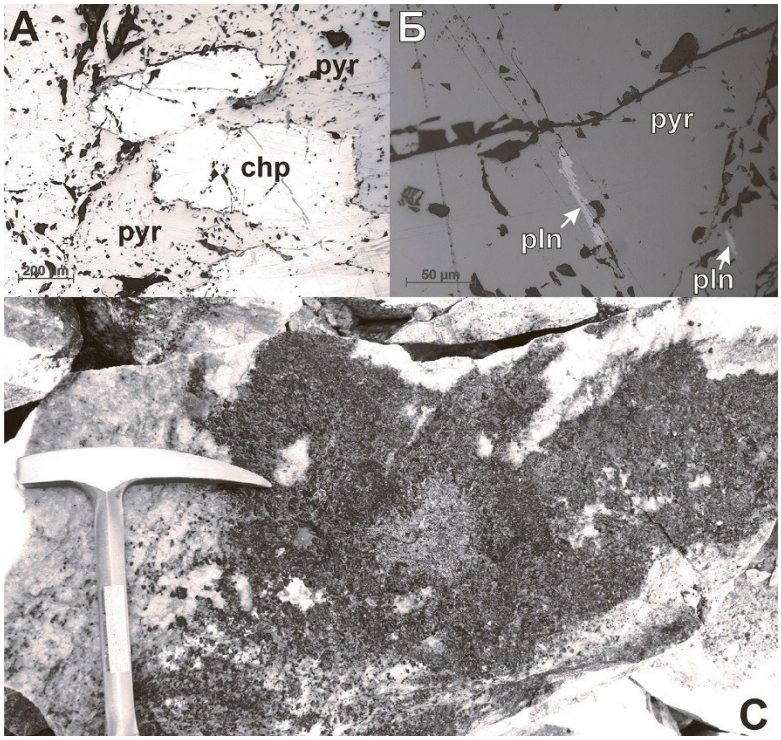


Рисунок 1. А) Взаимоотношения зерен пирротина и халькопирита; Б) пламеневидные вростки пентландита в пирротине; С) глыба жильного тела кальцит-доломитовых карбонатитов с сульфидами.

Самым распространенным среди ранних сульфидов в Ковдорском массиве является пирротин, в меньших количествах встречаются пирит, халькопирит ранних генераций и пентландит. Еще менее распространенными являются кубанит, марказит, троилит, борнит, халькозин и др. Наиболее полная сводка сульфидов для всех щёлочно-ультраосновных массивов с карбонатитами Кольского региона выполнена в работе (Шпаченко, 2012). По сульфидной ассоциации Ковдорского массива данные сведены в таблице 1.

По данным таблицы 1 ясно видно, что основное разнообразие сульфидов (21 минерал) связано, прежде всего, с магматическими стадиями фоскорит-карбонатитового комплекса, причём поздние стадии (кальцит-доломитовые карбонатиты) наиболее представительны. Постмагматические гидротермальные процессы поздних стадий формирования Ковдорского массива сопровождались преимущественно образованием пирита в радиальных разрывных нарушениях, вдоль плоскостей которых он образует скопления в основном кубической формы кристаллов размером до первых сантиметров (3-5 мм в среднем). Таким образом, в рудном Ковдорском фоскорит-карбонатитовом комплексе ведущей ассоциацией является пентландит-халькопирит-пирротиновая с подчинённым значением других сульфидов.

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ 18-05-00590А.

Таблица 1. Встречаемость сульфидов в породах Ковдорского комплекса.

Этап / стадия	Разновидность пород	Сульфиды	Источники
Гипербазитовый	вся серия	джерфишерит, расвумит, валлериит и «Са-валлериит», борнит, пентландит, пирротин, троилит, пирит, маккинавит	Шпаченко, 2010, 2012; Субботина, 1981, 1986; Кухаренко и др., 1965; Быкова и др., 1975; Rudashevsky et al, 2004; Балабонин, 1980.
	изменённые пироксениты	галенит, пирротин, пентландит, Ag-	Коноплева и др.. 2010
Этап / стадия	Разновидность пород	Сульфиды	Источники
		пентландит, пирротина, сфалерит, халькопирит, мончеит, гессит, петцит	
Щелочной	вся серия	пирротин, троилит, халькопирит, пентландит, Agпентландит, пирит	Кухаренко и др., 1965; Быкова и др., 1975; Шпаченко, 2010, 2012; Субботина и др., 1981; Субботина, 1986;
	мельтейгит-уртиты	пирротин, джерфишерит, пентландит и др.	Rudashevsky et al, 2004; *
	ийолиты	пирротин, пентландит, Ag-пентландит, Сопентландит, пирит, халькопирит, сфалерит,	Шпаченко, 2010, 2012;
Фоскоритокарбонатитовый	вся серия	пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит, Ag-пентландит, Сопентландит, пирит, марказит, молибденит, галенит, сфалерит, джерфишерит, кубанит, валлериит, халькозин, ковеллин, зигенит, виоларит, борнит, хоуилиит, виттихенит, миллерит	Шпаченко, 2010, 2012; Кухаренко и др. 1965; Капустин, 1971; Быкова, 1975; Суботина и др., 1981; Субботина, 1986; Шпаченко, 2010, 2012; Коноплева и др.. 2010; Иванников и др., 1996: Rudashevsky et al, 2004; *
	кальцит-апатитмагнетитовые и кальцитдоломитовые карбонатиты с тетраферрифлогопитом (аномальная зона)	пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит, сфалерит, молибденит, галенит, кобальтпентландит, валлериит, джерфишерит, борнит, пирит	Rudashevsky et al, 2004; Шпаченко, 2012; Коноплева и др.. 2010; *
	апатит-форстеритмагнетитовые карбонатиты	пирротин, халькопирит халькопирит, пирит, сфалерит, акантит	Коноплева и др.. 2010;

* - собственные образцы и определения

Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щёлочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. – СПб: Изд-во «Роза ветров», 2011. 224 с

Быкова Э.В. Сульфидная минерализация в магнетитовых рудах и карбонатитах Ковдорского месторождения // Минералогия и геохимия. - Л. ЛГУ. 1975. С.11-16.

ГОСТ Р 52939-2008 Руды железные товарные необогащенные. Общие технические условия. Иваников В.В., Краснова Н.И., Филиппов Н.Б. и др. О проявлении платинометальной минерализации палаборского типа в карбонатитовых массивах Кольского п-ова // ДАН. 1996. Т. 351. № 5. С. 659-661.

Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования. //Геохимия. 2006, № 1. С.5-13

Коноплева Н.Г., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Калашников А.О., Корчак Ю.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. Рассеянная благороднометальная минерализация Ковдорского массива.

Труды VII Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2010 С. 56-59

Кухаренко А.А. Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраос-новных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (Геология, петрология, минералогия и геохимия). - М. Недра. 1965. 772 с.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов

Мурманской области. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 358 с

Субботина Г.Ф. Сульфидная минерализация щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами // Месторождения неметаллического сырья Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1986. С. 43-51.

Субботина Г.Ф., Субботин В.В., Пахомовский Я.А. Некоторые особенности сульфидной минерализации апатит-магнетитовых руд и карбонатитов Ковдорского месторождения // Вещественный состав щелочных интрузивных комплексов Кольского п-ова. Апатиты: Издво КФ АН СССР, 1981. С. 88-95

Шпаченко А.К. Сульфидные минералы щёлочно-ультрабазитовых с карбонатитами массивов Кольского п-ова. // Труды IX Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2012. С. 316318.

Шпаченко А.К., Нерадовский Ю.Н., Савченко Е.Э. Аргентопентландит Ковдорского массива // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 2-5 мая 2010 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 115-118.

Rudashevsky N.S., Kretser Yu. L., Rudashevsky V.N. and Sukharzhevskaya E.S. A review and comparison of PGE, noble-metal and sulphide mineralization in phoscorites and carbonatites from Kovdor and Phalaborwa. In book Wall, F. & Zaitsev, A. N. (eds) Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. The Mineralogical Society Series. 2004. no. 10. 498 pp.

Минеральные ассоциации в массивных и «медистых» сульфидных рудах Октябрьского месторождения, Талнах

Марфин А.Е.[1]

[1]*ИЗК СО РАН, г. Иркутск* marfin1309@gmail.com

Геология. Октябрьское месторождение входит в структуру Талнахского рудного узла. Наряду с месторождениями Норильск 1 (Норильский рудный узел) и Талнахским (Талнахский рудный узел), является важным источником меди, никеля и элементов платиновой группы. На 2012 год Октябрьское месторождение было крупнейшим в России. Несмотря на то, что месторождение было открыто более 50 лет назад, интерес к проблемам его образования не утихает и поныне. Исследователей привлекают ряд проблем генезиса месторождений данной группы. Во-первых, гигантские запасы медно-никелевых руд и платиноидов, во-вторых, связь полезного компонента с трапповым магматизмом, в-третьих, тот факт, что до открытия данных месторождений все открытые месторождения подобного типа были связаны с протерозойскими образованиями (Садбери, Томпсон, Циньчуань) (Naldrett, 1992; Starostin, 2011).

Октябрьское месторождение приурочено к Верхнеталнахской интрузии, ее Северо-западной и Хараелахской ветвям. В практике норильских геологов эти ветви отождествляют. В целях упрощения изложения поступим аналогичным образом, однако стоит учитывать, что в работах ряда исследователей они рассматриваются как отдельные ветви (Золотухин, 1975; Рябов, 2000; Спиридонов, 2010).

Хараелахская интрузивная ветвь представлена линзовидным телом, вытянутым в северозападном направлении, мощностью около 200 метров. Интрузия полого сечет породы среднего девона – *мантуровскую* (D_2^{mt}) и *разведочнинскую свиты* (D_2^{rz}), представленные известковисто-доломитовыми мергелями и красноцветными и темно–серо–зелеными мергелями с прослоями ангидрита. Далее она погружается до пород нижнего девона – *курейской свиты* (D_1^{kr}), представленной известковисто–глинистыми аргиллитами. В верхнем экзоконтакте интрузии ряд свит девона – *макусовская* (D_2^{mks}), *накохозская* (D_3^{nk}) и *каларгонская* (D_3^{kl}) – выпадают из разреза, либо устанавливаются недостоверно. Достоверно же устанавливаются отложения тунгусской серии C_3-P_2.

Тунгусская серия C_3-P_2 подразделяется на две толщи: верхнюю и нижнюю.

Нижняя толща представлена *руднинской* $(C_3\text{-}P_1)^{rd}$ и *далдыканской* $(C_3\text{-}P_1)^{dl}$ свитами. Свиты сложены аргиллиты, алевролиты, в меньшей степени мелкозернистыми песчаниками. В далдыканской свите отмечаются прослои углей.

Верхняя толща представлена *шмидтинской* (P_2^{sch}), *кайерканской* (P_2^{kr}) и *амбарнинской свитами* (P_2^{amb}). Они сложены алевролитами, аргиллитами, песчаниками. В амбарнинской свите, материал становится более крупнозернистым – крупнозернистый песчаник, гравелиты, отмечается примесь туфогенного материал (Золотухин, 1975).

Полезный компонент на Октябрьском месторождении приурочен к нижним и верхним экзо- и эндоконтактам расслоенной интрузии с вмещающими осадочными породами, описанными выше. По концентрации сульфидных минералов выделяют три типа руд: сплошные (~ 90%), вкрапленные (~15%) в интрузии и «медистые» (~35%) во вмещающих породах. Сплошные руды приурочены к приподошвенной части интрузии, в то время как большая часть «медистых руд» к верхнему эндо- и экзоконтакту.

Были изучены нерудные минеральные ассоциации в отрабатываемых участках верхнего экзо- и эндоконтакта Октябрьского месторождения. Руды представлены «медистой» и сплошной разновидностями.

Исследованы 2 образца сплошной руды и 4 «медистой».

«Медистые» руды. Образец 1 (рис.1а) представлен светло–серым ангидрит–силикат–сульфидным агрегатом. Основные рудные минералы халькопирит (30%) и пирротин (70%).

Встречаются единичные зерна галенита. Вмещающая сульфидную минерализацию порода имеет ангидрит-пироксеновый состав. Пироксен представлен диопсидом с небольшим количеством геденбергитовой компоненты. Сульфидные выделения имеют ксеноморфные очертания.

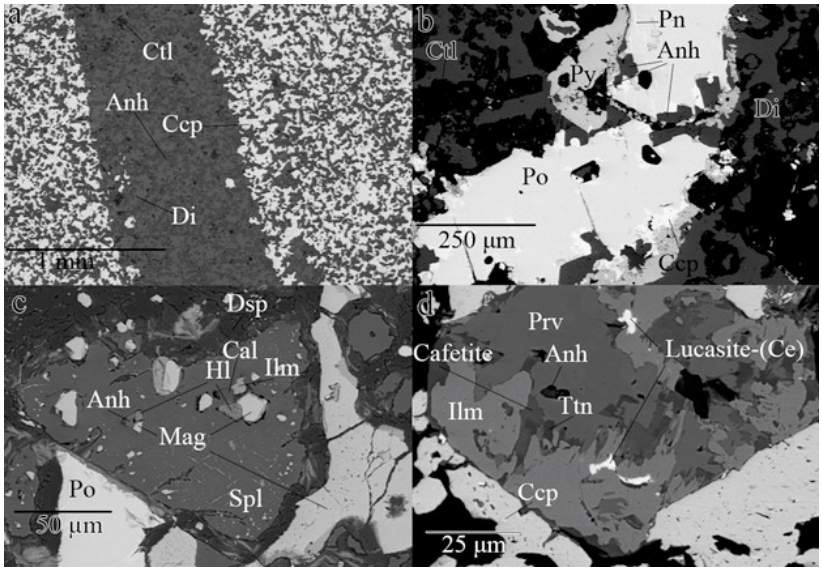


Рисунок 1. Медистая руда, фото SEM (BSE режим).

Anh – ангидрит, Di – диопсид, Ctl – минералы группы хризотила, Ccp – халькопирит, Po – пирротин, Pn – пентландит, Py – пирит, Mag – магнетит, Spl – Al-шпинель, Ilm – ильменит, Hl – галит, Cal – кальцит, Dsp – диаспор, Prv – перовскит, Ttn – титанит

Образец 2 (рис. 1б) представлен «брекчевидной» разновидностью. Силикатная часть сложена преимущественно диопсидом, края зерен корродированы, отмечается развитие минералов группы хризотила. Сульфидная часть представлена пентландит – халькопирит – пирротиновым агрегатом. По краям зерен пирротина отмечаются выделения пирита. В пирротине наблюдаются включения ангидрита.

Изометричными зернами в сульфидной части выделяется шпинелид, шпинель-герцинитового ряда.

Образец 3 (рис 1в) представлен густовкрапленной рудой. Сульфидная часть имеет пентландит-халькопирит-пирротиновый состав. Изометричными зернами в сульфидной части присутствуют магнетит, Al-шпинель. В зернах Al-шпинели обнаружены галит, ангидрит, кальцит, ильменит. Силикатная часть образца сложена Mg-Al-гидросиликатом, отмечается диаспор.

Образец 4 (рис.1г) представлен густовкрапленной рудой, сложенной пентландитхалькопирит-пирротиновым агрегатом и интенсивно измененной силикатной частью. Из минералов обнаружены ангидрит, ильменит, кафетит, титанит, лукасит-Се.

Для пентландита характерны пламевидные выделения в пирротине, присутствует магнетит. В данном образце отмечен ряд других минералов. На рис.2а зерно кальцита погружено в агрегат сульфидов, магнетит обрастает по краю кальцитового зерна. В ассоциации с ними присутствуют также ангидрит и апатит. Магнетит обнаружен так же в виде изометричных кристаллов, имеющих резкие границы с сульфидной компонентой.

Образец 6 (рис. 2б) представлен рудой, в которой присутствуют предположительно глинистые минералы или аморфные фазы.

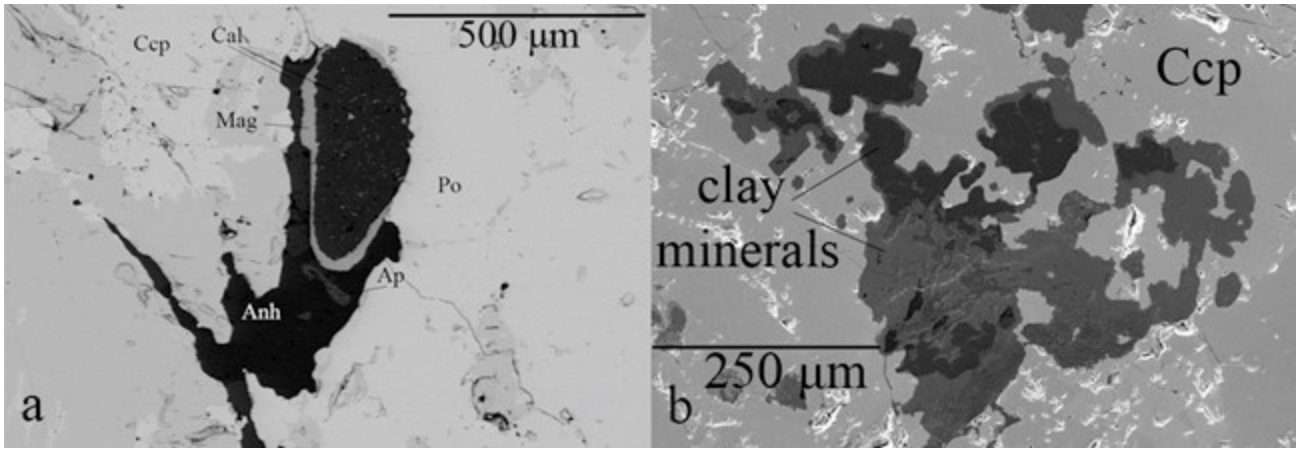


Рисунок 2. Массивная руда, фото SEM (BSE режим).

Ap – апатит, Cal – кальцит, Anh – ангидрит, Ccp – халькопирит, Po – пирротин, Mag – магнетит.

Сплошные руды. Образец 5 (рис. 2а) сложен пентландит-халькопирит-пирротиновой рудой.

Говоря о проблеме образования гигантских месторождений Норильского региона, многие исследователи подчеркивают ведущую роль ликвации и гравитационной дифференциации при образовании вкрапленной и массивной сульфидной минерализации (Котульский, 1948; Спиридонов, 2010). Магмы, согласно данным представлениям, выполняли лишь транспортную функцию, а концентрация сульфидов происходила в нижней коре (Криволуцкая, 2010). При этом контаминация вмещающих пород считается либо преобладающей (Li, 2009), либо наоборот незначительной для генезиса руд (Криволуцкая, 2011). Однако существуют и иные представления о генезисе сульфидных руд. Такие концепции ставят во главу угла постмагматические процессы (метасоматические, гидротермальные). Согласно им, именно в результате последних и были сформированы массивные руды (Золотухин, 1975).

В результате проведенных исследований удалось установить ряд минеральных ассоциаций в отрабатываемых типах руд. Основными минералами, находящимися совместно с сульфидами, являются ангидрит и диопсид. Могут так же присутствовать магнетит, перовскит, титанит, кальцит, ильменит. Всё это указывает на сложный характер взаимодействия между алюмосиликатным и сульфидным расплавами, а также на возможные постмагматические изменения, которые и могли служить причиной образования сульфидных руд.

Работа выполнена по гранту РНФ 16-17-10068.

Золотухин В. В. и др. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. 1975.

Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений //Сов. геология. 1948. Т. 194. №. 8. С. 1.

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.

Рябов В. В., Шевко А. Я., Гора М. П. Магматические образования Норильского района. Том 1. Петрология траппов //Новосибирск, Издательство" Нонпарель". 2000.

Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля //Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №. 9. С. 1356-1378.

Li C. et al. Magmatic anhydrite-sulfide assemblages in the plumbing system of the Siberian Traps //Geology. 2009. Т. 37. №. 3. С. 259-262.

Naldrett A. J. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalt //Economic Geology. 1992. Т. 87. №. 8. С. 1945-1962.

Starostin V. I., Sorokhtin O. G. A new interpretation for the origin of the Norilsk type PGE–Cu–Ni sulfide deposits //Geoscience Frontiers. 2011. Т. 2. №. 4. С. 583-591.

Цирконы с возрастом 2,85 млрд лет в составе вещественных комплексов Ветреного пояса (Юго-Восток Фенноскандии)

Межеловская С.В.[1], Межеловский А.Д. [1]

[1]*МГРИ-РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, г. Москва, Mezhelsofya@gmail.com*

Палеопротерозойская структура Ветреный пояс расположена на окраине Карельского кратона, в его северо-восточной части. Граничит с Беломорским коллизионным орогеном на северо-востоке по региональному надвигу, а на юго-западе пояс надвинут на комплексы Карельской гранит-зеленокаменной области. Структура простирается на 250 км, и погружается под чехол Восточно-Европейской платформы. В разрезе принимают участие осадочно-вулканогенные комплексы от терригенно-карбонатных до андезитовой и коматиитовой ассоциаций. Суммарная средняя мощность составляет около 8 км. Все комплексы структуры претерпели низкотемпературный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации.

В разрезе Ветреного пояса выделяют следующие свиты (снизу вверх): терригенно-осадочная токшинская, сложенная кварцитами и кварцевыми гравелитами; киричская, представленная андезибазальтами, андезитами и их туфами. Выше залегает ряд терригенно-осадочных свит: калгачинская – конгломераты; кожозерская – известняки, доломиты, мергели; виленгская – песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Завершает разрез свита ветреного пояса, сложенная вулканитами коматиитовой серии (преимущественно коматиитовыми базальтами) и туфами основного состава (Куликов и др., 2011).

Возраст Ветреного пояса долгое время оставался предметом бурных дискуссий, и в разное время относился то к сумию, то к сариолию и даже к людиковию (Богданов Ю.Б., Робонен В.И., 2011). В конце 90-х годов появились Sm-Nd датировки, которые составили 2410±34 млн лет (Puhtel I.S et al., 1997), позже были получены U-Pb и Re-Os датировки, которые составили 2405±5 млн лет (Межеловская С.В. и др., 2016) и 2407±6 млн лет (Puhtel I.S et al., 2016) соответственно, после чего структуру стали относить к сумийскому надгоризонту палеопротерозоя.

В предыдущих работах (Межеловская С.В. и др., 2016) авторами рассмотрена токшинская свита, начинающая разрез структуры. Она формировалась на ранних этапах образования Ветреного пояса и в особенностях ее строения и состава запечатлены условия заложения зеленокаменной структуры. В результате было установлено, что токшинская свита сложена зрелыми терригенными образованиями – кварцитами, кварцевыми гравелитами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и по составу отвечает ультрасилицитам. Породы свиты с резким несогласием перекрывают фундамент Карельского геоблока. Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 1,5 км (в восточной части пояса).

Также были определены возможные источники сноса при формировании кварцитов токшинской свиты, на основе изучения выделенных из состава свиты цирконов и проведенного U-Pb изотопного датирования. При измерениях использовалась система лазерной абляции в комплекте с эксимерным лазером DUV 193 (Lambda Physic Compex) совместно с элементным высокоразрешающим, высокочувствительным масс-спектрометром ThermoQuest Finnigann MAT ELEMENT-2. Интервал значений возрастов цирконов оказался: от 2654,31±38,48 млн. лет до 3364,72±5,75 млн. лет, т.е. все возраста детритовых цирконов соответствуют архею (неоархею, мезоархею и палеоархею). Возможными источниками сноса при формировании кварцитов могли быть комплексы Карельской гранит-зеленокаменной области, которые к тому времени были выведены на дневную поверхность процессами эрозии.

Киричская свита андезибазальтов и андезитов изучалась авторами на территории Водлозерского национального парка в пределах Киричской вулкано-плутонической структуры. Макроскопически породы в обнажениях носят следы явных преобразований, повсеместно

встречаются порфировые включения, замещенные минералами группы эпидота, местами породы брекчированы и обильно эпидотизированы. При петрографическом и геохимическом изучении вулканитов киричской свиты было установлено, что породы по составу отвечают базальтам, андезибазальтам, редко андезитам. Анализ распределения редких элементов, нормированных на примитивную мантию, показал повышенные содержания некогерентных элементов: крупноионных литофилов (Cs, Rb, Ba), Th и U. При этом отмечаются устойчивые отрицательные аномалии Nb, P и, в меньшей степени, Ti. Такой характер распределения редких элементов в вулканитах киричской свиты, скорее всего, обусловлен процессами контаминации коровым веществом.

Кривая распределения РЗЭ, нормированных к хондриту C1 характеризуется плавным понижением от легких элементов к тяжелым $(La/Yb)_N$ – 1.70-6.31. Такая форма кривой распределения характерна для континентальнорифтовых условий вулканизма и в совокупности с вышеописанными характеристиками распределения редких земель может свидетельствовать о процессах контаминации.

Из андезибазальтов была отобрана проба объемом около 10 кг из которой были выделены цирконы в лаборатории ГИН РАН. Удивление вызвало количество цирконов (около сотни зерен), не характерное для пород такого состава. Большинство зерен представлены мелкими изометричными выделениями с хорошей магматической зональностью, иногда призматическими вытянутыми и осколочными разновидностями. По цирконам было проведено U-Pb изотопное датирование методом лазерной абляции в лаборатории ГЕОХИ РАН. Все полученные возраста лежат в интервале от 2817±45 до 2863±38 млн лет, что отвечает мезоархею. Для установления природы цирконов в 14 зернах были определены содержания редких и редкоземельных элементов. Отношение U/Th 1,37-3,09 в среднем 2,06; Hf/U 93-268, в среднем 147; Eu/Eu* в среднем 0,65, что весьма близко к таковым в магматических цирконах. Характер распределения редких элементов, нормированных к хондриту имеет явную положительную Ce и отрицательную Eu аномалии и в целом идентичен с распределением в гранит-аплитах.

Ранее авторами была изучена средняя осадочная часть разреза, в которой расположена терригенная калгачинская свита (Корсаков А.К., Межеловская С.В. и др., 2017). Изучались образцы, отобранные из обнажений свиты на территории Водлозерского национального парка (болото Нюхчин мох), в двух обнажениях, расположенных на удалении 100 метров друг от друга. Обломки конгломератов представлены в основном галькой гранитного, реже диоритового составов. При петрографическом изучении было установлено, что основная масса галек из конгломератов представлена плагиогранитами, основными минералами являются: плагиоклаз – более основной в центральной части, частично соссюритизированный, а по краям – альбит-олигоклаз, кварц и мусковит.

Из пробы объемом примерно 8 кг были выделены детритовые цирконы. Отдельно – из гальки гранитоидного состава и отдельно – из цемента метаконгломератов. В институте геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН) было проведено U-Pb изотопное датирование. При измерениях использовалась система лазерной абляции (аналитик Аносова М.О.). Анализ общего спектра возрастов детритовых цирконов калгачинской свиты показал, что в пробах отсутствуют цирконы с возрастами моложе 2812 млн. лет и древнее 2990 млн. Таким образом, возрастной спектр цирконов калгачинской свиты значительно отличается от аналогичных спектров для токшинской свиты, залегающей в основании структуры (от 2654 млн. лет до 3364 млн. лет) изученной авторами ранее (Межеловская С.В. и др., 2016). В связи с чем были сделаны выводы о том, что поменялся источник сноса обломочного материала. Изучение цирконов проводилось отдельно по зернам, выделенным из цемента и получен возрастной интервал 2810 – 2910 млн. лет с несколькими возрастными пиками: 2850 млн. лет, 2870 млн. Отдельно изучались выделенные цирконы из гальки гранитного состава. Общий пик распределения соответствует 2870 млн. лет. При этом выделяются отдельные максимумы: 2860 млн. лет, 2890 млн. Для установления возможной природы цирконов был изучен характер распределения редких элементов в зернах. На графике распределения наблюдается отчетливая

положительная Ce и отрицательная Eu аномалии. Отношения U/Th колеблются в узком интервале от 1,22 до 2,32; в среднем 1,78; Hf/U – 60-206, в среднем 128, отношение Eu/Eu* в среднем 0,33; что характеризует цирконы как магматические. Характер распределения редких элементов в цирконах из калгачинской свиты, нормированных к хондриту, аналогичен с таковым для магматических цирконов из диорит-аплитовых комплексов (Каулина Т.В., 2010). Изучение морфологии зерен цирконов, а также их внутреннего строения в катодных лучах показали их весомое сходство с цирконами из тоналит-гранодиоритовых комплексов со сложной историей дифференциации от диоритов, через гранодиориты до тоналитов (Corfu F et al., 2003), а по возрасту они оказались близки к плагиогранитам Шилосского массива (Мыскова Т.А. и др., 2015), модельный возраст которых определенный методом SRIMP II составил 2853±11 млн лет. Возможной областью сноса обломочного материала могли быть мезоархейские комплексы гранитоидов Водлозерского блока или гранитоиды Кменноозерской структуры, расположенные по соседству и имеющие близкий возраст, что и подавляющее большинство продатированных цирконов.

Для определения возраста коматиитового вулканизма авторами на г. Голец (северо-западное окончание Ветреного пояса) были отобраны две объемные пробы: первая – из наиболее раскристаллизованной части дифференцированного потока коматиитовых базальтов, вторая – из скрытокристаллической разновидности. Из каждой пробы было выделено по одному зерну циркона и проведено U-Pb датирование методом TIMS в лаборатории КНЦ РАН. Из раскристаллизованной части потока был выделен циркон изометричной формы, водянопрозрачного цвета, без признаков зональности, возраст данного циркона составил 2405±5 млн лет (Межеловская и др., 2016). В скрытокристаллической разновидности было обнаружено единичное зерно циркона призматической формы, светло-желтого цвета, со следами коррозии и низкими содержаниями U и Th. Судя по внешнему облику и следам коррозии скорее всего он был захваченным лавовым потоком. Возраст данного ксеногенного циркона составил 2850±5 млн лет. При этом случаи нахождения в коматиитовых базальтах ксеногенных цирконов не единичны (Куликов и др., 2010). В работе (Смолькин, Шарков, 2011) отмечаются находки циркона с возрастом 2801±16 млн лет.

При изотопном изучении комплексов Ветреного пояса согласно полученным данным по детритовым цирконам однозначно проявляется возрастной пик в среднем с возрастом 2.85 млрд лет. Данный возраст встречается как в основании и средней части разреза, так и в завершающей толще коматиитовых базальтов. Следовательно, при формировании вещественных комплексов структуры преобладал источник с данным возрастом. Судя по морфологии и внутреннему строению цирконов источником могли являться ТТГ комплексы Водлозерского блока или гранитоиды Каменноозерской структуры. Данное предположение подтверждается характером распределения РЗЭ в цирконах, выделенных из гранитных галек калгачинской свиты. Родство цирконов из разных частей Ветреного пояса подтверждается на основе статистического метода Колмогорова-Смирнова, где коэффициент корреляции между токшинской и киричской свитами составил 0,405, что обусловлено диапазоном сравниваемых возрастов и наличием трех возрастных пиков в кварцитах: 2,9; 2,8; 2,7 млрд лет. Коэффициент корреляции между возрастами цирконов из калагчинской и киричской свит близок к единице и составил 0,967, что указывает на единый источник.

Во время формирования структуры Ветреного пояса на окраине Карельского кратона, на дневную поверхность были выведены комплексы с возрастом в среднем 2.85 млрд лет, предположительно кислого состава, которые являлись источниками цирконов при формировании различных частей разреза структуры. При этом во время формирования Ветреного пояса преобладали континентальные условия в юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00592

Богданов Ю.Б., Робонен В.И. Результаты деятельности региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2011. С. 56–65.

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. - Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. – 144 с.

Корсаков А.К., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Конгломераты калгачинской свиты – состав, строение, петрографо-геохимическая и изотопно-геохронологическая характеристика // Мат. VII Российской мол. науч.-практ. Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва. ИГЕМ РАН. 2017. С. 195-198.

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Ветреный пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя Юго-Восточной Фенноскандии // Геология Карелии от архея до наших дней. Мат. докл. Всероссийской конф., посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 2011. — С. 91–103.

Куликова В.В., Бычкова Я.В., Куликов В.В. Ксеногенные цирконы в некоторых мафитультрамафитовых породах ЮВ Фенноскандинавского щита // Мат. XI Съезда Российского минералогического общ-ва «Современная минералогия: от теории к практике». СПб: СПГУ, 2010. С. 210-211.

Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Бибикова Е.В. Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса. «Стратиграфия, геологическая корреляция». Издательство Наука (М.), 2016 г., том 24, №2, С. 3-16.

Мыскова Т.А., Житникова И.А., Львов П.А. Позднеархейский среднекислый магматизм Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур Центральной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 3-27.

Смолькин В. Ф., Шарков Е. В., Лохов К. И. и др. Генезис высокомагнезиальных вулканитов Ветреного Пояса палеопротерозоя по данным исследований U-Pb- и Lu-Hf- систем в цирконах (Восточная Карелия) // ДАН. 2011. Т. 439, № 4. С. 528–533.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of Zircon Textures // Rev. Mineral.

Geochem. 53.P. 469-500.

Puchtel, I.S., Touboul, M., Blichert-Toft, J., Walker, R.J., Brandon, A.D., Nicklas, R.W., Kulikov,

V.S. and Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth’s mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016.180. P. 227-255.

Puhtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schnberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere//Geochim. Cosmochim Acta. 1997. Vol. 61. P. 1205 – 1222.

Оценка потенциала бокситоносности провинции Фута-Джалон-Мандинго (Западная Африка)

Мелькин А.А.[1], Макарова М.А.[2], Ковалив Я.О.[2], Шипилова Е.С.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва* job.eskydo@mail.ru
[2]*МГУ им. М.В. Ломоносова*

Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута-Джалон-Мандинго расположена в Западной Африке, на юго-западе Сахарской платформы (рис. 1). Общая площадь бокситоносной провинции составляет около 100 тыс. км^2. Она приурочена к платообразным горным массивам Фута-Джалон и Мандинго, находящимся в основном на территории Гвинейской Республики.

Ведущие региональные факторы, обусловившие формирование данной бокситоносной провинции – это ландшафтно-климатический и тектоно-морфоструктурный: ее главная рудоносная территория приурочена к положительной неотектонической морфоструктуре блоково-сводового типа, в основном в пределах зоны влажных саванн и лесосаванн с количеством осадков не менее 1100-1300 мм/год (Мамедов и др., 1985).

В пределах бокситоносной провинции Фута-Джалон-Мандинго развиты осадочные песчаноглинистые отложения верхнего докембрия и палеозоя. Они слагают платформенный чехол Западно-Гвинейской синеклизы на запале и южный борт синеклизы Таудени на северовостоке. Осадочные породы докембрия и палеозоя залегание полого, зачастую горизонтально. Они представлены аргиллитами, алевролитами, кварцевыми и кварцполевошпатовыми песчаниками, глинистыми сланцами, иногда с горизонтами железистых кварцитовидных песчаников и карбонатных пород. Осадочные толщи интенсивно интрудированы силлами и реже дайками основных пород мезозойской трапповой формации. Силлы долеритов, конга-диабазов и габбродолеритов различной мощности (от первых метров до 100-300 м) образуют многоярусные залежи. Суммарная мощность силлов в разрезе чехла платформы всегда значительно уступает осадочным породам.

От побережья Атлантики рельеф плато Фута-Джалон ступенчато поднимается до абсолютных отметок 1200-1538 м, к осевой части, проходящей субмеридионально по линии городов Мали-Лабе-Далаба-Маму. Далее к востоку и северо-востоку рельеф полого понижается, имея в восточных отрогах плато Мандинго абсолютные отметки вершин останцовых возвышенностей 540-440 м с превышением над долиной р. Нигер в 160-90 м. В схеме новейших тектонических структур региона (Селиверстов, 1983) эти плато образуют единое неотектоническое поднятие Фута-Мандинго блоково-сводного характера. Густая сеть речных долин рассекает рельеф плато Фута-Джалон и Магдинго на отдельные водораздельные массивы и обособленные возвышенности с плоскими и пологоволнистыми вершинами, образующими в плане сложные изрезанные контуры. Эти вершины являются фрагментами поверхностей выравнивания различного возраста: от мелового и палеогенового до четвертичного (Михайлов, 1969). На юго-западе провинции вдоль берега океана, составляя нижний уступ плато Фута-Джалон, протягивается узкой полосой Приморская равнина.

Современные природные условия на всей рассматриваемой обширной территории принципиально близки. Для нее характерны: - переменно-влажный тропический климат с четко выделенными влажным и сухим сезонами и высокими (выше 23-25^o С) среднегодовыми температурами; - преобладанием саванных ландшафтов. Вместе с тем отмечается ряд закономерных изменений климатических параметров в широтном направлении и по мере удаления от побережья океана, что находит отражение на картах в выделении разновидностей переменно-влажного тропического климата (Селиверстов, 1978). С юга на север вдоль побережья и от побережья на северо-восток – вглубь континента уменьшается интенсивность выпадения

атмосферных осадков и увеличивается количество месяцев с осадками менее 100 мм/год. Кроме того, увеличивается разница между средними температурами самого жаркого и самого холодного месяцев в годовом климатическом цикле.

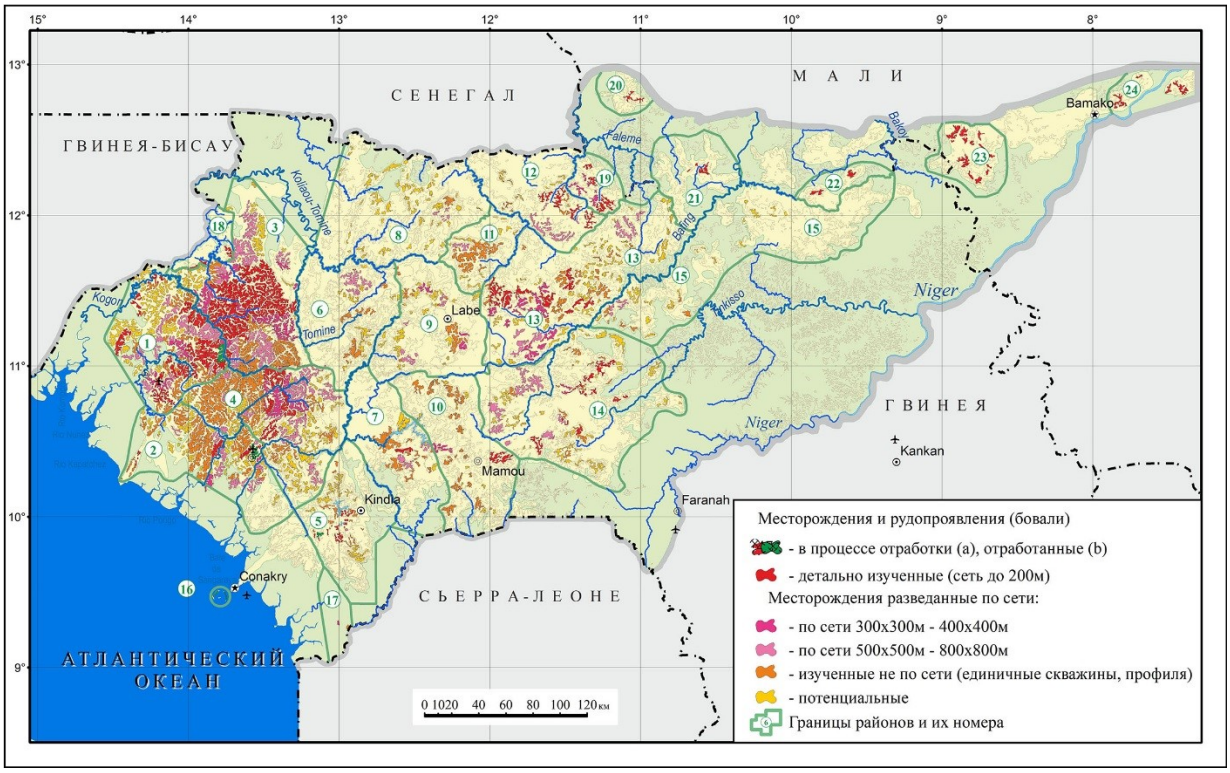


Рисунок 1. Карта боситоносности провинции Фута-Джалон-Мандинго. Авторы: Мелькин А. А., Мамедов В. И.

Месторождения бокситов связаны с латеритными покровами, мощностью до 20 м и имеющими в вертикальном разрезе зональное строение. В нижней части они сложены глинистым элювием по коренным породам. В верхней – развиты собственно латеритные образования преимущественно железисто-глиноземистого состава с различным соотношением оксидов и гидроксидов железа и алюминия, и подчиненной примесью кварца и каолинита.

Бокситоносные латеритные покровы на всей территории приурочены к господствующим по высотным отметкам элементам рельефа – плоским и пологоволнистым водораздельным пространствам, вершинам останцовых возвышенностей (бовалей) и пологим участкам их склонов.

В рассматриваемой бокситорудной провинции в настоящее время известно 1129 месторождений и проявлений бокситов, изученных с различной степенью детальности. Эти месторождения пространственно группируются в отдельные районы, обычно приуроченные к междуречью крупных рек, рассекающих плато. Для каждого бокситоносного района характерны в основном близкие абсолютные отметки элементов рельефа и сходные геологические условия. Нами выделено 25 бокситорудных районов. В таблице 1 приводятся краткие сведения об этих районах, данные подсчета запасов и ресурсов на 2018 год. Следует подчеркнуть, что общие ресурсы провинции Фута-Джалон-Мандинго составляют 47,05 млрд. т, из которых на территорию Гвинеи приходится 45,76 млрд. т, в Мали 1,21 млрд. т и ГвинеиБисау 77 млн. т бокситов.

Приведенные в этой таблице данные получены при подсчетах при бортовом содержании Al_2O_3 ≥40%. Если же бортовое содержание уменьшить хотя бы до 38 мас. % Al_2O_3, то общие ресурсы бокситов провинции значительно увеличатся (до 55-60 млрд), не потеряв своей приемлемости для их рентабельного металлургического передела на глинозем. В этом случае потенциал бокситов провинции составит более 50% от ресурсов всего мира.

Таблица 1. Запасы и ресурсы бокситов провинции Фута Джалон-Мандинго подсчитанные при бортовом содержании Al_2O_3

№ Р-на	Название р-на	Кол-во м-й (бовалей)	Площадь, км²			Доля рудного тела в районе, %	Средняя мощность рудного тела, м	Запасы доказанные и вероятные, млн. т.	Ресурсы, млн. т.		Общие запасы и ресурсы, млн. т.	Прогнозируемые ресурсы, млн. т.	Общие предполагаемые запасы и ресурсы, млн. т	Содержание, %	
			Р-на	Бовалей	Рудных тел				Оценные	Выявленные				Al_2O_3	SiO_2
								$B+C_1$	C_2	C_2, P_1	$B+C_1+C_2+P_1$	P_2			
1	BOKE	142	5 969	2 290.5	631.8	10.6	6.9	2 126.5	920.7	3 512.3	6 559.5	614.2	7 173.7	45.62	2.04
2	FRIA	90	5 673	1 326.6	191.3	3.4	6.6	193.6	80.4	1 378.7	1 652.7	275.2	1 927.9	44.72	2.78
3	INTERFLUVE KOGON-TOMINE	139	7 898	3 028.1	880.1	11.1	8.5	6 852.6	2 526.8	4 825.9	14 205.3	840.3	15 045.6	45.63	2.36
4	FATALA	146	7 030	2 521.5	486.5	6.9	6.9	1 449.2	1 176.5	3 137.2	5 762.9	520.8	6 283.7	43.36	2.15
5	DEBELE-KINDIA	53	4 884	264.9	53.4	1.1	4.8	161.8	21.6	72.3	255.7	108	363.7	45.09	3.00
6	LELOUMA	28	5 085	337.9	67.9	1.3	5.3	-	-	507	507	463.2	970.2	46.84	3.62
7	SOUGUETA-KEBALI	30	5 108	352.6	62.9	1.2	4.8	99	-	322.6	421.6	134.6	556.2	43.20	1.78
8	MALI	65	8 275	388.4	66.8	0.8	5.2	-	10.6	316	326.6	376.1	702.7	46.51	3.03
9	PITA-LABE	55	5 462	433.3	129.8	2.4	4.8	-	156.8	749.5	906.3	316.4	1 222.7	45.41	1.57
10	DALABA-MAMOU	42	5 982	423.7	85.6	1.4	5.4	118.4	19.6	247.6	385.6	589.4	975	45.45	2.15
11	DONGHOL-SIGON	33	2 200	306.2	68.9	3.1	7.6	-	53	787	840	711	1551	48.06	2.39
12	BALIN-KO	29	4 289	293.4	39.9	0.9	6.9	-	90.1	248	338.1	40.8	378.9	47.08	3.75
13	TOUGUE	126	9 769	1 352.0	397.4	4.1	8.9	1 540.2	3 223.4	687.9	5 451.5	633.8	6 085.3	43.82	3.23
14	DABOLA	72	11 120	825.4	206.7	1.9	5.1	716.9	16.8	1 027.9	1 761.6	360.8	2 122.4	45.00	1.69
15	BAFING-TINKISSO	30	9 673	223.1	38.6	0.4	7.0			185.2	185.2	180.8	366.6	61.94	1.50
16	LITTORAL, ILES	2	159	10.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	>40%	<5%
17	FORECAREYA	2	1 040	15.0	4	0.4	-		36	3.3	39.3	-	39.3	>40%	<5%
В пределах 200 км от побережья		570	31 454	9 431.6	2 243.1	7.1	7.5	10 783.7	4 726.0	12 926.4	28 436.1	2 358.5	30 794.6	45.10	2.28
ВСЕГО В ГВИНЕЕ		1 084	99 616	14 393.4	3 411.6			13 258.2	8 332.3	18 008.4	39 598.9	6 165.4	45 764.9		
СРЕДНЕЕ ПО ГВИНЕЕ						3.4	7.2							45.22	2.40
18	GUINEE-BISSAU	5		37.4	7.1		5.6	77.0						46.40	3.70
19-24	MALI	40		457.8	78.2		6.6	1 174.4	34.7					42.90	3.10
ОБЩЕЕ		1129	99 616	14 888.6	3 496.9			14 509.6	8 367.0	18 008.4	40 885.0	6 165.4	47 050.4		
СРЕДНЕЕ							7.2							45.17	2.42

Другим важным аспектом уточнения потенциала бокситов Гвинеи является соотношение ресурсов и запасов с разной степенью изученности. Надо отметить, что 14,51 млрд. т сырья, 30% от общих ресурсов, уже разведаны детально, то есть по сети 200х200, 150х150, 100х100, 75х75 м. Количество бокситов, изученных по систематическим сетям, начиная с сети 800х800 и до 75х75 м составляет 40,9 млрд. т. до 87% от общих ресурсов. Так же стоит выделить, что из этого огромного бокситорудного потенциала 30,8 млрд. т. (65,5 %) расположены на расстоянии не более 150-200 км от берега океана. Наряду с высоким качеством бокситов, это повышает вероятность их вовлечения в эксплуатацию. В заключении данного уточнения и анализа бокситоносности следует подчеркнуть, что: - Провинция Фута-Джалон-Мандинго, безусловно, располагает громадным потенциалом бокситов, составляющим не менее половины мировых ресурсов, из которых около 31 млрд.т. расположены в полосе на расстоянии не более 150-200 км от побережья океана. - Бокситы, безусловно, являются и еще многие годы, даже столетия будут являться важнейшей базой развития горной промышленности, занятости населения и в целом основной социально-экономического развития региона.

-Уже в ближайшие годы, а, тем более, к концу столетия за счет прогрессивного освоения бокситовых потенциалов в других странах и истощения их потенциала, провинция ФутаДжалон-Мандинго станет главным источником бокситового сырья.

- Провинция Фута-Джалон-Мандинго обладая огромной сырьевой базой, является основным поставщиком бокситов для России - добычу ведет в основном компания “Русский алюминий”, т.е. запасы этой провинции можно считать основой минерально-сырьевой базы алюминиевой отрасли России, третьей в мире по производству алюминия.

Мамедов В. И., Макстенек И. О., Сума Н.М.Л. Бокситоносная провинция Фута Джалон – Мандинго (Западная Африка) // Геология рудных месторождений. 1985. Т. XXYII. № 2. С. 72–82.

Михайлов Б. М., Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. М.: Недра, 1969. 179 с.

Селиверстов Ю. П., Ландшафты и бокситы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 260 с.

Селиверстов Ю. П., Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы. Л.: Недра. 1978. 239 с.

Создание модели трещинно-поровой структуры массива месторождения Антей (ЮВ Забайкалье)

Минаев В.А.[1], Нафигин И.О.[1], Петров В.А.[1], Полуэктов В.В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, minaev2403@mail.ru*

Получение информации о закономерностях и направлении движения гидротермальных растворов является одной из ключевых задач в рудной геологии, так как решает целый ряд практических вопросов касающихся всех этапов освоения месторождений и рационального планирования поисково-разведочных работ (Бетехтин и др., 1953).

В настоящее время не существует утвержденного алгоритма исследований, который бы позволил точно определять пути движения рудоносных растворов и флюидодинамические обстановки рудообразования. В статье авторы подходят к решению этого вопроса посредством изучения анизотропии упругих свойств (скоростей ультразвуковых волн) образцов горных пород методами структурной петрофизики.

В случае равномерного распределения агрегатов или микротрещин в объеме образца скорости ультразвуковых волн при водонасыщении увеличивается по всем направлениям, и анизотропия упругих свойств не наблюдается. Выраженная увеличением скоростей продольных и поперечных волн в определенном направлении анизотропия является следствием преимущественной ориентировки минеральных агрегатов, линейностью межзерновых границ и наличием ориентированных систем открытых микротрещин. Все эти факторы могут присутствовать как в комплексе, так и по отдельности и являются результатом воздействия природных или техногенных напряжений, преодолевших прочность породы. В итоге порода подвергается упруго-хрупким или упруго-пластичным деформациям. В отличие от микротрещиноватости, макротрещиноватость в основном имеет тектоническую природу, что доказывается наличием минерализации и следов сдвижений в большинстве зафиксированных элементов. Лишь малая часть макротрещин может быть предположительно отнесена к техногенным (Минаев, 2016).

Помимо этого, перед авторами стояла задача наглядной визуализации строения трещиннопорового пространства, которая была решена путем построения трехмерной модели анизотропии упругих свойств. За последние годы применение трехмерной геоинформационной среды стало обязательной частью работы современного геолога. С помощью данных технологий решается широкий спектр задач, а именно отображение геологических объектов, проведение пространственного, статистического анализа и т.д. В отличие от двухмерного представления, трехмерное позволяет более предметно определить пространственное положение исследуемого объекта, его строение, размеры и форму. Работы проводились на молибден-урановом месторождении Антей. Оно расположено в юговосточном Забайкалье в пределах Стрельцовской кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона. Жильно-штокверковое месторождение локализовано в гранитном фундаменте кальдеры и является наиболее глубоко залегающим объектом Стрельцовского рудного поля (Ищукова, 2007). Вмещающие породы представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами в рудоносных зонах, контролируемых системой копланарных разломов. Отработка молибден-урановых руд ведется на месторождении подземным способом. Исследования проводились на горизонтах 9, 10 и 11, которые расположены на глубинах ~550, 610 и 670 м, соответственно. На каждом из горизонтов были отобраны коллекции ориентированных в пространстве образцов, представляющих все разновидности вмещающих пород: гранитоидов и их метасоматических преобразований

(калишпатизация, гематитизация, гидрослюдизация), широко представленных на месторождении.

Проведённые петрофизические исследования включали в себя изучение скоростей продольных (V_P) и сдвиговых (V_S) волн в сухом и водонасыщенном состоянии пород. Ориентированные образцы представляли собой кубы с гранью не менее 50 мм. Для проведения измерений использовался комплекс аппаратуры, состоящий из генератораприемника ультразвуковых сигналов «*Panametrics PR*5072» (США) и пары излучателей *P*- и *S*-волн «*Panametrics*» с собственной частотой колебаний 1 МГц. Получаемые волновые картины оцифровывались с помощью осциллоскопа «*TiePie*508» (Нидерланды). В качестве контактной смазки применялся гель полисахаридов. Скорости волн измерялись в сухом состоянии после просушивания при температуре 70°С в течение 4 часов и в водонасыщенном, после постепенного погружения в воду в течение 7 суток. Практика показывает, что такой способ приводит к полному насыщению образцов низкопористых пород в отличие от «принудительного» водонасыщения в вакууме. Погрешность определения V_P и V_S после калибровки на эталонных образцах кварца и стали не превышала 1% (Минаев и др., 2016). В статье основное внимание будет уделяться скоростям продольных волн.

По результатам ультразвукового «просвечивания» образцов построены графики скоростей прохождения волн для трех ортогональных направлений. Кроме того, для каждой из грани кубических образцов были построены эллипсовидные диаграммы распределения ультразвуковых волн, позволяющие наиболее наглядно показать анизотропию скоростей ультразвуковых волн в сухом и водонасыщенном состояниях.

Изучение макротрещиноватости происходило с привлечением фондовых материалов, а именно геологических журналов и планов горизонтов масштаба 1:500 с вынесенными на них данными по макротрещиноватости. По возможности эти данные были заверены натурными наблюдениями морфогенетических параметров непосредственно в горных выработках. Основное внимание уделялось азимутам простирания и углам падения трещин. На основе данной информации были построены стереограммы трещиноватости (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу). Использовалась компьютерная программа *Stereo*32 (разработка *K. Roeller, Ruhr-University Bochum*).

Сравнительный анализ материалов показал, что общие ориентировки систем макротрещин в целом совпадают с направлениями максимального увеличения скоростей ультразвуковых волн, распространяющихся в горизонтальной плоскости (*0XY*) образцов пород после их насыщения водой. Эта закономерность подтверждает тектоническое происхождение макро- и микротрещин на месторождении.

Такая ситуация натолкнула авторов на предположение о сохранении общей директивности систем трещинно-поровых каналов со времени рудолокализации. На месторождении Антей зафиксированы случаи нахождения обогащенных рудных столбов в местах пересечения субширотных тел альбититов и калишпатитов с рудоподводящими разломами №№ 13 и 160, имеющими север-северо-восточное простирание (Петров и др., 2017). В период рудообразования системы микротрещин, подобные тем, что определяются ультразвуковыми исследованиями, могли составлять сети взаимосвязанных трещинно-поровых каналов, которые служили путями для направленных потоков рудоносных растворов. Для подтверждения данной гипотезы необходимо составить максимально информативное пространственное представление о характере анизоторопии скоростей ультразвуковых волн в массиве месторождения Антей.

В этих целях, а также для дальнейшей интеграции данной информации в ГИС-проект Стрельцовского рудного поля, была построена трёхмерная модель анизотропии упругих свойств массива месторождения Антей.

Выбор используемого программного обеспечения обусловлен целями, стоящими перед специалистом. К сожалению, на данный момент не существует полноценной трехмерной геоинформационной системы, которая позволяла бы за счет многообразия функций систем

автоматизированного проектирования (САПР) и геоинформационных систем (ГИС) разрабатывать методики для решения любых математических и геометрических задач. По этой причине для решения промежуточных задач специалистам приходится подбирать комплексы из тех или иных программных обеспечений (ПО). В связи с этим, может возникнуть проблема, связанная с несогласованностью типов данных или их представлений между выбранными ПО, которая зачастую приводят к нарушению топологии векторных данных, или проблему, связанную с отсутствием импортируемого формата данных. Поэтому, подбору ПО нужно уделить пристальное внимание. Такие проблемы зачастую связаны с задачей, требующей создания трехмерной структурной модели массива горных пород для дальнейшего импорта в систему инженерного анализа (*CAE*). Даже в том случае, когда обе программы поддерживают обусловленный формат данных, форма их представления может отличаться.

Одним из вариантов решения данной проблемы является использование семейства программных обеспечений конкретного разработчика. К примеру, если остановиться на семействе ПО фирмы *AutoDesk*, то для построения детальной трехмерной модели можно использовать пакет *CADInventor*, а для инженерного анализа CAENASTRAN. Если обратить внимание на комплекс ПО фирмы *DassaultSystemes*, то для создания модели будет очевидным выбор *CADSolidWorks*, а для инженерного анализа *CAEAbaqus*. Также следует отметить, что не всегда приходится прибегать к использованию стороннего ПО, ведь функционала выбранной программы зачастую бывает достаточно. Затронутые проблемы играют важную роль при создании методики и её реализации в программном комплексе. Для достижения задачи, поставленной в данной работе, опираясь на вышеизложенные проблемы и требуемый функционал, было принято решение использовать единую трехмерную графическую среду.

Необходимо отметить, что предложенный ниже алгоритм создания трехмерной модели нельзя рассматривать как единственно возможный методический подход. Он основывается исключительно на опыте авторов в работе с программными продуктами ГИС и САПР, их функциональными инструментами, и может быть в корне изменен в зависимости от выбора или предпочтения пользователя. В используемом авторами программном продукте некоторые части алгоритма предложенной ниже методики могут быть решены иными способами.

Методику создания диаграммы можно условно разделить на несколько этапов.

На *первом этапе* исследования требовалось поместить в трехмерную графическую среду эллипсоидные диаграммы разности скоростей прохождения продольных ультразвуковых волн в сухом и водонасыщенном состоянии образцов горной породы (см. рис. 2). Напомним, что диаграммы строились на основе пространственно-ориентированных образцов отобранных с 9, 10 и 11 горизонтов месторождения. Диаграмма каждого образца представляла собой растровое изображение с тремя графиками, каждый из которых соответствовал одной из пространственных плоскостей: *XY, XZ, XY*, где *X* соответствовал направлению на географический северный полюс, *Y* – на запад, а *Z* – к центру масс Земли. Далее требовалось разделить каждый растровый снимок на три изображения с графиками. При этом все полученные изображения должны были иметь одинаковое разрешение и общую начальную точку оси координат. Для решения этой задачи была написана программа в среде *MATLAB* с использованием набора инструментов для обработки изображений *ImageProcessing*. Данная программа позволила полностью автоматизировать процесс получения изображений с графиками по каждой диаграмме. В общей сложности количество созданных изображений составило 216 единиц.

Второй этап заключался в интегрировании полученного растрового графика в трехмерную геоинформационную среду. Для этого в трехмерной ГИС было создано три рабочих плоскости соответствующих ранее указанным пространственным направлениям и в каждую из них было помещено и переориентировано соответствующее растровое изображение. Далее, центр каждого изображения был позиционирован по геодезическим координатам отобранного образца. В качестве картографической проекции в ГИС-проекте была использована прямоугольная система координат *UTM* на основе датума *WGS* 84.

На *третьем этапе* был оцифрован каждый график. В случае, когда график был представлен парой эллипсов, на нем отчетливо прослеживалось их расхождение по длинам больших полуосей. Этот участок соответствует наибольшему расхождению между скоростями ультразвуковых волн. В случае, когда график был представлен окружностями с разными диаметрами, то он рассматривался как изотропное тело соответствующее либо растяжению, либо сжатию по всем направлениям, в зависимости от поведения графиков по другим плоскостям. Ситуация, когда графики были отражены таким образом на всех плоскостях, говорит о том, что в месте отбора образца нельзя вычленить единственную ведущую трещинно-поровую систему, но существует густая сеть разнонаправленных трещин и поровых каналов.

Четвертый этап заключался в заполнении замкнутого пространства построенного графика (эллипса или окружности) плоским твердым телом (плоскостью) с последующим добавлением к нему ребер, разграничивающих зоны повышения скоростей ультразвуковых волн после водонасыщения. Ребра создавались на основе разделения твердого тела двумя плоскостями, перпендикулярными к плоскости графика, а вектор их направления определялся центром графика и точкой пересечения между двумя эллипсами. В конечном итоге было получено плоское твердое тело, состоящее из четырех секторов, два из которых были окрашены в белый цвет, а два других, отвечающих за направления максимального увеличения скоростей ультразвуковых вол после водонасыщения, в черный цвет. В случае, когда график был представлен окружностями, ребра не добавлялись, а тело оставалось полностью окрашено в белый или черный цвет.

Трехмерная модель также подтвердила, что на всех горизонтах наблюдается отчетливая директивность скоростей ультразвуковых волн, а именно общее северо-западное направление максимального повышения скоростей ультразвуковых волн после водонасыщения для образцов, локализованных в телах высокотемпературных калишпатитов и северо-восточное для остальных вмещающих пород.

Исходя из результатов структурно-петрофизических исследований и их воспроизведении в трехмерных моделях гранитоидного массива и горизонтов отработки месторождения Антей можно сделать следующие выводы:

1 Общие ориентировки систем макротрещин в целом совпадают с направлениями максимального увеличения скоростей ультразвуковых волн в ориентированных образцах пород после их насыщения водой, что подтверждает тектоническое происхождение макро- и микротрещин на месторождении;

2 В период рудообразования системы микротрещин, подобные тем, что определяются ультразвуковыми исследованиями, могли составлять сети взаимосвязанных трещиннопоровых каналов, которые служили путями для фокусированных флюидопотоков;

3 Построение трехмерной модели анизотропии распространения ультразвуковых волн дало возможность подтвердить представления о том, что нахождение обогащенных рудных столбов в местах пересечения субширотных тел калишпатитов с рудоподводящими разломами №№ 13 и 160, имеющими север-северо-восточное простирание, может быть связано с существованием на месторождении Антей двух систем трещинно-поровых каналов, а именно северо-западной, наблюдаемой в телах высокотемпературных калишпатитов и северо-восточной, присущей остальным породам и определяемой влиянием рудоподводящих разломов;

4 Использование трехмерного ГИС-проекта позволяет составить наиболее полную и объективную картину особенностей строения геологических объектов, что и обуславливает стремительное развитие и растущую актуальность такого направления геологии, как геоинформатика.

Работа выполнена в рамках темы 0136-2018-0016 государственного задания ИГЕМ РАН «Развитие интегрированной информационной системы для пространственно-временного моделирования рудообразующих систем месторождений стратегических металлов на основе ГИС технологий».

Бетехтин А.Г., Вольфсон Ф.И., Заварицкий А.Н., Коржинский Д.С., Левицкий О.Д., Николаев В.А. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953. 615 с.

Бурмистров А.А., Старостин В.И., Дергачев А.Л., Петров В.А. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МАКС Пресс, 2009. 408 с.

Ищукова Л.П. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: Типография «Глазовская», 2007.

Минаев В.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Напряженно-деформированное состояние и вариации значений упругих параметров вмещающих гранитоидов молибден-уранового месторождения Антей (Восточное Забайкалье) на разных глубинах // Геофизические исследования. 2016. Т.17. №2. С 19-31.

Минаев В.А. Структурно-петрофизические условия локализации урановых руд в фундаменте Стрельцовской кальдеры (на примере месторождения Антей) // Дис. на соискание уч. степени кандидата геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2016. 135 с.

Петров В.А., Минаев В.А., Устинов С.А., Полуэктов В.В., Андреева О.В. Оценка путей и флюидодинамических условий миграции рудоносных растворов методами структурной петрофизики и микроструктурного анализа // Разведка и охрана недр. 2017. №12. С. 17-23.

О природе хромит-платиновых минерализованных зон клинопироксенит-дунитового Каменушинского массива на Среднем Урале

Минибаев А.М.[1]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург* a.m.minibaev@yandex.ru

Каменушинский массив, расположенный на Среднем Урале в Свердловской области, относится к массивам клинопироксенит-дунит-габбровой формации (Левинсон-Лессинг, 1900). Обладая высоким россыпеобразующим потенциалом (Высоцкий, 1923), он является перспективным и на выявление коренного платинометалльного оруденения (Иванов, 1997; Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011). В пределах Каменушинского массива выделено и изучено два участка хромит-платиновой минерализации: вершина Хромитового увала (Высоцкий, 1913; Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011) и верховья р. Большой Каменушки (Минибаев, Степанов, 2015).

На основе данных предшественников и собственных материалов по геолого-структурным, минералого-петрографическим и геохимическим особенностям пород Каменушинского массива в полевой сезон 2017 года было выделено и детально закартировано два новых участка хромит-платиновой минерализации, сложенных хромититами разных петрографических типов: прожилково-вкрапленными и массивными. Выделенные хромитплатиновые минерализованные зоны расположены в центральной части Каменушинского массива и размещаются в полях перехода среднезернистых дунитов в крупнозернистые, сопровождающихся порфировидными разностями дунитов.

Минералого-петрографические и минераграфические исследования были проведены при помощи поляризационного микроскопа Leica DM 2700 и стереомикроскопа Leica M125 (Санкт-Петербургский горный университет). Химический состав минералов хромититов проводился при помощи системы Mineralogic Mining (ЗАО «ОПТЕК», г. Москва), базируемой на автоэмиссионном микроскопе Carl Zeiss Sigma, оборудованном приставками EDS (энергодисперсионный рентгеновский спектрометр) и BSD (детектор обратно рассеянных электронов).

Первый выделенный участок располагается преимущественно на южном склоне Хромитового Увала и представлен скоплениями маломощных (до 2-3 см) жило- и линзообразных тел прожилково-вкрапленных хромититов небольшой протяженности (до 15 см, редко до 30 см), образующих минерализованные зоны вытянутые в меридиональном направлении мощностью до 1-1,5 м и протяжённостью до 30 м, реже до 40 м. Для прожилково-вкрапленных хромититов характерен постепенный переход во вмещающие сильно серпентинизированные дуниты (рис. 1б). Зона перехода может иметь различную мощность и заключается в постепенном уменьшении содержания хромшпинелида от центральной части хромититовых тел к их периферии, и в конечном итоге переходом в многочисленные акцессорные зерна. В пределах выделенного участка проявлены процессы серпентинизации, заключающиеся в серпентинизации зерен оливинов, складывающих дуниты и в образовании многочисленных жилок и прожилков антигорит-лизардитового состава.

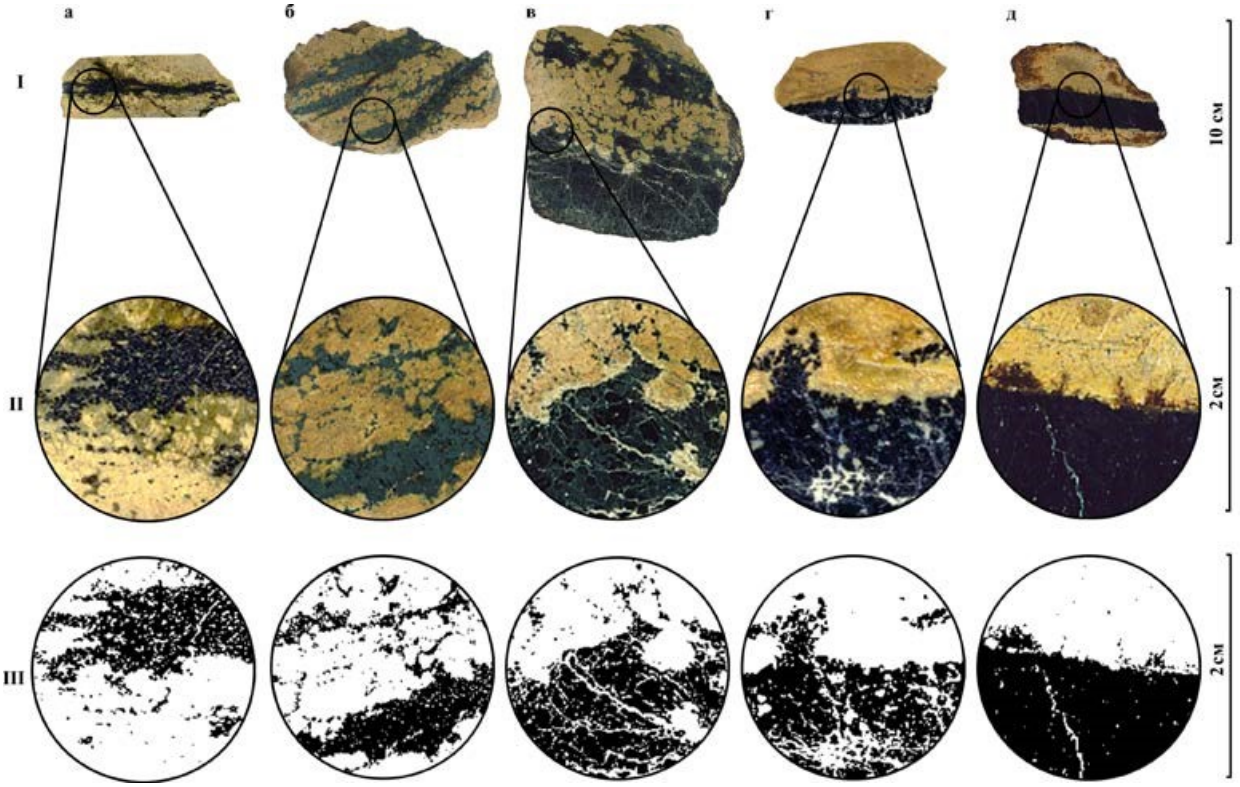


Рисунок 1. Постепенный переход прожилково-вкрапленных хромититов в массивные (сверху вниз)

хромититы - черные, темно-серые; дуниты сильно серпентинизированные - светлые, буровато-коричневые; серпентин – светло-кремовый, зеленоватый: I – штуфные образцы; II – контакт дунитов и хромититов (под бинакуляром, ув. 5 раз); III – то же с наложением контрастного фотофильтра; а – хромититы участка в верховьях р. Большой Каменушки; б – хромититы участка на южном склоне Хромитового Увала; в, д – хромититы участка на северном склоне г. Соколиной); г – хромититы вершины Хромитового Увала

Второй участок расположен на северном склоне г. Соколиной и представлен скоплениями сегрегаций, шлиро-, линзо- и жилообразных тел массивных хромититов мощностью до 0,30,4 м при длине до 3 м, которые формируют минерализованные зоны мощностью до 2-3 м, вытянутые в меридиональном направлении до 80 м. Для массивных хромититов также характерен постепенный переход в сильно серпентинизированные дуниты (рис. 1в), однако зона перехода имеет меньшую мощность, чем в прожилково-вкрапленных. Редко встречаются отдельные тела массивных хромититов, в которых зона перехода слабо выражена и наблюдается только при детальном рассмотрении (рис. 1д). Серпентинизация в существенной мере затронула вмещающие породы, о чем свидетельствуют сильно серпентинизированные дуниты. В массивных хромититах нередко обнаруживаются жильные тела антигорит-лизардитового состава, а также тонкие прожилки белого скрытокристаллического серпентина, определяющих облик «седого» хромитита описанного в Нижнетагильском массиве и являющегося благоприятным признаком платинового оруденения (Бетехтин, 1935). Также благоприятным признаком платиноносных хромититов явилось обнаружение хром-кальциевого граната $Ca_3(Fe,Cr)_2(SiO4)_3$ (Заварицкий, 1928; Melcher et al., 1997; Аникина и др., 1999; Пушкарев и др., 2007).

Среди зерен минералов платиновой группы (далее – МПГ) хромититов Каменушинского массива преобладают Pt-Fe сплавы. Зерна МПГ из прожилково-вкрапленных хромититов представлены первичными Pt-Fe сплавами, чей состав отвечает изоферроплатине Pt_3Fe (рис. 2 а, б). В массивных хромититах первичные Pt-Fe сплавы также представлены минералом, отвечающим составу изоферроплатине Pt_3Fe (рис. 2 г, д).

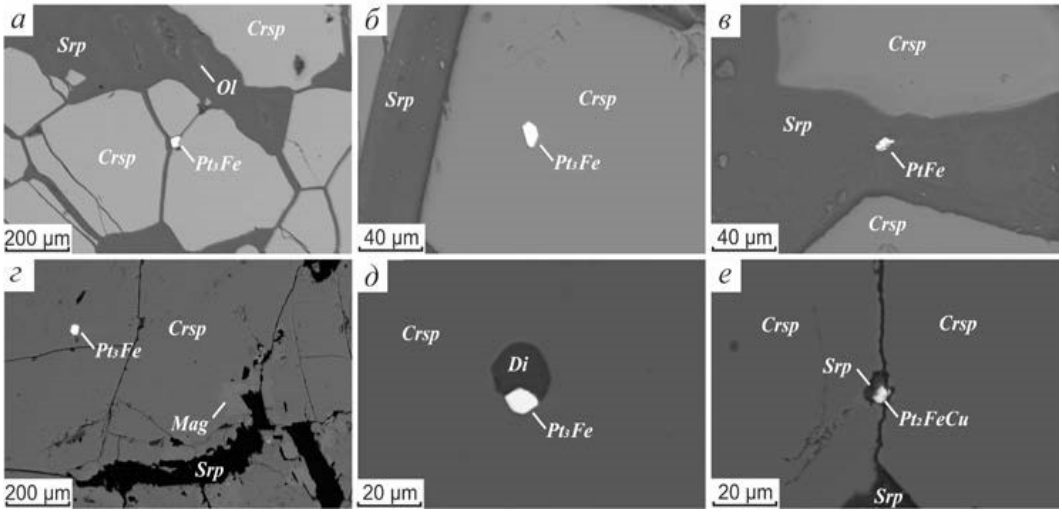


Рисунок 2. Морфология выделений МПГ в прожилково-вкрапленных и массивных хромититах Каменушинского массива.

Crsp – хромшпинелид, *Srp* – серпентин, *Ol* – оливин, *Mag* – магнетит: а – кристалл изоферроплатины Pt_3Fe изометричного облика в интерстиционном пространстве хромшпинелидов; б – кристалл изоферроплатины Pt_3Fe призматического облика в хромшпинелиде; в – выделение тетраферроплатины *PtFe* в серпентинитовой матрице; г – изометричный кристалл изоферроплатины Pt_3Fe в хромшпинелиде; д – призматическиудлиненный кристалл изоферроплатины Pt_3Fe в хромшпинелиде частично окаймленный диопсидом (*Di*); е – выделение туламинита Pt_2FeCu в серпентинитовой матрице. Примечание. На снимках в отраженных электронах сокращенные названия минеральных видов и групп даны согласно D.N. Whitney и D.W. Evans (Whitney D.N., Evans D.W., 2010).

Среди вторичных МПГ по первичным Pt-Fe сплавам из прожилково-вкрапленных хромититов Каменушинского массива выделяется тетраферроплатина *PtFe*, зерна которой располагаются в серпентинитовой матрице межзернового пространства хромшпинелидов (рис. 2в). Стоит отметить, что в верховьях р. Большая Каменушка в пределах дунитового ядра Каменушинского массива также в прожилково-вкрапленных хромититах в качестве вторичных МПГ по первичным Pt-Fe сплавам выделяется тетраферроплатина (Минибаев, Степанов, 2015).

Из выделенного участка массивных хромититов вторичные МПГ по первичным Pt-Fe сплавам представлены туламинитом Pt_2FeCu, который также встречается в серпентинитовой матрице (рис. 2е). Важно сказать, что в массивных хромититах Хромитового Увала в качестве вторичного низкотемпературного МПГ отмечается туламинит наряду с тетраферроплатиной (Толстых и др., 2011).

Несмотря на значительные сходства минералогических и геохимических ассоциаций, для каждого петрографического типа хромититов можно выделить ряд особенностей, отражающий физико-химические условия их формирования.

Нечеткие контакты тел прожилково-вкрапленных хромититов с вмещающими дунитами, характеризуемые постепенным переходом прожилково-вкрапленных хромититов в густовкрапленные, а затем в многочисленные акцессорные зерна, обусловлены их сингинетическим становлением, когда тела хромититов начали формироваться в ещё не окончательно закристаллизовавшемся расплаве.

Контакты тел массивных хромититов с вмещающими дунитами более четкие. Однако периферийные части тел массивных хромититов в различной мере имеют прожилкововрапленное строение и даже редкие тела хромититов на первый взгляд имеющие резкие секущие контакты с вмещающими дунитами при оптическом анализе также показывают постепенный переход массивных хромититов к акцессорному хромшпинелиду через прожилково-вкрапленные разности. Выделенные особенности строения тел массивных хромититов также свидетельствуют об их сингинетичной природе, но позволяют сделать предположение о более позднем происхождении массивных хромититов, сформировавшихся в

заключительный этап развития рудоформирующей системы, о чем свидетельствуют обнаружаемые достаточно резкие контакты.

В пользу данного предположения может свидетельствовать тот факт, что первичные Pt-Fe сплавы из массивных хромититов имеют несколько более низкое содержание *Fe* (23,70-25,26 ат.% при ср. 24,67 ат.%) по сравнению с первичными Pt-Fe сплавами из прожилковоквкрапленных хромититов (27,19-29,09 ат.% при ср. 28,55 ат.%). Снижение содержания Fe в изоферроплатине свидетельствует об образовании данных Pt-Fe сплавов в условиях повышенной фугитивности кислорода обусловленной эволюцией расплава в магматическом процессе (Amosse et al., 2000). То есть массивные хромититы содержащие изоферроплатину с более низкой концентрацией *Fe* сформированы в более позднее время, чем прожилковоквкрапленные хромититы ассоциирующие с более железистой изоферроплатиной. Таким образом, установлено, что для прожилково-вкрапленных и массивных хромититов характерен постепенный контакт с дунитами. Не смотря на то, что мощности зон перехода прожилково-вкрапленных и массивных хромититов к акцессорному хромшпинелиду характеризуются различными вариациями (рис. 1), их наличие не позволяет отнести тела хромититов к эпигенетичным образованиям. Так, прожилково-вкрапленные и массивные хромититы в пределах Каменушинского массива являются сингенетичными по отношению к вмещающим дунитам, однако последние характеризуются более поздним происхождением. Для первичных МПГ хромититов обоих петрографических типов характерна изоферроплатина, в то время как наложенный низкотемпературный парагенезис МПГ преимущественно образован тетраферроплатиной в прожилково-вкрапленных хромититах, туламинитом и отчасти тетраферроплатиной в массивных хромититах.

Особенности положения минерализованных зон, позволяют рассчитывать на выделение крупных участков хромит-платинового оруденения. Последнему также способствует одна из особенностей массива, а именно то, что хромититовые тела сложной морфологии образуют протяженные минерализованные зоны, чего не наблюдается в других массивах Среднего Урала. Таким образом, выделенные зоны хромит-платиновой минерализации могут иметь промышленные перспективы.

Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Вилисов В.А. Состав микровключений в хромшпинелиде как индикатор генезиса хром-платиноидного оруденения в дунитах Платиноносного пояса Урала // Ежегодник–1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1999. С. 154–160.

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Нижнетагильского и Исовского районов на Урале. Тр. Геол. Комитета. 1913. вып. 62. 696 с.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Петроград, Комиссия по изучению естественных производительных сил России РАН. 1923. 243 с.

Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Москва: Издательство академии наук СССР. 1935. 148 с.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд. Уральского университета. 1997. 488 с.

Минибаев А.М., Степанов С.Ю. Перспективы выявления коренного хромит-платинового оруденения в породах Каменушинского зонального клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Мат. 5 Рос. молодёжной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». Москва. ИГЕМ РАН. 2015. С. 145-148.

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

Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Матер. Третьей междунар. конф. 2009. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. С. 212–215.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушинского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 6. С. 775—793.

Amosse J., Dable P., Allibert M. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs ʃO2 and ʃS2 in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements // Miner. Petrol. 2000. v. 68, p. 29-62.

Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusion in chromite // J. of Petrol. 1997. V. 38. № 10. P. 1419–1458.

Whitney D.N., Evans D.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals //.American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 185–187.

Влияние навыков на результаты геологических исследований в контексте герменевтического понимания геологического познания

Миронов В.А.[1]

[1]*ТГУ, г. Томск, mironovv@mail2000.ru*

На сегодняшний день является довольно перспективными и плодотворными взгляды на геологическое познание сквозь методологию гуманитарных наук, в частности с позиций герменевтики. Такой подход предлагает современный американский философ Р. Фродеман, который утверждает, что «геологическое познание лучше всего понимать как герменевтический процесс» (Фродеман, 1995, С. 963). Саму же 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» (Фродеман, 1995, с. 962).

Для более полного рассмотрения герменевтической методологии в контексте геологического познания обратимся к философии Поля Рикёра, а именно к его работе «Конфликт интерпретаций», в которой автор следующим образом определяет герменевтику: «Я называю герменевтикой всякую дисциплину, которая берет начало в интерпретации, а слову интерпретация я придаю его подлинный смысл: выявление скрытого смысла в смысле очевидном» (Рикер, 2002, с. 408). Объектом интерпретации по Рикеру является символ: «Я называю символом всякую структуру значения, где один смысл, - прямой, первичный, буквальный, означает одновременно и другой смысл, косвенный, вторичный, иносказательный, который может быть понят лишь через первый» (Рикер, 2002, с. 18) В гуманитарном знании интерпретируется текст или в более общем понимании «символ», который может являться как текстом, так и фразой, скульптурой и другими объектами человеческого творения. На такое значение понятия «символ» в философии Рикёра указывает Я. С. Лобанова: «Дело в том, что область символизации и символических отношений людей друг к другу гораздо шире, чем вербальное и знаковое пространство языковой коммуникации» (Лобанова, 2011, с. 55). В гуманитарном знании интерпретатор пытается раскрыть все возможные смыслы символа, которые в него вложил автор, и даже те, которые автор мог не осознавать на момент создания своего произведения. Поэтому мы можем утверждать, что у гуманитарного символа как минимум две стороны придания смысла: сторона автора и сторона интерпретатора.

Указания на события и факты прошлого, настоящего и будущего Земли мы будем называть «смыслами» геологических объектов («символов»). Особенностью «смысла» геологических объектов в геологическом познании является то, что «смысл» геологическим объектам придает только лишь интерпретатор, т.к. автора образования геологических тел, как субъекта, не существует. В процессе интерпретации геологический объект становится «символом», обладающим несколькими «смыслами», то есть несколькими отсылками к очевидным и неочевидным фактам и событиям.

Например, если мы обнаружили при бурении скважины большое количество песчаника на глубине более трех километров с останками морских организмов, то данный песчаник будет указывать нам на разные события и факты. Первый «смысл» будет указывать на то, что на данном участке в далеком прошлом находилось море. Второе указание: если находилось море, следовательно, это говорит о том, что такую породу как песчаник вероятнее всего мы встретим на большой площади. Третье указание: если на исследуемой территории был водоем, распространенный на большой площади, то, скорее всего, в древности исследуемая территория была равнинной местностью с минимальной сейсмической активностью. Четвертое: если это

мощные (с большой «толщиной») морские донные отложения, то, можем предположить, что в районе древнего водоема мы можем обнаружить месторождения углеводородов – нефти и газа). Пятое, физические параметры песчаника (пористость, глинистость, проницаемость) косвенно указывают на возможную интенсивность добычи жидких и газообразных полезных ископаемых (например, дебет скважины). Список «смыслов» можно продолжать и дальше, но здесь мы ограничимся пятью, т.к. данным примером мы хотели показать, что один геологический объект, в нашем случае – большие залежи песчаника, может указывать на разные события и факты, исходя из общей геологической обстановки, в которой находится исследуемый геологический объект. Стоит учесть, что «смыслы» геологических объектов, а, следовательно, и результаты интерпретации, в значительной степени зависят от общего контекста геологического участка, а также от предварительных знаний, с которыми исследователь приступает к изучению геологического участка, геологического разреза. Поэтому для понимания сущности геологического познания необходимо обратиться к двум важным условиям герменевтического познания, на которые указывал Фродеман: герменевтический круг и предварительные знания. Рассмотрим основные аргументы американского исследователя Р. Фродемана в пользу объяснения принципов геологического познания с позиций герменевтики.

Опираясь на воззрения Хайдеггера, Фродеман утверждает, что трактовка с позиций герменевтического круга является наиболее уместной для характеристики особенностей познания геологических объектов. Сам Хайдеггер о герменевтическом круге пишет так: «Но видеть в этом круге порочный и выискивать пути его избегания, да даже просто «ощущать» его как неизбежное несовершенство, значит в принципе не понимать понимание» (Хайдеггер, 2011, с. 179) Для того чтобы геолог мог правильно проинтерпретировать геологический разрез*, он должен строить свое познание по принципу герменевтического круга, то есть познанию целого через познание частей и познанию частей через познание целого. «Главное наше понимание выходов скальных пород основано на нашем понимании отдельных пластов, которые в свою очередь поняты с точки зрения их отношения ко всему обнажению» (Фродеман, 1995, С. 963), - пишет Фродеман.

Герменевтический круг позволяет учитывать изменение «смысла» геологического объекта в зависимости от общего окружающего «контекста», а также изменение «смысла» всего геологического участка в зависимости от характеристик отдельного геологического объекта. Например, наличие кислой гранитной интрузии в осадочных толщах (известняках) указывает на возможное наличие продуктов контактового метаморфизма, в частности на залежи таких минералов как рубины. То есть, если мы увидим кислую интрузию в известняках, то с большой долей вероятности этот факт будет указывать на наличие, например, рубинов в исследуемом геологическом участке. Другой «смысл» сочетания гранитной интрузии и известняков через метод радиоуглеродного анализа будет указывать на то, в какой период произошло внедрение магматического тела в осадочные породы. Это в свою очередь повлияет на интерпретацию прошлого и построение ретроспективной модели исследуемого геологического участка. В том случае, если кислая интрузия будет обнаружена в песчаниках, то это будет указывать уже на другие продукты контактового метаморфизма, другое прошлое объекта, а, следовательно, интрузия и сама геологическая ситуация будут иметь другие «смыслы».

Через идею герменевтического круга в геологическом познании мы приходим к выводу о невозможности «подойти к объекту с нейтральной стороны». (Фродеман, 1995, С. 963) Хайдеггер по этому поводу пишет: «Решающее не выйти из круга, а правильным образом войти в него» (Хайдеггер, 2011, с. 179). Следовательно, познание, так или иначе, будет начинаться с предпонимания по поводу объекта исследования. И в отличие от установки Просвещения на борьбу с «предрассудками», главной задачей теории познания является их обнаружение.

Фродеман выделяет следующие типы предварительных знаний и установок, которые привносить субъект исследования в процесс познания, в частности геологического:

- теории, интересующего участка или планеты в целом, на которые опирается геолог перед началом интерпретации данных;

-цель, или цели, которые преследует геолог, что влияет на формальный тип (статика или динамика) и содержание результата геологического исследования – геологической модели; - аппаратура и приборы, позволяющие анализировать геологический объект химическими и физическими методами.

Данный список пред-суждений, на наш взгляд является неполным, в силу того, что даже исходя из одинаковой теоретической базы, преследуя одну и ту же цель, а также пользуясь одной и той же аппаратурой, разные геологи могут составить разные геологические карты исследуемого участка, района, региона. Поэтому есть необходимость выявления еще некоторых пред-структур, не способствующих выполнению принципа объективности результатов геологических исследований.

Как пишет Фродеман, «Большинство своих знаний геолог применяет в поле не пропозиционально, что объясняет причины трудности ясного выражения в словах геологических идей» (Фродеман, 2002, с. 71). Поэтому данные пред-структуры стоит «искать» в области бессознательных, неосознаваемых действий геологов. На наш взгляд, подобными факторами, являющимися одной из причин разногласий геологов при составлении карт, являются два типа навыков: навыки воображения; а также навыки отбора проб в поле, с помощью которых геолог должен довольно быстро из большого количества образцов выбрать один.

Как и любой другой навык, навык отбора проб у геолога формируется постепенно и со временем доводится до автоматизма, вследствие чего геолог обнажения и образцы геологического материала отбирает без детального анализа, а лишь «с первого взгляда». О навыках геолога в отборе проб Р. Фродеман пишет следующее: «Если кто-нибудь спросит опытного геолога в поле, почему он сосредоточен на данном участке или на определенном признаке, то в качестве ответа мы можем услышать, что “это выглядит необычно”» (Фродеман, 2002, с. 77).»

Еще одним типом навыков геолога, который сложно уловить, при работе с геологическим материалом на определенном геологическом участке, является навык воображения или достраивания в воображении скрытых, недоступных частей геологических объектов. Это позволяет геологу акцентировать внимание на интересующих его деталях района исследований, что также может служить основанием выбора мест отбора новых проб. При работе на разных типах геологических участков предъявляются разные требования к отбору геологической информации, а также строятся разные предварительные геологические модели в воображении геолога. Следовательно, проблема выстраивания разных геологических карт одного и того же геологического участка, может возникать из-за того, что в исследовании геологического участка будут участвовать геологи, имеющие разные навыки отбора проб и «воображения», выработанными при работе с совершенно разными типами геологических структур.

Проблему навыков воображения в некоторой степени решают методы математического (компьютерного) моделирования, универсализируя алгоритмы построения геологических моделей. Однако подобного рода универсализация еще не гарантирует стопроцентную корректность компьютерной модели, т.к. всякая геологическая модель в большей или меньшей степени носит вероятностный характер. Кроме того, рассмотренные типы навыков заранее, еще до компьютерного моделирования, структурируют геологическую информацию и отбор проб, что указывает на то, что анализ подобных навыков может прояснить некоторые «тёмные» места геологического познания.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-311-00044

[*] Фродеман, употребляет понятие «обнажение», а не «геологический разрез». Для нас кажется более корректным употребление понятия «геологический разрез» как «первичного факта геологии» (Мартьянов), т.к. геологические напластования могут встречаться не только в виде обнажений, но и в виде керна скважины, в виде геофизических диаграмм и др.

Лобанова Я. С. Проблема символа в герменевтике П. Рикёра// Вестник Тамбовского государственного университета. Серия: Гуманитарные науки. - . – 1 (93). – 2011. с. 53-56 Рикёр П. Конфликт интерпретаций. Очерки о герменевтике / П. Рикёр. – М. : Канон-пресс-Ц; Кучково поле, 2002. – 624 с.

Хайдеггер М. «Бытие и время». М.: Академический проспект. – 2011. – 460 с.

Frodeman R. Geological reasoning: Geology as an interpretive and historical science // Geological

Society of America Bulletin № 107; – 1995. pp. 959-968

Raab T., Frodeman R. What is it like to be a geologist? A phenomenology of geology and its epistemological implications// PHILOSOPHY & GEOGRAPHY, VOL. 5. NO. 1, 2002 pp. 69-81

Благороднометалльная минерализация, рудоконцентрирующие минералы Серебрянского Камня

Михайлов В.В.[1], Степанов С.Ю.[2]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, mvvsevolodovich@yandex.ru*
[2]*ИГГ УрО РАН; г. Екатеринбург*

Введение. Платиноносный пояс Урала известен как рудный объект уже около 250 лет. Однако даже за столь долгую историю изучения, единственным промышленным объектом с золото-палладиевым оруденением является Волковское месторождение. Среди объектов Платиноносного пояса остались массивы с низкой степенью изученности, в том числе габбровый массив Серебрянского камня, где по настоящее время не ясны перспективы выявления коренного благороднометалльного оруденения.

Габбро широко распространены в структуре Платиноносного пояса. Они слагают самостоятельные массивы, пространственно сближенные с ультраосновными дунитклинопироксенит-тылаитовыми блоками (Ефимов, 2010). С габбровыми массивами связано титаномагнетитовое, медносульфидное и золото-палладиевое оруденение. На Волковском месторождении медносульфидные руды с золотом и платиноидами являются объектом промышленной добычи. В ходе полевых исследований 2018 года были получены новые данные, позволяющие ожидать выявление в габбро Серебрянского камня промышленно значимого благороднометалльного оруденения. Целью данной работы является определение параметров распределения благородных металлов в габбро Серебрянского камня и формы их концентрации.

Образцы и методы исследования. Для решения поставленных задач была проведена сколковая геохимическая съемка по первичным ареолам рассеяния. Всего было пройдено около 24 км маршрутов с отбором сколковых проб по профилям, расположенным через 100 метров, с точками опробования через 40 м. Штуфные образцы отбирались в местах с видимым количеством сульфидных минералов.

Содержание химических элементов в задирковых пробах были определены с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, центральная аналитическая лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ», прибор – ELAN-6100 DRC, аналитики – В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов).

Для определения содержания благородных металлов проведён анализ пробирно-атомноэмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»): пробирное концентрирование по СТП 1402.151.1-2014 (серебряный королёк), атомно-эмиссионное определение по инструкции НСАМ 366-С на атомно-эмиссионном спектрометре ICAP 6300, свидетельство о поверке № 0165876 от 24.10.2017.

Из отобранных штуфных образцов были изготовлены аншлифы и прозрачно полированные шлифы, которые послужили материалом для поведения микроскопических исследований. Определение химического состава минералов было произведено при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV (JEOL) с энергодисперсионным спектрометром (Институт геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого, аналитик – И.А. Готтман).

Геологическая позиция. Серебрянский массив является частью одного из крупнейших в Платиноносном поясе Урала, Кытлымского плутона расположенного поблизости от поселка Кытлым. Плутон, размерами 50 на 48 км, включает в себя 4 крупных массива: Валенторский, Тылай-Конжаковский, Серебрянский, Сухогорский. Изучаемый нами массив расположен в

восточной – габбро-норитовой ассоциации плутона, западная представлена дунит-клинопироксеновым комплексом пород. Серебрянский камень сложен клинопироксен-роговообманковыми габбро (Ефимов и др., 1967, Иванов, 1997, и др.). Для него характерно незакономерное чередование габброидных, анортозитовых и горнблендитовых разностей, подробная петрографическая характеристика приведена в работах (Бобров и др., 1978, Михайлов и др., 2018, и др.).

Распределение благородных металлов в габбро. О связи золото-палладиевой минерализации с сульфидами меди А.А. Ефимов упоминает в одной из первых своих работ по Серебрянскому камню (Ефимов, 2001). Связь оруденения с меланократовыми разностями габбро описанная в работах С.А. Кашиным (Кашин, 1948) и А.А. Ефимовым с соавторами (Ефимов и др., 1967). А.А. Ефимов (Ефимов, 2006) проводит аналогию между оруденелыми габбро Серебрянского камня и рудами Волковского месторождения. По этой причине целесообразно прежде оценить масштабы проявления и распространения медной, борнит-дигенитовой минерализаций.

Габбро характеризуются крайне неравномерным распределением сульфидов меди, по результатам масс-спектрометрии с ИСП (центральная лаборатория ФБУ «ВСЕГЕИ) концентрации меди изменяются в широких пределах от среднего для габбро уровня в 100200 г/т до 2000 г/т в породах с густой сульфидной вкрапленностью.

Для анализа распределения благородных металлов показательным является один из профилей опробования. Установлено, что габбро в пределах этого профиля обладают Au– Pd спецификой благороднометалльного оруденения. Интерпретация результатов химических анализов габбро с исключением аномальных рудных проб позволила установить фоновые значения для пород в пределах опробованной области по золоту 0,032 г/т и по палладию 0,049 г/т. При анализе результатов опробования по профилю отчётливо видно, что зона с повышенными содержаниями благородных металлов (Au и Pd) пространственно совпадает с расположением выработок старого медного рудника (рис. 1).

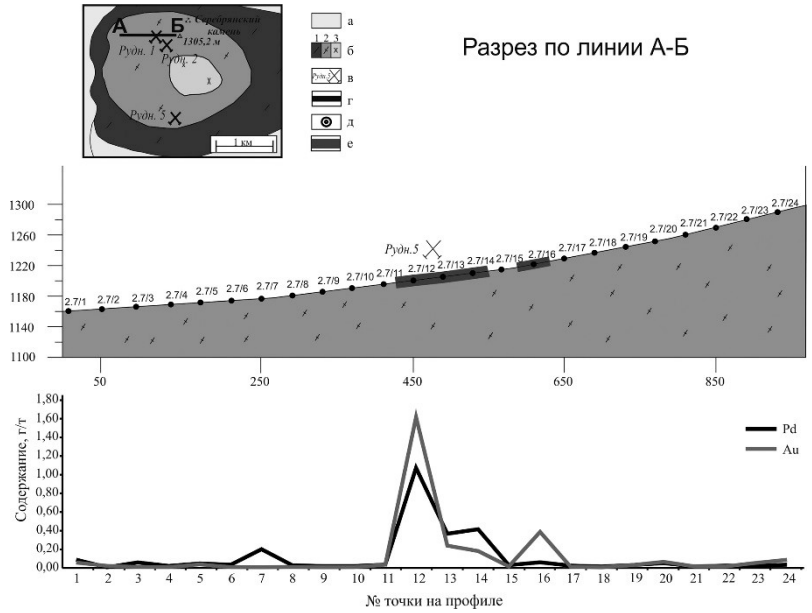


Рисунок 1. Разрез по линии профиля АБ, содержания благородных металлов.

а – Габбро-нориты, б.1 –Лейкократовые габбро, б.2 – Мезократовые габбро, б.3 – Меланократовые габбро, в – старые медные рудники и их номера, г – линия разреза, д – точки отбора проб, е – участки с содержаниями БМ превышающими средне в 1,5-2 раза.

Повышенные концентрации благородных металлов наблюдаются в меланократовых габбро с широким распространением амфиболовых шлиров. Отношение Pd/Pt варьируется от 5 до 35, возрастая по мере увеличения суммарных концентраций благородных металлов. Суммарные содержания в среднем составляют 1 г/т, максимальные значения составляют 3,15 г/т.

Концентрации благородных металлов в мезократовых разновидностях габбро характеризуются фоновыми содержаниями около 50 мг/т (таблица 1).

Таблица 1. Содержание благородных металлов в породах Серебрянского камня.

Порода	Pd, г/т	Pd/Pt	Au, г/т	$\Sigma_{БМ}$, г/т	Число проб
Меланократовые амфиболовые габбро	0,2-1,1	5-35	0,2-2,0	0,5-3,05	19
Мезократовые амфиболовые габбро	0,02-0,06	1-5	0,02-0,08	0,04-0,07	10

Примечание. Предел обнаружения Pd, Au <0,02 г/т, Pt <0,05 г/т при определении содержаний благородных металлов пробирно-атомно-эмиссионным методом.

Минералы благородных металлов. Благороднометалльная ассоциация тесно связана с сульфидами меди или меди и железа. Основные сульфидные минералы, концентрирующие золото-палладиевую минерализацию, представлены борнитом, халькозином, реже ковеллином, халькопиритом. В габбро с повышенной сульфидной вкрапленностью сульфиды слагают 10–15% от объёма породы, где распределены равномерно в виде изометричных зёрен и их срастаний. Размер зёрен сульфидных минералов может варьировать от 0,1 мм до 1,3 мм, при среднем значении 0,6 мм (Михайлов и др, 2018).

В составе благороднометалльной ассоциации установлены теллуриды серебра, золота, платины, и палладия. Из числа теллуридов палладия диагностирован меренскит, отвечающий формуле $(Pd_{0,94}Pt_{0,04})_{0,98}Te_2$ (рис. 2а, 2б). Минерал присутствует в виде удлиненных зерен, размером около 50 μm, в его составе присутствует Pt до 1,5 мас. %. Теллуриды серебра представлены гесситом $Ag_{2,01}Te$ (рис. 2а) и штютцитом $(Ag_{4,88}Au_{0,17})_{5,05}Te_3$ (рис. 2в, 2г). Размер их изометричных индивидов (не более 20 μm) значимо меньше, чем теллуридов палладия. Для штютцита характерна примесь Au до 2 мас. %.

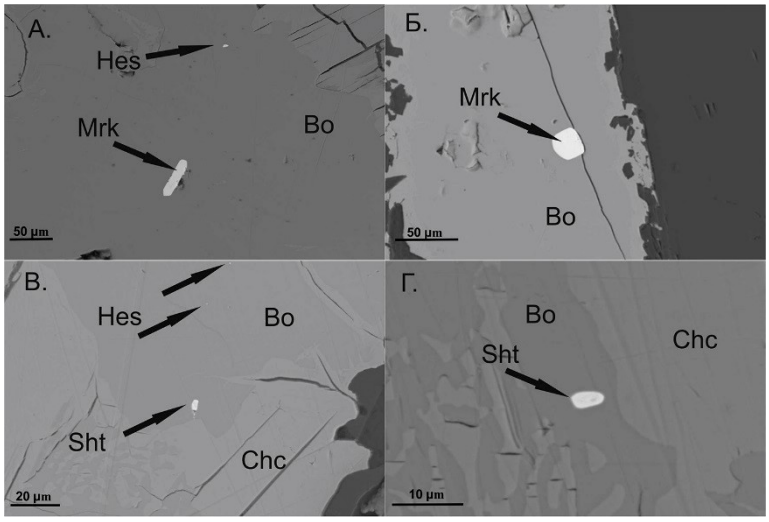


Рисунок 2. СЭМ фотографии минералов благородных металлов.

(Bo – борнит, Chc – халькозин, Sht – штютцит, Hes – гессит, Mrk - меренскит)

Вся благороднометалльная минерализация, встреченная нами, находится исключительно в борните. Позиция теллуридов палладия и серебра по отношению к сульфидам допускает их более позднюю кристаллизацию с образованием метакристаллов на стадии минералообразования характеризующейся высокой активностью Te.

Обсуждение результатов. Благороднометалльная минерализация пространственно совмещена с аномалиями меди, выделенными при работах 1976-1978 г (Бобров и др., 1978). Средние содержания благородных металлов в породах с содержанием меди порядка 1500-2000 г/т составляют 1 г/т, максимальные доходят до 3,5 г/т. Породы Серебрянского камня

характеризуются резким преобладанием палладия, золота над платиной; значение Pd/Pt-отношение может достигать 30-35.

По совокупности результатов проведённых исследований, можно выделить общие черты между изучаемым объектом и Волковским оруденением. Теллуриды палладия и серебра, представленные на Волковском месторождении меренскитом и гесситом, также находятся в виде включений в борните и имеют достаточно высокую степень идиоморфизма (*Мурзин,* 1988).

Практическая значимость проведённых исследований выражается в выявлении промышленно значимых концентраций благородных металлов в габбро Серебрянского камня, что в совокупности с результатами оценки медного оруденения позволяет рассчитывать на выявление комплексного месторождения с малыми содержаниями ценных компонентов, но большими запасами, по аналогии с медно-порфировыми объектами.

Заключение. Благородные металлы в габбро Серебрянского камня образуют собственные минералы, включенные в борнит. Pd, Pt концентрируется в меренските; Ag, Au входят в состав гесситом и штютцитом. Показано, что золото-палладиевая и медная минерализация пространственно совмещены, следовательно, по аномалиям меди с содержанием меди порядка 1500-2000 г/т могут быть оконтурены участки, перспективные на обнаружение золото-палладиевого оруденения с вероятным содержанием благородных металлов 1 г/т.

Благодарности. *Авторы выражают благодарность Заведующей лабораторией определения благородных металлов Ушинской Людмиле Александровне; ВРИО Директора института геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого Аникиной Елене Витальевне за информационную и техническую поддержку; Старшему научному сотруднику лаборатории петрологии магматических формаций Готтман Ирине Альбертовне за помощь в работе на сканирующем электронном микроскопе. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №18-35-00151\18.*

Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералого-геохимическая характеристика золотопалладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера. 2010. №5. С. 75-100.

Бобров В.И., Корионов В.Н., Галактина Н.В., Корионова Н.Я., Гордеев С.М. Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаномагнититовые и титаномагнетитовые руды в районе Серебрянского камня. Уральское территориальное геологическое управление. 1978. том I. С. 111.

Ефимов А.А. Платино-палладиевое медно-титаномагнетитовое оруденение в габбро

Серебрянского камня // Региональная геология и металлогения. №28. 2006. С. 112-115.

Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. №5. С. 134-153.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра. 1967. 336 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Волченко Ю.А. О платиноносности медносульфидных руд Серебрянского камня (Платиноносный пояс Урала) // Ежегодник 2001. 2002. С. 219-222 Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала:

(Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во: Урал.ун-та. 1997. 488 с. Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Ханин Д.А. Минералго-петрографическая характеристика оруденения Серебрянского камня // Материалы Уральской минералогической школы 2018. С. 113.

Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300. №5. С. 1200-1202.

Применение алгоритмов компьютерного зрения для автоматизации структурногеоморфологического метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим.

Молчанов А.Б.[1], Гордеев Н.А.[2]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, alexeybm2009@gmail.com*
[2]*ИФЗ РАН, г. Москваgord@ifz.ru*

Аннотация.

Предложен и протестирован оригинальный способ автоматизации структурно-геоморфологического (СГМ) метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений Л.А. Сим (Сим, 1991). Данный способ основан на применении определённого набора алгоритмов компьютерного зрения к исходным картам высот или спутниковым снимкам местности для их предварительной обработки, проведения линеаментного анализа и интерпретации результатов.

Введение.

В настоящее время задача автоматизации исследований в области современной геологии и инженерной геологии представляет большой интерес, поскольку бурно развиваются многочисленные методы и алгоритмы компьютерного зрения. Они активно используются для обработки геологических данных и позволяют наиболее эффективно проводить интерпретацию.

Особую значимость имеет задача восстановления неотектонических напряжений, так как её решение позволяет оценить напряженное состояние территории и направление перемещения горных масс друг относительно друга в области ослабленной зоны. Уникальность автоматизируемого СГМ метода Л.А. Сим состоит в том, что он, являясь камеральным, позволяет при минимальных трудозатратах дать предварительную оценку неотектонического напряженного состояния. В методе используются статистические данные о неотектонических напряжениях, которые восстанавливаются по взаимоотношению в плоскости множественных линеаментов – мегатрещин (Гзовский, 1975).

Описание программного пакета.

Предлагаемый способ автоматизации СГМ метода Л.А. Сим производит анализ и классификацию разломов по конкретным областям карт, принимая во внимание линеаменты определённых типов. Данный способ состоит из трёх этапов: на первом этапе производится дешифрование необходимых линеаментов, на втором – поиск и измерение углов между соприкасающимися линеаментами, на третьем – классификация по М.В. Гзовскому (Гзовский, 1954, 1975).

Выделение линеаментов может быть выполнено как вручную (путём нанесения векторных фигур на участок спутникового снимка или наложения готовой схемы), так и автоматически при помощи алгоритма скелетизации бинаризованной карты высот (рис. 1).

На следующем этапе применяется процедура поиска т.н. особых точек на скелетизованном изображении или нанесённой вручную векторной маске.

Рисунок 1. Скелетизация бинаризованной карты высот: а – исходная карта высот, б – результат применения адаптивного порогового фильтра, в – скелетизованное изображение.

Далее в точках пересечения прилегающих линеаментов и линии разлома производится измерение углов. Для этого сравнивается яркость пикселей на окружностях с центром в особой точке и радиусом, подбираемым так, чтобы шаг измерения не превышал заданной погрешности. Точки-вершины развёрнутых углов отбрасываются, а значения острых углов записываются в массив для последующей классификации по Гзовскому.

Этап классификации реализован в виде цепи условий, проверяемых для каждого значения углов из полученного массива. Условия состоят в принадлежности угла заданному интервалу с фиксированным средним и изменяемым допустимым разбросом. Каждый тип имеет разный набор условий. После проверки всех условий для всех найденных значений углов вычисляются вероятности принадлежности разлома к тому или иному типу.

Для тестирования был выбран регион Лено-Оленёкского междуречья (рис. 2). Территория тестирования приурочена к северо-востоку Сибирской платформы (Гордеев и др., 2016, 2018). Исходные карты высот были взяты из данных AsterGDEMv2.

Выводы

Результаты тестирования позволяют высказать ряд замечаний касательно работы алгоритмов в программе. Во-первых, необходимо улучшить или заменить медианный фильтр, поскольку, как оказалось, при больших значениях радиуса размытия на бинаризованном изображении появляются артефакты в виде «рваных краёв», что при скелетизации приводит к появлению дополнительных мелких штрихов, затрудняющих дешифрирование линеаментов. Во-вторых, следует автоматизировать построение маски области динамического влияния. В-третьих, стоит реализовать одновременную или поочерёдную обработку нескольких разломов на одной карте в одном сеансе работы программы. Есть и другие аспекты.

В целом, проведённое тестирование следует считать успешным, поскольку б*о*льшая часть исследуемых разломов была правильно классифицирована.

Таким образом, к настоящему моменту было создано и успешно протестировано программное средство, позволяющее автоматизировать СГМ метод Л.А. Сим и значительно ускорить работы по определению неотектонических напряжений этим методом.

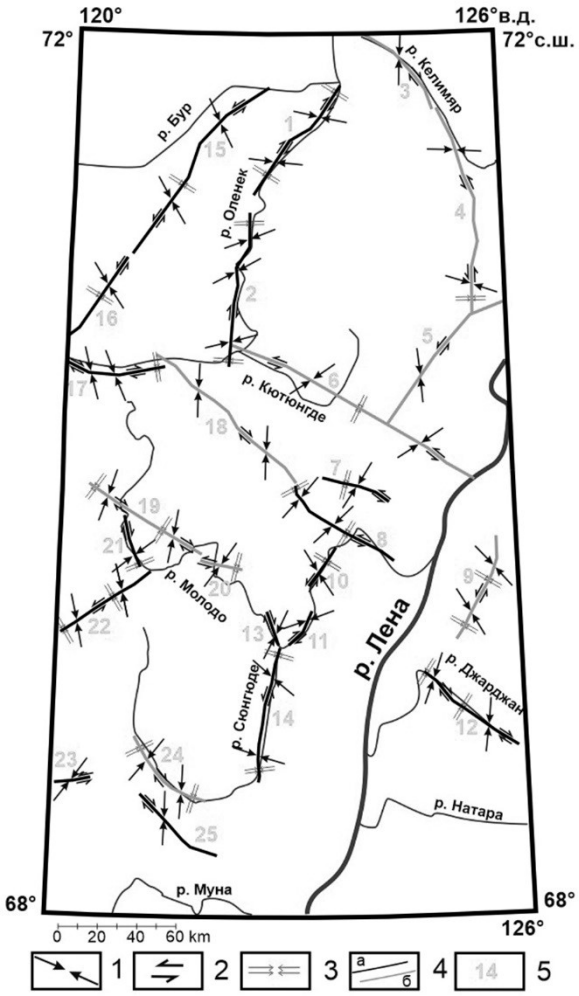


Рисунок 2. Схема неотектонических напряжений и геодинамики северо-восточной окраины Восточно-Сибирской платформы. 1 – оси сжатия в горизонтальной плоскости,

восстановленные СГМ; 2 – направления сдвигов; 3 – локальные геодинамические обстановки сжатия; 4 – а) дешифрированные линеаменты, б) разломы по геологическим данным; 5 – номера тестируемых разрывных структур.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10. С. 3-22.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 375 с.

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, серия геофиз. 1954. № 5. С. 390-410.

Гордеев Н.А. Тектонофизический анализ линеаментов Оленекского поднятия // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции – в 2-х томах. Т. 1.М.: ИФЗ. 2016.С. 48-52.

Гордеев Н.А., Сим Л.А. Комплексный подход изучения новейшей геодинамики, основанный на геологических и тектонофизических методах // Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений: Тез.докл. Междунар. Юбилейной науч. Конф., г. Бишкек, 3 – 7 июля 2018 г. с. 169-173.

Природа изменения окраски горного хрусталя, имплантированного ионами железа и ванадия

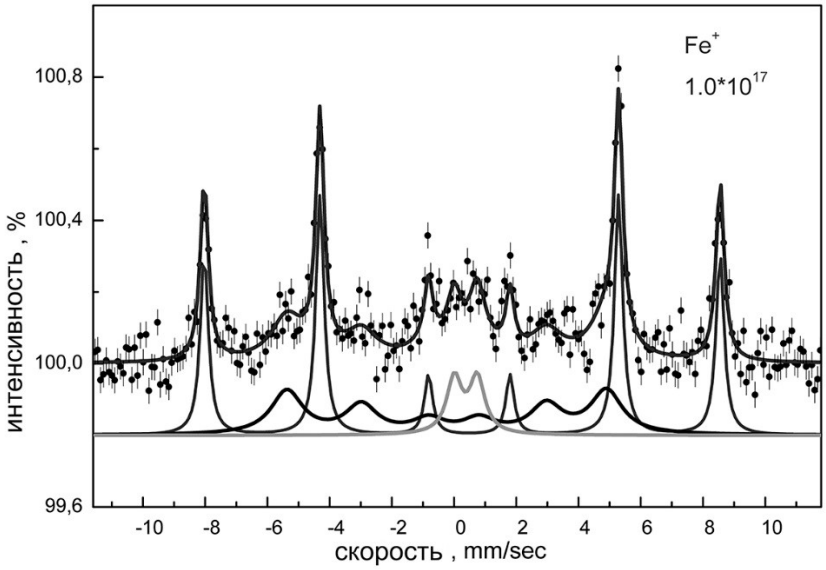
Мухаметшин А.В.[1], Лопатин О.Н. [1], Вагизов Ф. Г. [1], Хайбуллин Р.И.[2].

[1]*КФУ, г. Казань, adib.mv@gmail.com*
[2]*КФТИ РАН, г. Казань, rikkfti@mail.ru*

Метод ионной имплантации давно зарекомендовал себя в качестве нано технологического способа модификации физических свойств различных твердых тел, будь то металлы, керамика, минералы, полимеры и пр. В настоящее время прозрачные оксидные материалы, легированные элементами переходной группы железа, привлекают большой научный и практический интерес.

В данной работе приводятся результаты экспериментальных исследований кристаллохимических свойств природного горного хрусталя, имплантированного ионами железа и ванадия. Работа является логическим продолжением исследований, выполненных ранее объединённым авторским коллективом сотрудников КФУ и КФТИ РАН (Мухаметшин и др., 2017; Лопатин, 2011). Образцами для исследований служили пластины природного горного хрусталя (кварца) Светлинского месторождения Южного Урала (Россия). Пластины бесцветного, прозрачного кварца были кристаллографически ориентированы перпендикулярно оси симметрии третьего порядка кристаллов. Имплантация ускоренных до энергии 40 кэВ однозарядных ионов ванадия и железа в кристаллические пластины кварца выполнялась на ионно-лучевом ускорителе ИЛУ-3 при комнатной температуре в остаточном вакууме 10^{-5} торр. Имплантация ионов железа. В процессе работы в пластины кварца была проведена имплантация высоко энергетичных ионов железа при повышенном (40%) содержании в ионном пучке мёссбауэровского изотопа железа Fe^{57}. Режимы высокодозной ионной имплантации: энергия 40 кэВ, сила тока I=8-10 мкА/см^2, доза облучения 1×10^{17} ион/см^2. Пост имплантационная термическая обработка производилась в камерной электропечи при температуре 950°C и времени отжига 60 минут. В результате пост имплантационного отжига выявлено радикальное изменение окраски кристаллов на оранжево-желтую, отвечающую своими оптическими свойствами природным цитринам. (Мухаметшин А.В. и др., 2017). Имплантация ионов ванадия. Доза облучения составляла 1.5×10^{17} ион/см^2 при постоянной плотности ионного тока равной 10 мкА/см^2. С целью перераспределения примеси ванадия по объему кристалла и отжига радиационных дефектов проводилась последующая термическая обработка имплантированных образцов в камерной электропечи при температуре 383° С и 585° С в течение 30 минут в атмосфере воздуха. В результате имплантации и пост имплантационного отжига выявлено радикальное изменение окраски кристаллов на светло-зелёную.

Кристаллохимические особенности как исходных, так и имплантированных, и впоследствии отожженных образцов кварца были изучены методами мессбауэровской спектрскопией (рис.1), абсорбционной оптической, рентгеновско-фотоэлектронной спектроскопией((РФЭС) рис.2) и энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии в низком вакууме. Абсорбционно-оптические спектры поглощения записаны в диапазоне длин волн от 200 до 3000 нм (рис.2). Комплексом современных физико-химических методов изучена природа наведённой окраски. Показана возможность геммологического облагораживания кварца методом ионно-лучевого воздействия. Выявлены оптимальные режимы имплантации и пост имплантационного отжига для образцов кварца, облученного ионами железа и ванадия.



Мёссбауэровский спектр конверсионных электронов пластинок кварца имплантированный ионами Fe и отожженный при t=950°C

Рисунок 1. Мессбауэровский спектр кварца имплантированного ионами Fe^{57}, 1×10^{17} ион/см^2 и отжига при t = 950 °C 60 минут

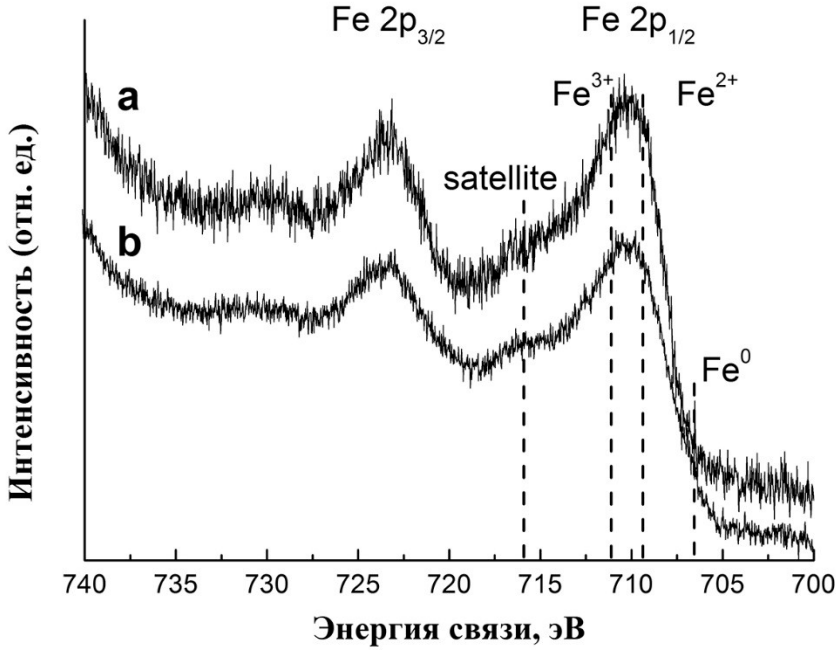


Рисунок 2. ФЭ-линии Fe 2*p*, записанные на глубине анализа 2-80 нм для пластинки кварца, имплантированной ионами железа с дозой 1×10^{17} ион/см^2

Высокодозная имплантация ионов железа в бесцветные, прозрачные пластины горного хрусталя приводит к существенному изменению цветовых характеристик образцов. В результате имплантации поверхностный облученный слой хрусталя приобретают сероватый оттенок, густота и насыщенность которого возрастает с ростом дозы облучения. При этом поверхностные слои пластин кварца, имплантированных с максимальной дозой, приобретают четко выраженный металлический блеск. Возникновение подобного рода оптических явлений в прозрачных диэлектриках объясняется радиационным повреждением кристаллической структуры облученной матрицы при ее обработке высоко энергетичным потоком ионов (Лопатин О.Н.,

2011). Это приводит к появлению в приповерхностном слое матрицы различного рода структурных дефектов, электронно-дырочных центров, а также к образованию на определенной глубине облученной матрицы ультрадисперсной фазы ванадия, некогерентной структуре исходной матрицы. Последующий температурный отжиг имплантированного кварца приводит к изменению окраски образцов на светло-зеленую в случае с ванадием, и оранжево-желтую, в случае с железом. С помощью энерго дисперсионной рентгеновской спектроскопии проводился элементный анализ с использованием сканирующего электронного микроскопа FEI XL-30 ESEM, оснащенного ЭДС-детектором фирмы EDAX. Съемка осуществлялась в режиме низкого вакуума (давление 0,8 Торр) без напыления образцов. Ускоряющее напряжение пучка электронов составляло 20кэВ, рабочий отрезок (расстояние от полюсного наконечника до поверхности образца) – 8-10мм, размер пятна-5,5. В процессе имплантации в горном хрустале на глубине 5-20 нм формируются нано частицы металлического железа. Пост имплантациооная термическая обработка образцов приводит к дальнейшему окислению железа и формированию в кварцевой матрице наноразмерных частиц гематита Fe_2O_3. Природа оранжево-желтой окраски объясняется ультра дисперсионной компонентой гематита, сконцентрированной на глубине ~15 нм.

Мухаметшин А. В., Гумаров А. И., Янилкин И. В. И др. Имплантация ионов железа в кристаллическую структуру природного горного хрусталя // Ученые записки Казанского университета. 2017. Т. 159. книга 1. С. 5-20.

Лопатин О.Н. Ионная имплантация минералов и их синтетических аналогов. Изд. Дом: LAP LAMBERT Academic Publishing. 2011. 206 с.

ГИС-проект ROSA: база данных и веб-сервис

Одинцова А.А.[1]

[1]*ГЦ РАН, г. Москва, a.odintsova@gcras.ru*

В докладе представлены результаты разработки ГИС-проекта ROSA с целью подготовки информационной базы для проведения глобального аналитического исследования процесса становления нефтегазовой отрасли в России и других странах мира. Собранная и обработанная информация позволит системно проанализировать развитие методов и объемов добычи и оценить темпы развития нефтегазовой индустрии в разных странах.

Для достижения поставленной цели был выполнен ряд задач: сбор и обработка данных; разработка и наполнение базы данных геопространственными данными по месторождениям углеводородов; создание веб-сервиса с расширенными функциональными возможностями на основе программной платформы Esri Geoportal Server; проведение предварительной аналитической классификации рассматриваемых месторождений с использованием методов системного анализа.

Особенности состава пород наземных техногенных массивов Западной Якутии

Опарин Н.А.[1], Легостаева Я.Б.[1]

[1]*ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, nik3256-1989@yandex.ru*

Горное производство технологически взаимосвязано с процессами воздействия человека на окружающую среду с целью обеспечения сырьевыми и энергетическими ресурсами различных сфер хозяйственной деятельности (Степанов и др., 2004). При этом, стремительный рост потребления природных ресурсов сопровождается не только изменением количественных масштабов антропогенного воздействия, но и появлением новых негативных факторов, влияние которых на экосистему, ранее незначительное, становится доминирующим. В этом смысле территория Западной Якутии, где сконцентрирована большая часть алмазодобывающей промышленности и отрабатываются такие крупные коренные месторождения алмазов, как трубка Удачная, Зарница, Мир, Юбилейная, Айхал и т.д. представляет собой модельный полигон для оценки геоэкологической безопасности техногенных отложений на примере отвалов пустых пород карьеров и хвостохранилищ горно-обогатительных фабрик, представляющих собой наземные техногенные массивы Целью настоящих исследований является оценка экологогеохимическая специализации пород наземных техногенных хранилищ горнообогатительных комбинатов в Западной Якутии.

Геолого-геохимическая специализация пород, слагающих наземные техногенные массивы имеет определяющее значение в числе факторов, необходимых при оценке экологической ситуации. Основными техногенными хранилищами изучаемой территории являются отвалы карьеров Удачный и Зарница и хвостохранилищ I и II очередей (рис. 1).

Рисунок 1. Территория модельного полигона

В ходе полевых работ и дальнейшего петрографического изучения образцов из отвалов карьеров Удачный и Зарница на поляризационном микроскопе Axioskop 40 фирмы Zeiss было установлено, что эти техногенные массивы большей частью сложены обломками карбонатных и редко магматических пород, а также песчаников. Химический состав пород определялся с

использованием комбинаций различных методов - спектрометрия, атомноэмиссионная спектрометрия, ионометрия с ион-селективным электродом, гравиметрии, титриметрия. Результаты химического анализа приведены в таблице 1.

Карбонатные породы из отвалов карьеров Удачный и Зарница представлены мергелями, доломитами и известняками, диагностирование которых было основано на классификации Анфимова (Анфимов, 1997). Образцы магматических пород представлены кимберлитовой брекчией и долеритом. Определение содержания химических элементов группы Fe (Cr, Ni, V, Co, Sc, Ba, Sr, Nb, Zr, Y, Yb) и других и летучих элементов (B, Cu, Sn, Pb, Ge, Zn) в порошковых геологических пробах проводилось методом атомно-эмиссионного анализа на спектрографе PGS-2 с комплексом МАЭС (ООО “ ВМК-Оптоэлектроника“) с компьютерной обработкой. Осадочные и магматические образования изучаемого района контрастно различаются по содержанию химических элементов.

Миграция приводит к значительному перераспределению элементов и их содержание в горных породах, как правило, отличается от кларка. С целью определения пределов, в которых элементы будет встречаться в исследуемом техногенном ландшафте были рассчитаны коэффициенты концентраций (Кк), равные отношению содержания элементов в конкретном объекте к их кларкам в литосфере (Виноградов, 1962). Наиболее повышенные концентрации микроэлементов отмечаются в составе кимберлитовых пород и песков из хвостохранилищ I и II очередей, являющихся отходами обогащения кимберлитовых пород (табл.2). Причем наибольшие значения Кк отмечаются именно среди проб, взятых из хвостохранилищ: Cr (14,5), Ni (22,4), Co (3,9), Ti (5,7), Nb (39).

Такие высокие концентрации элементов в хвостохранилищах обусловлены, видимо тем фактом, что пески, слагающие хвостохранилища являются смесью всех видов кимберлитовых пород из трубок Удачная-Западная, Удачная-Восточная и Зарница. Кимберлитовые брекчии отвалов отличаются максимальными содержаниями Sr, Zr, Y. Цинк в высоких концентрациях выявлен в глинистых карбонатных породах и известняках. Концентрация этого элемента в мергелях существенно ниже, однако по отношению к другим осадочным породам мергели отличаются повышенной концентрацией Mg, Ni, Sr, Nb, Y и Yb. По отношению к осадочным и кимберлитовым породам, долериты характеризуются повышенными концентрациями Fe, Al, Mn, Ti, Cu, Sn, V, Sc и Yb, что позволяет уверенно выделять их по степени влияния в образовании современных геохимических ландшафтов. Полученные в результате проведенных количественного и полуколичественного рентгеноспектральных анализов данные позволили выделить ассоциации элементов, отличающиеся повышенной концентрацией и отражающие геохимическую специфику пород из наземных техногенных массивов на территории промышленной площадки УГОКа АК АЛРОСА (ПАО): мергели - Mg; глинистые карбонатные породы и известняки - Zn; песчаники - Si; кимберлитовые породы - Cr, Ni, Co, Ti, Sr, Nb, Zr и Y; долериты - Fe, Al, Mn, V, Cu, Sc, Yb и Sn.

Наиболее высокие концентрации микроэлементов зафиксированы в составе кимберлитовых пород и песков из грунтов хвостохранилищ I и II очередей: $Co_{3,9} \rightarrow Ti_{5,7} \rightarrow Cr_{14,5} \rightarrow Ni_{22,4} \rightarrow Nb_{39}$

Таблица 1. Химический состав пород отвалов карьеров Удачный и Зарница

Осадочные породы, %									
Образец	Р-19-4	Р-19-6	Р-191-7	Р-19-1-8	3-1/1-1	3-1/1-2	3-1/1-3	3-1/1-4	3-1/1-5
Карьер			Удачный				Зарница		
SiO_2	20,41	0,72	23,55	30,48	32,62	6,53	44,34	1,22	32,79
TiO_2	0,14	0,03	0,37	0,26	0,36	0,08	0,07	0,03	0,39
Al_2O_3	2,79	0,13	5,32	5,12	6,23	1,77	2,18	0,38	8,39
Fe_2O_3	0,09	0	0,89	0,81	1,33	0,3	0,03	0	2,07
FeO	0,71	0,14	0,86	1,28	1,01	0,43	0,43	0,29	1,44
MnO	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,03	0,03	0,05
MgO	7	0,04	9,74	8,53	13,17	18,56	3,38	0,25	12,24
CaO	32,96	54,37	24,96	22,35	17,74	28,41	24,59	54,68	14,56
Na_2O	0,05	0,06	0,06	0,07	0,2	0,17	0,06	0,07	0,16
K_2O	1,6	0	2,85	3,13	2,86	0,83	1,58	0,2	3,48
H_2O-	0,2	0,08	0,5	0,24	0,72	0,32	0,22	0,08	1,1
H_2O+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
п.п.п	0,62	0,00	0,42	0,9	0,00	0,32	0,18	0,00	2,56
P2O5	0,07	0,02	0,12	0,1	0,14	0,03	0,1	0,01	0,19
CO_2	32,74	43,86	30,18	26,25	24,55	42,13	22,66	42,95	21,29
Li_2O	0,0045	0,0025	0,0062	0,0041	0,0121	0,0049	0,0036	0,0023	0,0203
Rb_2O	0,0012	0,00	0,003	0,0025	0,004	0,0015	0,0018	0	0,0058
Sобщ	0,00	0,07	0,00	0,00	0,08	0,05	0,08	0,03	0,00
SO3	0,08	0,00	0,09	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Sсульфид	0,18	0,00	0,18	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
F	0,04	0,01	0,08	0,06	0,11	0,04	0,02	0	0,17
Сумма	99,45	99,48	99,67	99,74	100,44	99,71	99,74	100,15	99,85
Магматические породы, %									
Образец	Р-19-1	Р-19-2	Р-19-3	Р-19-1-1	Р-19-1-2		Р-19-1-3	Р-19-5	

Таблица 1. Продолжение.

Образец	Р-19-4	Р-19-6	Р-191-7	Р-19-1-8	3-1/1-1	3-1/1-2	3-1/1-3	3-1/1-4	3-1/1-5
Порода	Кимберлитовые брекчии, %								Долерит, %
SiO_2	27,07	26,93		25,87	22,04	26,74		27,54	48,19
TiO_2	1,61	1,75		2,05	0,66	1,04		0,65	1,4
Al_2O_3	2,32	3,15		2,19	2,35	2,38		2,11	14,34
Fe_2O_3	5,86	5,89		9,43	1,97	2,6		3,86	1,97
FeO	1,29	1,43		1,85	2,45	2,58		2,59	10,18
MnO	0,13	0,12		0,14	0,11	0,07		0,11	0,12
MgO	27,67	27,16		26,23	23,57	24,18		24,48	7,37
CaO	13,02	13,41		12,37	18,79	16,32		15,02	10,35
Na_2O	0,03	0,22		0,06	0,07	0,09		0,03	2,18
K_2O	0,23	0,25		0,2	0,46	0,64		0,5	0,79
H_2O-	0,76	0,68		0,59	0,52	0,59		0,76	0,42
H_2O+	8,32	7,95		9,03	0	6,43		0	1,18
п.п.п	0,14	0,16		0	5,99	0		7,06	0,31
P2O5	0,32	0,33		0,41	0,18	0,28		0,25	0,16
CO_2	10,66	10,7		9,12	19,55	14,83		13,27	0,61
Li_2O	0,003	0,0047		0,003	0,0089	0,0112		0,0101	0,004
Rb_2O	0,0009	0,0009		0,0007	0,0014	0,0019		0,0015	0,0012
SO3	0,38	0,22		0,1	0,07	0,18		0,24	0,08
Sсульфид	0,00	0,01		0,09	0,83	0,81		1,6	0,47
F	0,11	0,12		0,14	0,12	0,12		0,13	0,03
Сумма	99,13	99,78		99,25	99,2	99,25		99,41	99,69

Таблица 2. Коэффициенты концентраций элементов в породах наземных техногенных массивов исследуемой территории

Порода		Образец	Коэффициенты концентраций (Кк)																								
			Cr	Ni	V	Sc	Co	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Yb	Cu	Ge	Pb	Sn	Zn	Fe,	Al	Mg	Mn	Si	Ti
Мергели		P-19-4	0,3	0,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,6	0,3	0,4	4,8	3,0	0,1	0,5	0,2	0,9	8,6	0,5	0,6	1,6	0,8	1,0	0,4
		P-19-1-7	1,4	2,2	0,5	0,7	0,7	0,1	0,4	0,7	0,5	2,8	2,7	0,4	0,3	0,3	0,7	7,0	1,0	1,0	2,3	1,2	1,2	1,1
		P-19-1-8	0,6	0,5	0,4	0,7	0,5	0,2	0,5	0,5	0,6	5,9	3,6	0,4	0,3	0,6	0,7	3,4	0,8	0,8	1,4	0,7	1,3	0,7
		3-1/1-1	0,7	0,5	0,4	0,2	0,8	0,4	1,2	1,7	1,0	6,9	5,2	0,4	0,6	0,2	0,8	4,6	0,5	0,5	0,8	0,4	0,9	0,5
		3-1/1-5	0,5	0,7	0,2	0,3	0,7	0,6	2,5	6,0	1,4	14,5	7,3	0,1	0,9	0,1	0,8	3,3	0,4	0,4	0,5	0,3	0,6	0,5
Глинистые карбонаты		P-19-6	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	0,8	0,3	0,1	0,6	0,9	0,1	0,2	0,2	0,5	31,9	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,0
		3-1/1-2	0,0	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	1,1	1,2	0,3	2,1	2,1	0,1	0,9	0,1	1,0	3,6	0,3	0,2	1,2	0,4	0,2	0,1
Известняки		3-1/1-4	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,4	0,5	0,1	0,6	1,2	0,0	0,4	0,2	0,6	34,2	0,1	0,2	0,4	0,3	0,1	0,1
Песчаники		3-1/1-3	0,6	0,1	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,7	2,4	1,8	1,8	1,0	1,2	0,7	8,3	0,4	0,6	1,2	0,6	2,3	0,3
Долериты		P-19-5	1,6	2,4	2,8	3,4	2,8	0,1	1,1	0,8	0,9	10,0	13,6	4,0	0,5	0,1	2,1	4,1	3,8	1,9	1,3	2,7	1,7	3,4
Кимберлитовые брекчии		P-19-1	5,7	15,2	0,1	0,4	2,1	0,8	7,9	24,5	1,6	15,2	5,8	0,3	0,3	0,1	0,8	3,9	0,5	0,2	0,8	0,8	0,5	1,5
		P-19-2	5,5	15,5	0,6	0,6	3,0	0,8	6,5	23,0	1,2	6,9	4,2	0,5	0,4	0,1	1,0	3,6	0,8	0,2	0,9	1,0	0,6	1,9
		P-19-3	6,3	20,7	0,6	0,5	3,7	0,4	5,6	26,0	1,1	4,1	4,2	0,7	0,3	0,5	0,9	2,6	1,5	0,2	1,1	1,3	0,7	2,9
		P-19-1-1	2,3	11,7	0,1	0,1	1,8	0,6	4,1	16,0	1,4	13,4	5,8	0,1	1,2	0,1	1,1	4,1	0,4	0,1	0,6	0,7	0,4	0,4
		P-19-1-2	4,5	19,0	0,4	0,2	2,3	0,4	2,0	12,5	0,9	5,5	3,9	0,2	0,6	0,3	0,9	3,7	0,8	0,2	1,1	0,8	0,7	1,0
		P-19-1-3	4,8	20,7	0,1	0,2	2,1	0,6	2,9	11,5	3,0	7,2	4,8	0,2	0,6	0,2	1,1	4,7	0,7	0,1	0,8	0,8	0,6	0,6
Хвосто-хранилище	I	P-21-1	6,3	19,0	0,1	0,3	2,4	0,5	4,4	18,0	1,1	9,3	6,1	0,3	0,4	0,2	0,8	2,9	0,8	0,2	1,1	1,0	0,7	2,3
		P-21-2	14,5	17,2	0,9	0,9	1,9	0,4	3,5	39,0	1,4	5,2	5,5	0,7	0,7	0,5	0,6	3,0	1,2	0,3	0,8	1,1	0,6	5,2
		X-1/1	8,0	15,5	0,7	0,5	2,2	0,5	2,9	25,5	1,1	8,3	4,2	0,3	1,4	0,2	0,7	3,6	0,9	0,2	0,8	0,9	0,5	2,5
		X-1/2	10,2	16,7	0,6	0,5	2,4	0,5	2,7	19,0	0,9	5,2	3,9	0,3	0,4	0,2	0,8	2,7	1,0	0,2	0,9	0,9	0,5	2,4
	II	X-2	13,3	22,4	0,7	0,4	3,9	0,4	1,6	21,5	0,8	2,6	3,9	0,6	0,5	0,4	1,2	2,8	2,2	0,3	1,4	1,3	0,9	5,7

Примечание: серым цветом выделены Кк≥ 1,5, темно-серым максимальные содержания элемента.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория:
монография. Екатеринбург: УрО РАН. 1997. 290 с.

Виноградов, А. П., Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571

Степанов Ю.А., Часовникова С.Н., Корчагина Т.В. Оценка экологической ситуации в Кемеровской области при воздействии техногенных массивов // Экология и охрана труда. 2004. С. 50-54

Особенности геологического строения Бурал-Сардыкского месторождения кварцитов

Очирова Э.А.[1], Аюржанаева Д.Ц.[1], Федоров А.М.[2], Непомнящих А.И [2]

[1]*ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, ochirova_erzhena@inbox.ru*
[2]*ИГХ СО РАН им. А.П. Вернадского, г. Иркутск*

Бурал-Сардыкское месторождение, а также ряд кварцитовых проявлений, объединенные в Гарганскую кварценосную зону и расположенные на территории Окинского района республики Бурятия, являются одним из перспективнейших нетрадиционных источников высококачественного кварцевого сырья. Одной из главных отличительных особенностей этих кварцитов является их уникально высокая химическая чистота - содержание SiO_2 до 9899,98 %.

Наиболее изученным объектом из всей группы является месторождение Бурал-Сардык, находящееся в юго-восточной части Восточного Саяна на гребне одноименной горы с высотными отметками 2600-2670 м. В этой работе будут представлены особенности его геологического строения с использованием новых данных, полученных нами за последние годы.

Бурал-Сардыкское месторождение расположено на западной окраине Гарганской глыбы (AR-PR_1), сложенной в основном гнейсами, гнейсо-гранодиоритами, гнейсо-гранитами, в меньшей степени – мигматитами и амфиболитами. Ввиду сложности их расчленения, большинством геологов они рассматриваются как единый полиметаморфический комплекс пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (Левицкий и др., 2014). Нами были зафиксированы выходы пород гнейсов и гнейсо-гранодиоритов в небольшом объеме в юговосточной части месторождения, также были отмечены делювиально-аллювиальные обломки гнейсов и мигматитов.

Выше по разрезу с угловым и метаморфическим несогласием залегают породы чехла Гарганской глыбы, представленные на месторождении сланцево-карбонат-кварцитовым комплексом иркутной свиты (RF_2). Сланцы, преимущественно кварц-серицитового, серицитового состава, распространены весьма незначительно, образуя прослои небольшой мощности среди карбонат-кварцитовой толщи. Среди них наиболее распространенными являются серые, темно-серые (почти черные) углеродистые сланцы, содержащие значительное количество углистого вещества.

Карбонатные породы характеризуются разной степенью измененности: от перекристаллизованных и окварцованных известняков и доломитов до мраморов; неизмененные разновидности на территории месторождения почти не встречаются. В меньшем объеме на месторождении присутствуют скарны в основном тремолитактинолитового состава: большей частью они встречаются в виде маломощных прожилков и жил среди карбонатов, более мощные пласты (несколько десятков см) приурочены к приразломным областям, а также зоне контакта с магматическими породами. По своему минералого-петрографическому составу скарны относятся к известковым скарнам, образовавшиеся преимущественно на небольшой глубине (Очирова и др., 2018). Наиболее распространенными породами на месторождении являются кварциты, среди которых выделяют несколько разновидностей (серые (до черного) кремневидные микрокварциты, светло-серые полосчатые и белые микрокварциты, «суперкварциты», сливные кварциты), отличающихся малым содержанием примесей (Аюржанаева и др., 2017; Федоров и др., 2012, 2016). Наиболее чистыми принято считать белые микрокварциты и «суперкварциты». Исследования ИГХ СО РАН показали, что большая часть примесей в кварцитах присутствует в виде минеральных образований в межзерновом пространстве, а также сорбируется на поверхности зерен кварца. В самом кварце были зафиксированы весьма низкие концентрации структурных элементов, в основном Al, Na и K.

Такое положение примесных элементов в структуре кварцевого субстрата позволяет в результате его обогащения получить кварцевые концентраты ультравысокой чистоты (Федоров и др., 2012, 2016).

В целом породы иркутной свиты, в частности продуктивные тела кварцитов, имеют моноклинальное залегание с углами падения от 10° до 50° в западном – северо-западном направлении (Федоров и др., 2018).

Породы фундамента и чехла Гарганской глыбы прорываются предположительно породами Гарганского плутона, относящихся к сумсунурскому комплексу (RF_3-PZ(?)) диорит-тоналитплагиогранитового состава. Комплекс представлен в основном тоналитами, гранодиоритами, в меньшем количестве кварцевыми диоритами и трондьемитами; подчиненную роль играют габбро и метапироксениты. Выходы данных пород были отмечены в южной и восточной части площади месторождения, при этом на северо-восточном склоне г. Бурал-Сардык прослеживается зона контакта гранитоидов с известняками и доломитами, где также наблюдались выходы скарнов наибольшей мощности (Аюржанаева и др., 2017; Кузьмичев, 2004).

На территории месторождения широко проявлены дайки, возможно относящиеся к холбинскому дацит-риодацитовому комплексу (PZ(?)), который вместе с сумсунурским объединяют в тоналит-трондьемит-дацитовую серию (Кузьмичев, 2004). Большая часть тел имеют субмеридиональное простирание и характеризуются в основном приуроченностью к разломам с видимой мощностью от 2 до 15-20 м. Дайки секут продуктивные пластообразные тела кварцитов в поперечном направлении, на южном склоне г. Малый Бурал-Сардык, на западном, восточном и северо-восточном склонах г. Бурал-Сардык. Наиболее распространенными породами, слагающими дайки, являются дациты, в меньшей степени андезиты. Также породы характеризуются частичным преобразованием наложенными процессами: окварцеванием, серитизацией, карбонатизацией. Дайки с сульфидной минерализацией в основном приурочены к северо-восточному склону (Аюржанаева и др., 2017).

Широко проявлен на территории месторождения наложенный процесс окварцевания – почти все типы пород, встречаемые в данном районе, характеризуются большей или меньшей степенью окварцованности: от маломощных прожилков и жил вплоть до образования мощных пластов (до первых метров) существенно кварцевых пород.

Разрывные нарушения в пределах площади характеризуются весьма широким развитием, однако из-за плохой обнаженности изучены недостаточно хорошо.

Несмотря на достаточно хорошую изученность района и месторождения в частности, существует еще много вопросов, которые необходимо решить. Каждый раз появляется все больше новых данных, требующих обработки и интерпретации. Нами проводится картирование района в масштабе 1:10 000, при этом не только кварциты представляют для нас практический интерес, но и вмещающие их породы. Поскольку без комплексного исследования невозможно воссоздать картину прошлого и решить насущную проблему: каким образом образовались особо чистые кварциты Гарганской кварценосной зоны.

Аюржанаева Д.Ц., Федоров А.М., Непомнящих А.И., Очирова Э.А., Сычев Д.И. Геологическое строение и минералого-петрографическая характеристика пород БуралСардыкского месторождения кварцитов // Мат. IV Всероссийской мол. науч. конф. ГИН СО РАН. Улан-Удэ. 2017. С 80-83.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. Москва. Пробел-2000. 2004. 192 с.

Левицкий И.В., Левицкий В.И., Ефремов С.В. Петрология и геохимия пород фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян) // Известия Сиб. отд. секции наук о Земле РАЕН. 2014. №4 (47). С. 43-55.

Очирова Э.А., Аюржанаева Д.Ц., Непомнящих А.И. Минералого-петрографические особенности скарнов месторождения Бурал-Сардык // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2018. Выпуск 16. С 197-198. Иркутск. ИЗК СО РАН.

Федоров А.М. и др. Ресурсный потенциал Восточной Сибири на кварцевое сырье для получения высокочистых кварцевых материалов // География и природные ресурсы. 2016. №6. С. 55-59.

Федоров А.М., Мазукабзов А.М., Аюржанаева Д.Ц., Непомнящих А.И. Новые данные о геологическом строении чехла Гарганской глыбы и тел высокочистых кварцитов Восточного Саяна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2018. Выпуск 16. С 265-266. Иркутск. ИЗК СО РАН.

Федоров А.М., Макрыгина В.А., Будяк А.Е., Непомнящих А.И. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // Доклады Академии наук. ДАН. 2012. Т. 442. № 2. С. 244–249.

Pt-Fe интерметаллиды из россыпей, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала

Паламарчук Р.С.[1], Степанов С.Ю.[2], Ханин Д.А.[3,4]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, palamarchuk22@yandex.ru*
[2]*ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург*
[3]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*
[4]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*

Введение. Уральские платиновые россыпи стали широко известны со второй половины XIX века, на протяжении которой их доля в общемировой добыче платины превышала 85 %. Уральский Платиновый пояс оставался главным источником платиноидов в России и большую часть XX века, вплоть до открытия коренных месторождений Норильского района и россыпей в Хабаровском крае. Результаты исследований Уральских россыпей, несмотря на такой длительный период их разработки, посвящены преимущественно Нижнетагильской россыпной системе (Malitch and Thalhammer, 2002; Степанов и др., 2015), а единственной комплексной работой по минералогии платиноидов из других платиновых россыпей Среднего Урала является книга Н.К. Высоцкого (1923). В этой, а также последующих работах, касающихся платинового оруденения клинопироксенит-дунитовых массивов и россыпей, связанных с ними, показано абсолютное преобладание Pt-Fe интерметаллидов среди ассоциации платиновых минералов этих объектов. Однако до сих пор минералы платиновой группы Уральских россыпей не охарактеризованы в достаточной мере, тогда как, например, для россыпных систем Хабаровского края и Камчатки существуют серии работ, в которых детально описываются многочисленные особенности Pt-Fe интерметаллидов. Целью нашей работы является детальное исследование и сравнительный анализ химического состава Pt-Fe минералов из россыпных систем, связанных с различными клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала. Образцы и методы исследования. В ходе полевых работ 2014–2018 гг были опробованы платиновые россыпи Среднего Урала, связанные со Светлоборским, Вересовоборским и Каменушенским клинопироксенит-дунитовыми массивами. Среди россыпных объектов, связанных со Светлоборским массивом, были опробованы объекты одной речной системы: элювиально-делювиальная россыпь и Глубокинский участок Исовско-Туринской россыпи, расположенный в 30 км от источника. Опробованные россыпи, связанные с Вересовоборским массивом, обладают разными областями питания: делювиальная россыпь реки Вересовка расположена в северо-восточной части массива, а аллювиальная россыпь реки Простакишенка – в западной. На Каменушенском массиве была опробована ложковая россыпь реки Малая Каменушка (табл. 1). Кроме этого были опробованы россыпи Нижнетагильского массива, однако вследствие неоднородного состава Pt-Fe минералов из них, в данной работе описание PtFe сплавов из Нижнетагильских россыпей не приводится.

Состав платиноидов был определен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора с волновыми детекторами Camebax SX50 (Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра минералогии, аналитик Д.А. Ханин).

Согласно номенклатуре Кабри и Фезера (1975) выделяют 4 Pt-Fe минерала, из которых самородная платина, изоферроплатина (Pt_3Fe) и железистая платина (Pt_2Fe) относятся к первично магматической ассоциации, а происхождение минералов группы тетраферроплатинатуламинит-ферроникельплатина связывают с более поздними процессами (Толстых, 2004 и др.). Самородная платина с содержанием суммы платиноидов более 80 ат. % в изученных россыпях не установлена, а особенности минералов группы тетраферроплатины не связаны с условиями становления дунитового ядра клинопироксенит-дунитового массива, служащего источником для

изучаемых россыпей. Соответственно фактически в нашей работе приводятся исследования изоферроплатины и железистой платины.

Таблица 1. Генетические типы опробованных россыпей.

Название клинопироксенитдунитового массива	Элювиальноделювиальная россыпь	Аллювиальная россыпь ближнего сноса	Аллювиальная россыпь дальнего сноса
Светлоборский	Разведочный участок Вершинный		Глубокинский участок ИсовскоТуринской россыпи
Вересовоборский		р. Вересовка	р. Простакишенка
Каменушенский		р. Малая Каменушка	

Результаты исследования. Состав Pt-Fe интерметаллидов из россыпей, связанных с Вересовоборским массивом, значительно отличается друг от друга по концентрациям Fe (рис. 1а). В россыпи реки Вересовка количество изоферроплатины и железистой платины в целом совпадает, а в россыпи реки Простакишенка изоферроплатина преобладает над железистой платиной. Pt-Fe сплавы из элювиально-делювиальной россыпи Светлоборского массива характеризуются наименьшими концентрациями Fe, а Pt-Fe интерметаллиды из россыпи реки Мал. Каменушка отмечаются чуть большим содержанием Fe, чем в последних.

Примесные компоненты в Pt-Fe интерметаллидах представлены, прежде всего, Ir, Rh, Ru и Pd с суммарным их содержанием не более 15 ат. %. Характер распределения Ir, Rh и Pd показывает значительные отличия в особенностях их концентраций в Pt-Fe минералах из исследуемых россыпей (рис. 1б). Среди этих элементов-примесей в Pt-Fe интерметаллидах Каменушенского массива явно преобладает Rh. В Pt-Fe сплавах из россыпей, связанных с Вересовоборским массивом почти полностью отсутствует Ir, а платиноиды из россыпей, связанных со Светлоборским массивом характеризуются присутствием всех примесных элементов, при явном преобладании Ir.

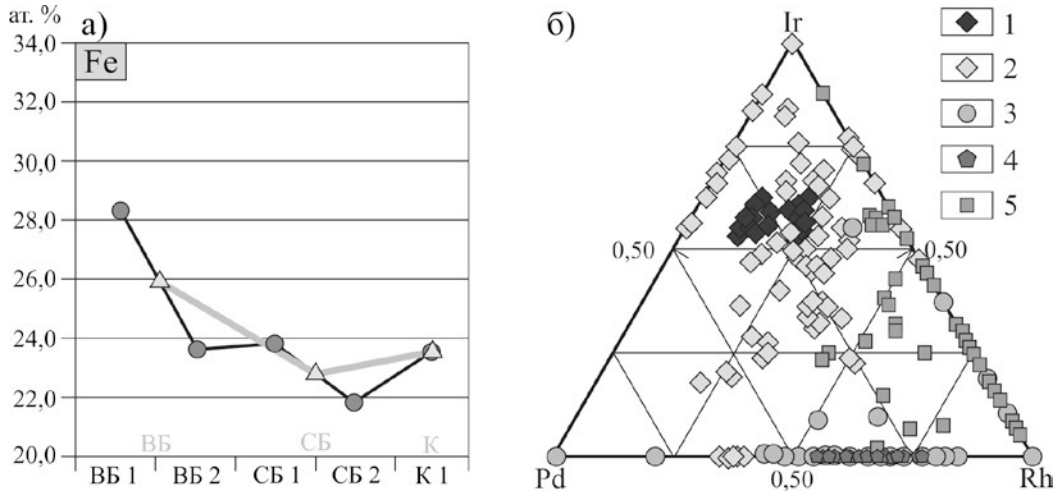


Рисунок 1. Средние концентрации Fe (ат. %) в Pt-Fe минералах первично магматической ассоциации из россыпей клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

(а): ВБ 1 – р. Вересовка; ВБ 2 – р. Простакишенка; СБ 1 – Глубокинский участок ИсовскоТуринской россыпи; СБ 2 – разведочный участок «Вершинный»; К 1 – р. Мал. Каменушка. Диаграмма с элементами-примесями в Pt-Fe интерметаллидах (б) из россыпей Светлоборского массива: элювиально-делювиальная россыпь (1) и Глубокинский участок Исовско-Туринской россыпи (2), Вересовоборского массива: р. Вересовка (3) и р. Простакишенка (4), Каменушенского массива: р. Малая Каменушка (5)

При рассмотрении содержаний элементов-примесей платиновой группы (Ir, Rh, Ru, Pd), расположенных на графиках в порядке увеличения их концентраций (рис. 2), хорошо видна специфика различных россыпных систем. Pt-Fe минералы из россыпей, связанных с Каменушенским массивом, характеризуются родиевой и в меньшей степени рутениевой специализацией, тогда как Pt-Fe интерметаллиды из россыпей, связанных со Светлоборским массивом, обладают явной иридиевой и в меньшей степени палладиевой специализацией. Pt-Fe сплавы из россыпей, связанных с Вересовоборским массивом, обладают чуть большими содержаниями Ru и характеризуются промежуточными концентрациями Rh и Pd по сравнению с другими россыпями. Кроме этого для изучаемых минералов характерны постоянные концентрации Cu в 1,0–1,7 мас. % для всех опробованных россыпей и Ni от 0,2 масс. % для платиноидов из россыпей, связанных с Каменушенским массивом, до 2,3 мас. % для россыпей, связанных с Вересовоборским массивом.

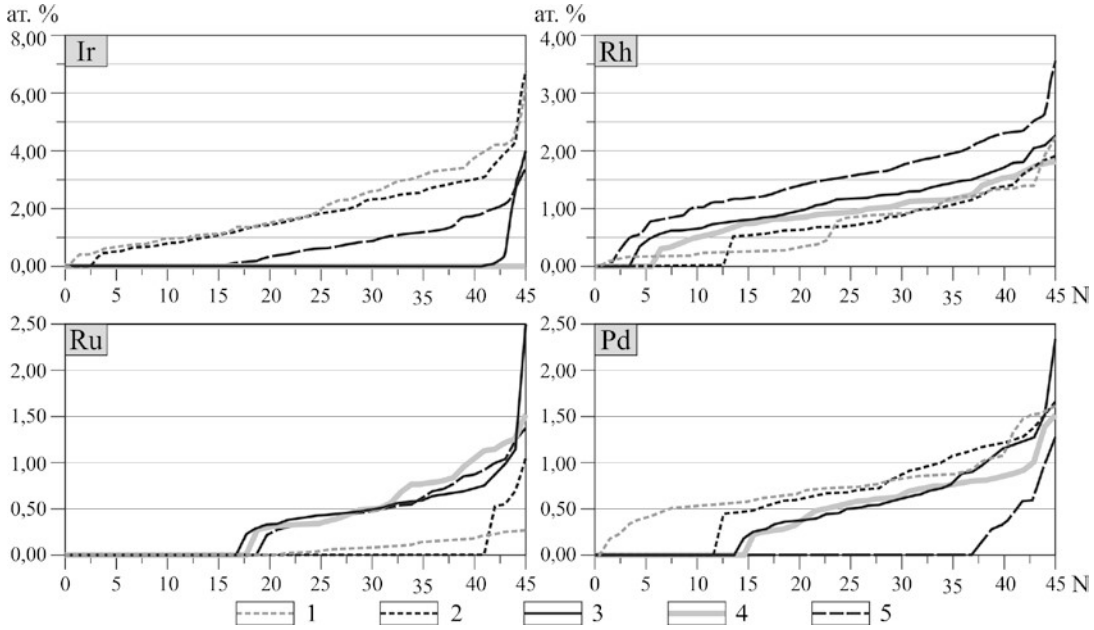


Рисунок 2. Содержание примесных компонентов в Pt-Fe интерметаллидов первично магматической ассоциации из россыпей Светлоборского массива.

элювиально-делювиальной россыпи (1) и Глубокинского участка Исовско-Туринской россыпи (2), Вересовоборского массива: р. Вересовка (3) и р. Простакишенка (4), Каменушенского массива: р. Малая Каменушка (5). N – номер анализа. Значения расположены в порядке увеличения концентрации элементов

Обсуждение результатов. Согласно существующим моделям (Некрасов и др, 1994; Толстых, 2004), которые подтверждаются экспериментальными данными (Amosse et al., 2000), для массивов с малым эрозионным срезом, где клинопироксениты по площади преобладают над дунитами ядра, характерны низкожелезистые Pt-Fe интерметаллиды. Такой обстановкой характеризуется Каменушенский массив и россыпи связанные с ним. Однако похожая ассоциация Pt-Fe минералов отмечается и для россыпей, связанных с сильно эродированным Светлоборским массивом.

Неоднозначно трактуется и характер распределения примесных платиноидов в Pt-Fe интерметаллидах. Согласно некоторым работам (Slansky et al., 1991; Толстых, 2004) с увеличением эрозионного среза коренного источника состав Pt-Fe минералов должен меняться от Pd-содержащих к (Ir+Rh)-содержащим сплавам. Однако для Pt-Fe сплавов из россыпей, связанных со Светлоборским массивом, наряду с высокими концентрациями Ir, отмечаются значительные содержания Pd, тогда как платиноиды из россыпи, связанной со слабо эродированным Каменушенским массивом, характеризуются абсолютным преобладанием Rh среди элементов-примесей.

Необходимо также отметить, что в отличие от россыпной системы, связанной с Гальмоэнанским массивом (Камчатский край), для которой установлены значительные отличия в характере распределения примесных платиноидов в Pt-Fe сплавах в зависимости от положения изучаемой россыпи относительно коренного источника (Tolstykh et al., 2004), для россыпных систем Среднего Урала такие отличия не установлены. Наоборот, характер распределения элементов-примесей в Pt-Fe минералах россыпей с большой дальностью переноса обломочного материала (около 30 км) соответствует аналогичным минералам из элювиально-делювиальной россыпи (Светлоборский массив). Соответствуют также и концентрации примесных платиноидов в Pt-Fe интерметаллидах из россыпей с различными областями питания, которые относятся к одному массиву (Вересовоборский массив). Таким образом, вертикальная зональность коренного оруденения, установленная для клинопироксенит-дунитовых массивов Корякско-Камчатского региона, не подтверждается для клинопироксенит-дунитовых массивов Уральского Платиноносного пояса как по содержаниям Fe в Pt-Fe сплавах, так и по характеру распределения в них элементов-примесей.

Заключение. Pt-Fe минералы из россыпей, связанных с одним и тем же коренным источником, характеризуются близкими концентрациями и подобным характером распределения элементовпримесей. Кроме того, Pt-Fe минералы из различных россыпных систем резко отличаются спецификой концентраций Ir, Rh, Ru и Pd. В результате каждая из рассмотренных россыпных систем характеризуется индивидуальными особенностями в концентрациях Fe и элементовпримесей, что отражает первичные характеристики рудо-формирующих систем источника, не связанные с уровнем эрозионного среза массивов.

С учетом совпадения характера распределения элементов примесей и их концентраций в Pt-Fe интерметаллидах из элювиально-делювиальной россыпи Светлоборского массива и Глубокинского участка Исовско-Туринской россыпной системы, а также значительного различия в характере распределения элементов-примесей в Pt-Fe интерметаллидах из россыпей, связанных со Светлоборским и Вересовоборским массивами, можно предположить, что большая часть Исовско-Туринской россыпи сформировалась в результате разрушения пород Светлоборского массива.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-35-00151\18.

Высоцкий Н.К. Платина и районы её добычи. Труды КЕПС, Петроград, 2-3, 1923. 343 с.

Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов // под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 1994. 381 с.

Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Золотарев А.А. Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал. Записки Горного института. Спб: Изд-во Горного института. 2015. №1. Т. 211. С. 22–28.

Толстых Н.Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками: Автореф. дис. … д.г.-м.н. Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Новосибирск, 2004. 32 с.

Amosse J., Dable P., Allibert M. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs fO2 and fS2 in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements // Miner. Petrol. 2000. v. 68, P. 29–62.

Cabri L. J., Feather C. E. Platinum-iron alloys: nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Canadian Mineralogist. 1975. № 13. P. 117–126.

Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 395– 418.

Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield. Mineral. Petrol. 1991. 43. P. 161–180.

Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Kozlov A.P. Platinum-group minerals in lode and placer deposits associated with the Ural-Alaskan-type Gal'moenan complex, Koryak-Kamchatka platinum belt, Russia // The Canadian Mineralogist. 2004. Vol. 42. P. 619–630.

Комплексный подход при геологическом изучении разновозрастных лавовых потоков на примере вулканитов Казбекского центра (Большой Кавказ)

Парфенов А.В.[1]

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

Работа геолога состоит в первую очередь из сбора и обработки фактического материла в полевой и камеральный периоды. Полнота и качество собранных материалов определяют ход исследования, возможность нахождения корреляции между разными аналитическими данными и степень достоверности финальных выводов. Отметим, что важную роль в работе играет, в том числе изучение космоснимков района, например, с использованием программы Google Earth. Причем их изучение в ходе подготовки к полевому сезону может привести к нахождению неизвестных ранее геологических объектов. В нашем случае так был обнаружен вулкан Малый Шевардени (Казбекский центр) (Лебедев и др., 2018).

Далее в докладе представлены примеры корреляции первичных полевых наблюдений с данными РФА-анализов и изотопного K-Ar датирования при изучении магматических пород Казбекского неовулканического центра. Эти факты показывают, что совмещая различные подходы, исследователь получает наиболее достоверную и целостную картину развития геологических процессов.

Казбекский неовулканический центр, один из крупнейших ареалов четвертичного магматизма на Большом Кавказе, занимает площадь около 250 км^2 в верховьях реки Терек и ее левых притоков. Вулканические извержения происходили в пределах центра с середины плейстоцена (460 тыс. лет.) до середины голоцена (~6 тыс. лет назад). Выделено 4 фазы проявления магматической активности: I – 460-380, II – 310-200, III –

130-90 и IV – < 50 тыс. лет назад. Детально их описание опубликовано в работе (Лебедев и др., 2018).

К юго-востоку от вершины Казбека находится лавовый конус Бетлеми, лавы которого спускаются в долину р. Терек тремя потоками. Наиболее мощный из них, Нижний Паншетский поток, плащеобразно покрывает склон в районе села Паншети, имеет ширину около 1.5 км при протяженности до 3 км. В настоящее время в нем выделяется 5 горизонтов лав, хотя, по нашим первичным представлениям он состоял из шести. Лавы хорошо прослеживаются от фронтальной части потока до вершины конуса вулкана, а отдельные горизонты образуют четко выраженные уступы рельефа. В 2014 году нами было произведен отбор образцов из каждого горизонта данного потока, а затем и их РФА-анализ. Химический состав вулканитов показал, что 1, 3, 4, 5, 6 горизонты лав (снизу вверх по разрезу) весьма близки по составу и соответствуют андезитам, а лавы второго горизонта отвечают базальтовым трахиандезитам. В ходе работы мы провели дополнительное изотопное K-Ar датирование образца из 2 горизонта Нижнего Паншетского потока (на тот момент). Оно показало, что базальтовые трахиандезиты были извержены 275 тыс. лет назад на начальной стадии второй фазы активности Казбекского центра, в отличие от андезитов, образованных на завершающей стадии второй фазы (250-210 тыс. лет назад). Был сделан вывод, о том, что лавы вулкана Бетлеми (Нижний Паншетский поток) перекрывают более древние вулканиты (бывший второй горизонт), изверженные вулканом Палео-Казбек (Лебедев и др., 2018). Лавы данного потока были обнаружены нами впервые и названы по одноименному ручью - “Ахади”. Отметим, что останец потока Ахади выходит на дневную поверхность в единственном месте более чем в 7 км от вулкана Палео-Казбек. Другой интересный останец лав (Цдосский) расположен примерно в 7 км к востоку от Палео-Казбека. В ходе работы мы выяснили, что останец фактически состоит из двух частей (рис. 1). Верхняя сложена тремя

горизонтами андезитов, и, вероятно, представляет собой отделившуюся и впоследствии немного "сползшую" по склону фронтальную часть потока Цдо. Его лавы образовались около 300 тыс. лет назад, на начальной стадии второй фазы (II^1), как и поток Ахади. Нижняя часть останца Цдо состоит из двух горизонтов андезитов, отличных по химическому составу от вышележащих лав. Согласно изотопным K-Ar данным они были образованы позднее относительно вулканитов потока Цдо, на завершающей стадии второй фазы (II^2) (Лебедев и др., 2018). Отметим, что нижняя часть останца Цдо служит своеобразным упором для верхней, лавы которой упираются в нее и частично перекрывают. Таким образом, в данном случае древние лавы залегают поверх молодых вулканитов, что является крайне необычной ситуацией. Это объясняется тем, что нижняя часть Цдосского останца не принадлежит к одноименному потоку, а является останцом фронтальной части Чхерского потока, удаленным от него вниз по руслу р. Терек на 2 км. Данный факт весьма важен, т.к. показывает, что длина Чхерского потока была значительно больше, чем предполагалось ранее.

Рисунок1. Вид с юга на Цдосский лавовый останец.

Цифрами обозначено: 1) Фронтальная часть потока Цдо, сползшая по склону. 2) Останец Чхерского потока. Фото Лебедева В.А.

Лавовый поток Цдо вулкана Палео-Казбек один из самых протяженных. Его длина на момент излияния составляла около 10 км. К настоящему времени его лавы сильно эродированы в результате эрозии, особенно в верхней части потока, где он залегает в непосредственной близости от тектонического разлома. При проведении пешего маршрута для изучения верхней части потока Цдо в 2013 году, мы обнаружили ряд останцов лав разного размера. По химическому составу все они довольно близки между собой и преимущественно отвечают андезитам. Тем не менее, два небольших останца из описанных, не принадлежат к потоку Цдо. Согласно данным изотопного датирования, лавы, слагающие их, образовались около 450 тыс. лет назад, т.е. примерно на 100-150 тыс. лет раньше излияния потока Цдо, на I фазе активности Казбекского центра. Эти лавы, названные по ручью – Блоти, являются частью практически полностью эродированного потока вулкана “Прото-Казбек” (Лебедев и др., 2018). Приведенные примеры, так или иначе, связаны с останцами лав небольшого размера и могут показаться незначительными в сравнении с данными о мощных протяженных потоках лав, однако, по мнению автора, они играют важнейшую роль в понимании истории развития магматизма в пределах Казбекского неовулканического центра. Примеры доказывают необходимость детального изучения, как отдельных горизонтов лав, слагающих мощные потоки, так и всех известных останцов вулканитов вне зависимости от их размера. Работа по расчленению разновозрастных лав, должна состоять из трех основных частей: 1. Внимательное изучение геологического объекта в полевой период и отбор максимального количества проб. 2. Химический анализ каждой из них. 3. Изотопное K-Ar датирование вулканитов, в том числе – контрастных по химическому составу.

Лебедев В.А., Парфенов А.В., Вашакидзе Г.Т. и др. Хронология магматической активности и петролого-минералогические характеристики лав четвертичного вулкана Казбек (Большой Кавказ) // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 3-33.

Комплексные беспилотные аэрогеологические съемки и их влияние на методологию рудной геологоразведки

Паршин А.В.[1], Морозов В.А.[2,3], Тарасова Ю.И.[1,2]

[1]*ИГХ СО РАН, г. Иркутск, sarhin@geo.istu.edu*
[2]*ООО «Геоинформационные технологии – Сибирь», sibgeotech@geo.istu.edu*
[3]*ФГБОУ ВО ИРНИТУ, г. Иркутск, raulett@gmail.com*

Фонд легко открываемых рудных месторождений в большинстве развитых стран мира в основном исчерпан, перспективы расширения минерально-сырьевой базы зачастую связаны с геологическим изучением труднодоступных объектов, характеризующихся сложными ландшафтно-морфологическими условиями. Такие условия затрудняют и удорожают постановку традиционных наземных вариантов геологических поисков (значимую роль в составе которых имеют геофизические методы магниторазведки, ядерной геофизики и элекутроразведки), а также и классической аэрогеофизической съемки, которая к тому же не обеспечивает высокой детальности данных в связи с опасностью низковысотных съемок в условиях сложного рельефа. Известно, что аномалии геофизических полей затухают с высотой, причем аномалии от меньших по размеру объектов с высотой теряют контрастность существенно быстрее, чем от крупных структур. Для получения качественных и высокоинформативных геофизических данных необходимо осуществлять съемку как можно ближе к земле и с удержанием постоянной высоты сенсоров над рельефом. Необходимо отметить, что удаленные и слабоизученные в геологическом плане районы зачастую не характеризуются доказанными перспективами обнаружения промышленных запасов минерального сырья, что определяет неэффективность существенных вложений в геологоразведку таких площадей на первых стадиях геологического их изучения. В связи с вышесказанным, актуальной проблемой современной прикладной геологии является разработка и создание новых методов геологической разведки, которые позволят оперативно и с небольшими затратами получать крупномасштабную высокодетальную геологическую информацию о площадях с любой сложностью ландшафтно-морфологической обстановки. Одним из возможных подходов к оптимизации геологопоисковых и разведочных работ в сложных природных условиях являются беспилотные технологии, которые с одной стороны позволяют избежать применения более трудоемких наземных методов, а с другой, за счет меньшей высоты и скорости полета, способствуют получению более детальных, по сравнению с традиционной аэросъемкой, данных. По мнению авторов, наиболее эффективным и универсальным в такой постановке проблемы является комплекс нескольких взаимодополняющих методов, позволяющих с различных сторон охарактеризовать геологическую обстановку.

С 2014 г и до настощего времени авторы разрабатывают беспилотный комплекс для выполнения низковысотных аэрогеологических съемок, базирующийся на наиболее геологически универсальных методах – магниторазведке и гамма-съемке, дополненных лазеронымы и мултиспектральными фотографическими технологиями, обеспечивающими получение высокоточных моделей местности и рельефа и опционально, электроразведкой. Он получил название SibGIS UAS (рис. 1).

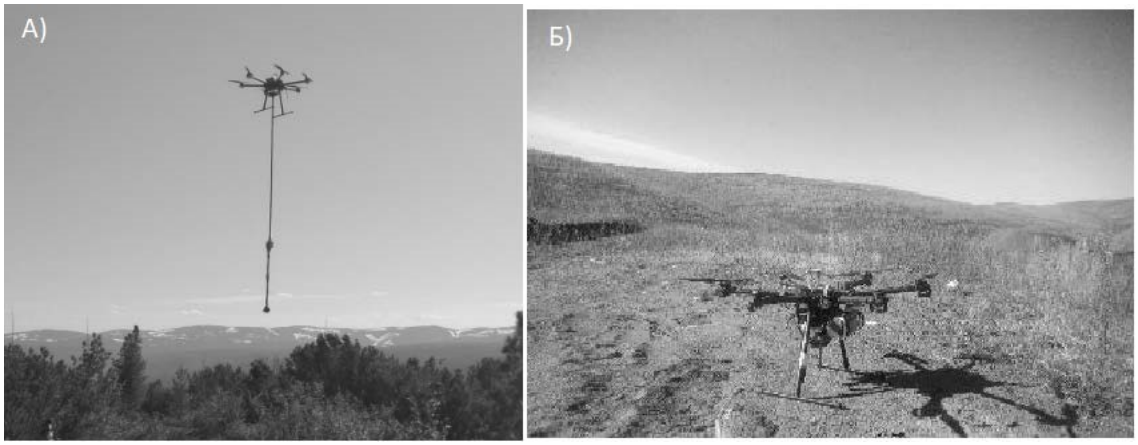


Рисунок 1. Варианты комплекса SibGIS UAS: для комплексной магнитной и гамма-съемки (А), гамма-спектрометрии и мультиспектральной фотограмметрии (Б)

Такое сочетание методов характеризуется высокой экспрессностью в постановке и интерпретации, и при этом обеспечивают существенное уточнение представлений о геологическом строении территории практически в любых геологических ситуациях. Разновысотные съемки позволяют существенно повысить точность решения обратных задач. В докладе представлены примеры применения комплекса на базе носителей мультироторного типа, при решении задач поисково-оценочных и разведочных работ на золото и уран в различных геологических и ландшафтных обстановках Сибири и Дальнего Востока, выполненных в разное время года в 2015 - 2018 гг. Дается сопоставление с результатами традиционных наземных и аэрогеофизических работ тех же масштабов, что позволяет обсованно утверждать о превосходстве новых беспилотных вариантов в отношении информативности и экономической эффективности. Рассматриваются основные позиции методики выполнения работ, нашедшие отражение в уже утвержденных Федеральным агенством по недропользованию «Методических рекомендациях по выполнению маловысотной аэромагнитной съемке» и расмматриваемых в настоящее время «Методических рекомендациях по беспилотной аэрогаммасъемке». Эти документы являются дополнением к существующим с советского времени «Инструкциям....» по магниторазведке и гамма-съемке. Оперативное принятие и утверждение актуальной номативной базы обеспечили возможность применять беспилотные съемки с обтеканием рельефа для получения данных, кондиционных с позиций уполномоченных ведомств (ТКЗ, Росгеолэкспертиза и пр.). С 2017 года беспилотные съемки используются при решении задач не только частных компаний, но и в рамках государственных программ разедки недр. Представленные материалы свидетельствуют о возможности получения данных высокого качества и детальности беспилотными методами даже на достаточно больших высотах - до 85 метров над рельефом дневной поверхности (что может быть продиктовано условиями растительности). Показано, что беспилотные технологии превосходят традиционные наземные исследования по информативности, экономической эффективности в 1.5-3 раза, по производительности - в 4-10 раз.

На основе полученных на данный момент результатов авторы считают, что время развития традиционной наземной магнитной и гамма-съемки, а в значительных объемах – и электроразведки, подходит к концу, и в ближайшие несколько лет большие геофизические партии будут в основном заменены перспективными роботизированными комплексами с двумя-тремя операторами. Это справедливо для задач проведения прогнозных и поисковых работ на рудные полезные ископаемые в пределах площадей ранга рудного узла – рудного поля в природных условиях любой сложности. Важно, что предметом настоящего доклада являются именно «квазиназемные» методы, обычно выполняемые на отдельных лицензионных участках в масштабах 1:10000 и крупнее, хотя уже разработаны и варианты замены классической аэрогеофизики на базе долголетающих носителей типа «самолет» и VTOL, применимые при региональных работах, но не обеспечивающие высокой точности обтекания рельефа при съемке.

В таком случае стадийность поисковых геофизических работ может существенно измениться, вплоть до следующей: комплексная беспилотная аэрогеофизика (самолетная, затем на отдельных участках «квазиназемная» в более крупном масштабе) – бурение и каротаж (Коротков и др., 2016), при этом наземный этап, наиболее дорогостоящий, исключается полностью.

Беспилотные методы и разработанный комплекс в частности могут быть применены для решения не только геологических, но и иных задач – радиационного контроля, поиска скрытых металлических объектов и т.п.

Коротков В.В., Машковцев Г.А. и др. Инновационные технологии прогнозирования, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. «Минеральное сырье». Серия методическая. Москва, 2016, 56 с. ISBN 978-5-9906776-3-0

Parshin A., Grebenkin N., Morozov V., Shikalenko F. Research Note: First results of a low-altitude unmanned aircraft system gamma survey by comparison with the terrestrial and aerial gamma survey data // Geophysical prospecting. 2018. V. 66. № 7. P. 1433-1438 DOI: 10.1111/1365-2478.12650

Parshin A.V., Morozov V.A., Blinov A.V., Kosterev A.N., Budyak A.E. Low-altitude geophysical magnetic prospecting based on multirotor UAV as a promising replacement for traditional ground survey // Geo-spatial Information Science, 2018, V.21, № 1, P. 67-74. DOI: 10.1080/10095020.2017.1420508

Паршин А.В. Способ аэрогаммаспектрометрической съемки геологического назначения // Патент РФ 2017118724, приоритет от 29.05.2017, решение о выдаче от 25.09.2018

Паршин А.В., Цирель В.С., Ржевская А.К. Методические рекомендации по выполнению маловысотной аэромагнитной съемки // Федеральное агентство по недропользованию: ВИМС. Москва. 2018. 32 с

Паршин А.В. Комплекс для беспилотной аэромагниторазведки // Патент РФ №172078, выдан 28.06.2017

Ильменит из ксенолитов кимберлитов трубки им. В. Гриба: вариации состава, происхождение

Пересецкая Е.В.[1], Каргин А.В.[2], Сазонова Л.В.[1], Носова А.А.[2]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ekaterina.peresetskaya@gmail.com*
[2]*ИГЕМ РАН, Москва, Россия*

Кимберлиты являются важным объектом для петролого-геохимического изучения строения земной коры и верхней мантии в связи с большим содержанием глубинных ксенолитов и продуктов их дезинтеграции. Изучение мантийных ксенолитов из мировых проявлений кимберлитов показывает, что литосферная мантия могла претерпеть многочисленные метасоматические преобразования под воздействием различных по составу агентов, в том числе при взаимодействии с кимберлитовыми магмами на различных стадиях их эволюции. Помимо ксеногенного материала, кимберлиты также содержат минералы мегакристной ассоциации (например, гранат, клинопироксен, оливин, ортопироксен, флогопит, ильменит), происхождение которых может быть связано с взаимодействием кимберлитовых магм (протокимберлитовых) с перидотитами литосферной мантии, а также антекристы (например, оливин, флогопит, ортопироксен, ильменит) – минералы, которые кристаллизовались из кимберлитовых магм, не дошедших до поверхности и закристаллизованных на мантийных глубинах (например, Giuliani et al., 2016).

С точки зрения поисков алмазов, принято выделять группу минералов-индикаторов кимберлитового магматизма, состав которых может указывать на промышленный потенциал кимберлитов, в которых они были обнаружены. Одним из таким минералов, наряду с гранатом и клинопироксеном, является ильменит. Ильменит – широко распространенный минерал в кимберлитах группы 1 Южной Африки, в которых он формирует индивидуальные кристаллы (ксенокристы, мегакристы), образует поликристаллические агрегаты с другими индикаторными минералами (гранат, клинопироксен, флогопит), включая графические сростки с клинопироксеном, включения в мегакристах оливина и флогопита, шпинели и алмазе (Mitchell, 1986). Помимо этого, ильменит широко распространен в ксенолитах мантийных перидотитов.

Состав ильменита в кимберлитах варьирует: от Fe-Ti ильменита до магнезиального ильменита с высокими содержаниями Cr_2O_3; например, в ильменитах из основной массы кимберлитов концентрации MgO могут достигать 14-15 мас. %, а концентрации Cr_2O_3 до 7 мас. % (Haggerty, 1975; Mitchell, 1986; Mitchell, 1995). На поздних стадиях преобразования кимберлитов, в ильмените уменьшаются концентрации MgO и Cr_2O_3 на фоне увеличения концентраций MnO (Mitchell, 1995; Голубкова и др., 2013). Также важной характеристикой ильменита является отношение Fe^{2+} к Fe^{3+}, так как считается, что магнезиальный ильменит формируется в равновесии с восстановленными магмами, что благоприятно отражается на сохранности алмазов в кимберлитах. Увеличение концентраций Fe^{3+} в ильмените может свидетельствовать о более окислительных условиях, что негативно сказывается на промышленном потенциале кимберлитовых магм (Kostrovitsky et al., 2004).

Несмотря на многочисленные работы по изучению состава ильменита, а также использования его в качестве минерала-индикатора алмазоносных месторождений, ряд вопросов, затрагивающих его происхождение в кимберлитах и мантийных ксенолитах, остаются дискуссионными. Например, какова природа ильменита в ксенолитах мантийных пород, выносимых кимберлитами: образовался ли он в ходе взаимодействия (метасоматоза) с литосферными породами астеносферных расплавов, обогащенных Fe-Ti компонентой, или главным источником ильменита служили метасоматические жильные парагенезисы с ильменитом в литосферной мантии (например, MARID или PIC)? Также остаются неясными

вопросы, связанные с широкой вариацией состава ильменита, насколько она коррелирует с эволюцией состава кимберлитов.

Архангельская алмазоносная провинция (ААП) является хорошим примером для изучения особенностей состава ильменита в кимберлитах, поскольку включает в себя промышленноалмазоносные и неалмазоносные кимберлитовые объекты, обогащенные этим минералом. В данной работе, нами были изучены петрографическая позиция и состав ильменита из алмазоносных кимберлитов месторождения алмаза им. В. Гриба, а также сопоставлены полученные данные с ильменитом из промышленно неалмазоносных кимберлитов провинции (на примере трубки Степная Кепинского поля).

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба расположена в центральной части Архангельской алмазоносной провинции и характеризуется большим содержанием глубинных ксенолитов и их хорошей сохранностью (обзор в Сазонова и др., 2015). С петрохимической точки зрения кимберлиты трубки им. В. Гриба принадлежат к Fe-Ti серии кимберлитов и родственных пород ААП, а по изотопно-геохимическим данным наиболее близки к кимберлитам группы 1 Южной Африки (обзор в Сазонова и др., 2015). Возраст трубки составляет 376 ± 3 млн лет (Ларионова и др., 2016).

Ильменит в кимберлитах трубки им. В. Гриба встречается в составе мантийных ксенолитов и в виде дезинтегрированных зерен – макрокристов и мегакристов.

В ксенолитах гранатовых перидотитов (в том числе со структурами деформаций), ильменит образует выделения неправильной линзовидной формы, встречается в виде прожилков, удлиненных узких апофизов, проникающих в измененные минералы перидотитовой ассоциации (рис. 1а-б). Может составлять до 70 об. % породы. В ильмените встречаются многочисленные включения, представляющие собой полностью серпентинизированные зерна, по всей видимости минералов перидотитового парагенезиса. В ксенолитах гранатовых перидотитов, в которых гранат имеет высоко-титанистый состав, типичный для граната из мегакристной ассоциации, ильменит присутствует в виде «капель» и гантелевидных выделений в псевдоморфозах серпентина по минералам перидотитового парагенезиса (рис. 1в). Происхождение шаровидных включений ильменита остается не до конца ясным. Они могут являться результатом кристаллизации из кимберлитового расплава (Mitchell, 2004), или возникать в результате жидкостной несмесимости в ильменит-карбонат-силикатных системах (например, Литвин и др., 2018).

Также ильменит встречается в парагенезисе с минералами мегакристной ассоциации: гранатом и ассоциацией гранат-ортопироксен. Ильменит в срастании гранатом, как правило, подчиняется его форме и образует ксеноморфные неправильно-угловатые выделения. Иногда внедряется в агрегат зерен граната по их контакту, цементируя их (рис. 1г). В образце гранатортопироксенового состава с порфиробластовой, мозаичной структурами (рис. 1д), ильменит ассоциирует с необластами граната и ортопироксена, и показывает более поздний, чем необласты характер образования. С другой стороны, ильменит также встречается в виде включений в порфиробластах граната (рис. 1е). Подобные включения ильменита распространены в других изученных мегакристах граната и реже клинопироксена.

В кимберлитах трубки им. В. Гриба часто обнаруживаются относительно крупные (до 1-2 см в диаметре) самостоятельные обособления ильменита (мегакристы) и их фрагменты. Как правило, мегакристы имеют изометричную или слабоудлиненную, угловатую или округлую форму (рис. 1ж). В них часто присутствуют серпентинизированные включения (до 0.5 см), схожие с включениями измененных перидотитовых фаз в ильмените из ксенолитов гранатовых перидотитов (рис. 1ж). По всей вероятности, мегакристы не являются самостоятельными образованиями, а представляют собой фрагменты жил, которые мы находим в ксенолитах ильменитовых перидотитов.

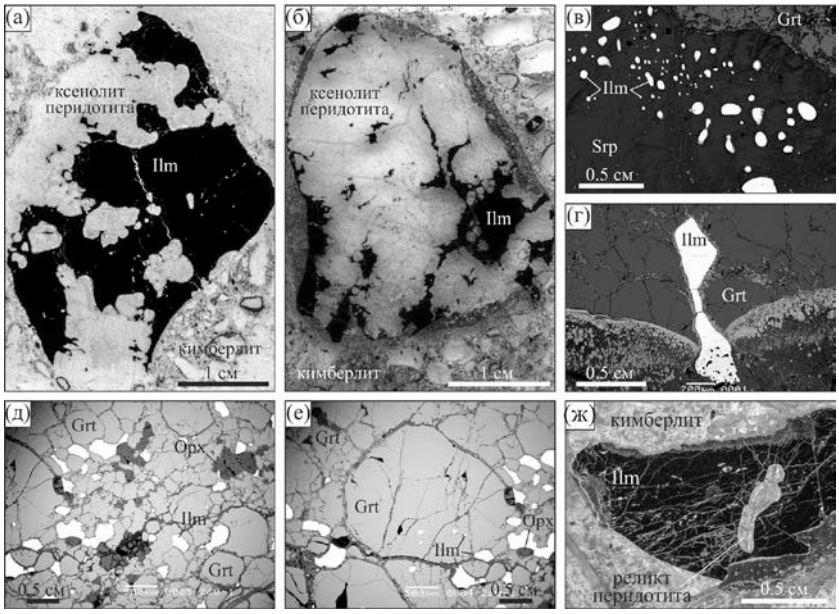


Рисунок 1. (а-б) – фотографии шлифов ксенолитов перидотитового состава с ильменитом: (а) – фрагменты перидотита, где силикатные минералы цементируются ильменитом, который образует выделения неправильной линзовидной формы, (б) – прожилки, удлиненные узкие апофизы ильменита, проникающие в измененные минералы перидотитовой ассоциации; (в) – каплевидные, гантелевидные включения ильменита в псевдоморфозах серпентина по минералам перидотитовой ассоциации, фотография в отраженных электронах; (г) – формирование ильменита между зернами граната в гранатовом мегакристе, фотография в отраженных электронах; (д) – фрагмент гранат-ортопироксеновой породы порфиробластовой структуры, где ильменит ассоциирует с необластами граната и ортопироксена, а также округлые включения ильменита в порфиробластах граната (е), фотографии в отраженных электронах; (ж) – фотография мегакриста ильменита с включениями псевдоморфоз серпентина по минералам перидотитового парагенезиса (реликтом перидотита).

Ilm – ильменит, Grt – гранат, Opx – ортопироксен, Srp – серпентин.

Состав ильменита из ксенолитов гранатовых перидотитов характеризуется вариацией концентраций MgO (14.00-14.52 мас. %), Cr_2O_3 (1.26-2.20 мас. %) при концентрациях FeO (19.97-25.26 мас. %) и Fe_2O_3 (2.25-9.45 мас. %), Nb_2O_5 (до 0.06 мас. %), V_2O_3 (0.48-0.83 мас. %). Ильменит, в ассоциации с минералами мегакристной ассоциации обладает более высокими содержаниями MgO (13.94-15.50 мас. %), Cr_2O_3 (2.08-3.06 мас. %) при равных концентрациях Fe_2O_3 (3.58-8.00 мас. %), Nb_2O_5 (до 0.05 мас. %) и V_2O_3 (0.41-0.94 мас. %).

Состав мегакристов ильменита перекрывается с составом ильменита из ксенолитов гранатовых перидотитов. При этом, ильмениты обладают более высокой вариацией концентраций: MgO (13.51-15.11 мас. %), Cr_2O_3 (1.34-3.23 мас. %), FeO (18.91-24.71 мас. %),

Nb_2O_5 (до 0.11 мас. %). В целом, подобные составы ильменита характерны для ильменитов из метасоматизированных ксенолитов гранатовых перидотитов из кимберлитов и ильменита из ксенолитов метасоматических ассоциаций клинопироксен-флогопит-ильменитового состава (PIC) (Fitzpayne et al., 2018).

Отметим, что на контакте с кимберлитом, концентрации MgO и Cr_2O_3 в ильмените как правило возрастают; в свою очередь на контакте с гранатом и силикатами перидотитов, как правило, в ильмените наблюдается уменьшение концентраций MgO и увеличение содержания Cr_2O_3. Такое явление связано, с более поздним переуравновешиванием состава ильменита с окружающей средой. В каймах зерен ильменита, как правило, повышается концентрация MnO относительно центральных частей, что является типичной чертой позднего взаимодействия ильменита с кимберлитовым расплавом (Mitchell, 1995; Голубкова и др., 2013).

Для ильменитов из кимберлитов трубки Степная Кепинского поля характерны, как правило, более низкие концентрации MgO (10-13.5 мас. %), при широкой вариации Cr_2O_3 (0.7-2.2 мас. %) и более высоких концентрациях V_2O_3 (0.56-1.18 мас. %) и Nb_2O_5 (до 0.11 мас. %). При этом, наиболее магнезиальные составы ильменита сопоставимы с составами ильменита из ксенолитов гранатовых перидотитов трубки им. В. Гриба. При уменьшении концентраций MgO закономерно уменьшаются содержания TiO_2, Cr_2O_3 и возрастают Nb_2O_5 и Fe_2O_3, а сами составы ильменита приближаются к составам ильменита из амфибол-флогопитпироксен-ильменит-рутиловых жильных парагенезисов (MARID), широко распространенных в качестве ксенолитов в кимберлитах (Fitzpayne et al., 2018).

Результаты исследования петрографической позиции ильменита и его состава из кимберлитов трубки им. В. Гриба показывают, что вероятным механизмом формирования ильменита в ксенолитах перидотитов является его кристаллизация из Fe-Ti расплава, который мог образоваться либо в результате отделения от карбонатно-силикатного, обогащенного Fe-Ti компонентой протокимберлитового расплава, либо в результате плавления обогащенных ильменитом метасоматических ассоциаций типа PIC или MARID, поскольку ильменит одним из первых переходит в расплав при плавлении MARID (Foley et al., 1999).

Повышенная магнезиальность ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба по сравнению с ильменитами Кепинского поля, как и более высокое содержание Cr_2O_3, могут быть связаны с более высоким уровнем ассимиляции литосферной мантии кимберлитовыми магмами трубки им. В. Гриба.

Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., и др. Constraints on kimberlite ascent mechanisms revealed by phlogopite compositions in kimberlites and mantle xenoliths // Lithos. 2016. Т. 240– 243. С. 189–201.

Fitzpayne A., Giuliani A., Hergt J., и др. New geochemical constraints on the origins of MARID and PIC rocks: Implications for mantle metasomatism and mantle-derived potassic magmatism // Lithos. 2018. Т. 318–319. С. 478–493.

Foley S.F., Musselwhite D.S., Laan S.R. van der. Foley 1998.pdf // Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference / под ред. J.J. Gurney. Cape Town, South Africa: Red Roof Design, 1999. С. 238–246.

Haggerty S.E. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites // Phys. Chem. Earth. 1975. Т. 9. № С. С. 295–307.

Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M., и др. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // Lithos. 2004. Т. 77. № 1–4 SPEC. ISS. С. 511–523.

Mitchell R.H. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. Boston, MA: Springer US, 1986. 442 с.

Mitchell R.H. Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks. Boston, MA: Springer, 1995. 410 с.

Mitchell R.H. Experimental studies At 5–12 GPa of the Ondermatjie hypabyssal kimberlite // Lithos. 2004. Т. 76. № 1–4. С. 551–564.

Голубкова А.Б., Носова А.А., Ларионова Ю.О. Мегакристы Mg-ильменита из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): генезис и взаимодействие с кимберлитовым расплавом и посткимберлитовым флюидом // Геохимия. 2013. Т. 2013. № 5. С. 396–427.

Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., и др. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, 40Ar/39Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 607–639.

Литвин Ю.А., Бовкун А.В., Гаранин В.К. Взаимодействие минералов титана и их расплавов с алмазообразующими средами // Геохимия. 2018. № 2. С. 160–174.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В., и др. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 251–284.

Мышьяк в гидротермальных рудах острова Матуа (Курильские острова).

Плутахина Е.Ю.[1], Кудаева Ш.С.[1]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e.plutakhina@gmail.com*

Остров Матуа расположен в Центральной части Курильской островной дуги и имеет овальную форму с размерами 6.4 ×12 км и площадью 52 км^2 (рис. 1а). Он представляет собой сложное позднеплейстоцен-голоценовое вулканическое сооружение типа Сомма-Везувий, где сомма – эродированный палеовулкан Матуа, а молодой конус – активный стратовулкан, известный под названием Пик Сарычева (Мархинин, 1964). Пик Сарычева считается одним из самых активных вулканов Центральных Курил (Андреев и др., 1978; Гришин и др., 2010; Мартынов и др., 2015).

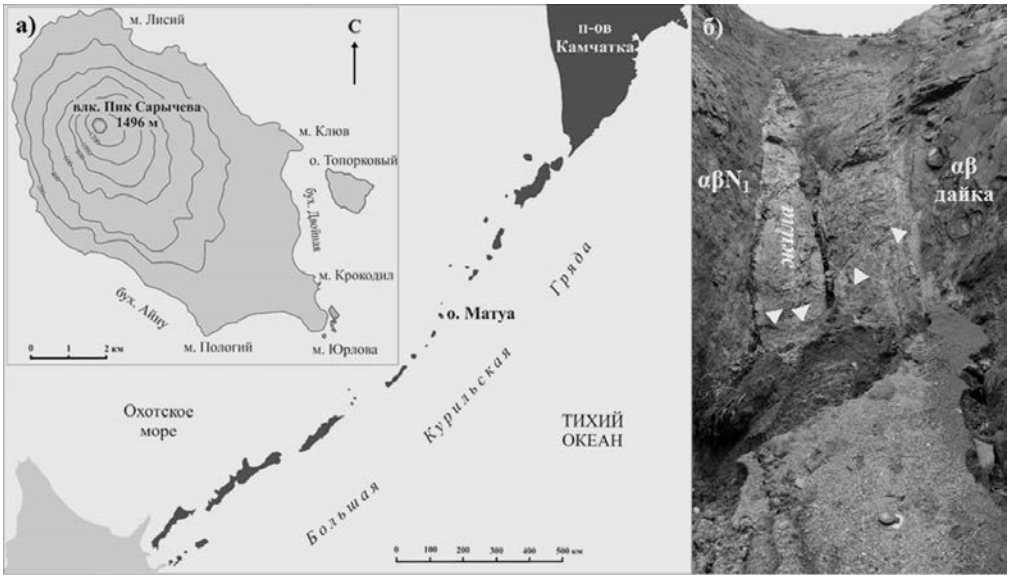


Рисунок 1. а) схема о. Матуа; б) фото - гидротермальная сульфидно-кварцевая глинистая жила в неогеновых андезибазальтах, мыс Юрлова: белые треугольники - точки взятия проб, масштаб – короткая сторона кадра (2 м.).

Первые геологические описания Матуа и характеристики извержений Пика Сарычева в отечественной литературе приведены в работах Главацкого С.Н., Ефремова Г.К., Горшкова Г.С., Мархинина Е.К. в 40-60х годах XX века (Главацкий и др., 1946; Горшков, 1967; Мархинин, 1964).

Во время работ Камчатско-Курильских экспедиций в 2017-2018 гг. были исследованы уступы мыса Юрлова, в которых обнажаются измененные породы, относящиеся к Юрловской свите миоценового возраста (Мархинин, 1964). Они представлены сильно пропилитизированными андезитами и андезидацитами ($\alpha\beta N_1$, рис.1б), прорванными дайками базальтов (αβ дайка, рис.1б). Пропилитизация наиболее выражена в нижних частях 15-20 метровых отвесных склонов мыса. Породы макроскопически зеленовато-серые, с широким развитием хлорита, серицита; в верхних частях – бурые, ожелезненные. По субвертикальным трещинам и на контактах с дайками наблюдается интенсивное выветривание. Особенно оно проявлено в восточной части мыса Юрлова, где обнаружены следы современной гидротермальной рудообразующей деятельности: жилы, сложенные глинистым субстратом («глинистые жилы»), зоны ожелезнения и марганцевой «пропитки».

Химический состав образцов, представленный в таблицах 1 и 2, получен с помощью рентгенофлуоресцентного анализа («S4 PIONEER» Bruker AXS; АЦ ИВиС ДВО РАН, аналитики: Рагулина В.М., Курносова Н.Ю., Чеброва Н.И.).

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас.%) в породе и материале из «глинистой жилы».

Обр. / Элем.	Пропилитизированные αβ	Зона контакта		Глинистый субстрат				
	Mt47	Mt48	Mt50	Mt54	Mt55	Mt57	Mt58	Mt59
SiO_2	54.1	60.1	71.7	57.4	32.4	54.7	60.3	52.5
TiO_2	0.43	0.47	0.41	0.63	0.18	0.47	0.72	0.66
Al_2O_3	17.8	14.7	13.1	23.3	8.21	17.8	25.6	25
Fe_2O_3	3.37	2.21	2.15	4.63	6.08	3.17	0.53	5.7
FeO	1.81	1.07	1.75	0.62		0.49	0.62	0.18
MnO	0.32	1.59	0.04	0.43	0.05	0.11	0.05	2.85
CaO	6.96	5.71	0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	1.48
MgO	2.12	2.82	0.83	0.56	3.58	0.81	0.99	0.77
Na_2O	1.2	0.23	0.32	0.68	1.47	0.71	0.82	0.86
K_2O	3.26	3.48	1.96	3.65	0.87	3.02	4.83	4.11
P_2O_5	0.1	0.09	0.06	0.13	0.08	0.11	0.05	0.12
ппп	8.22	7.05	6.12	7.54	28.3	10.6	5.24	5.48
Sum	99.69	99.5	98.45	99.12	81.22	91.99	99.75	99.71
S%	0.26	0.43	1.48	0.68	9.48	1.53	0.21	0.21

Таблица 2. Концентрации некоторых рудных элементов в породе и материале из «глинистой жилы» (ppm).

Обр. / Элем.	Пропилитизированные αβ	Зона контакта		Глинистый субстрат				
	Mt47	Mt48	Mt50	Mt54	Mt55	Mt57	Mt58	Mt59
Cu	18	37	120	17	1447	59	11	16
Zn	57	1185	8039	100	364554	535	116	1528
Ba	417	786	1702	232	28020	788	382	388
Pb	8	34	12051	19	36363	334	262	13
As	0	1055	2698	207	319439	30600	3949	157

Образцы из «глинистой жилы» по данным рентгеноспектрального анализа («XRD-7000» Shimadzu; АЦ ИВиС ДВО РАН, аналитик: Назарова М.А.) представлены: кварцевым материалом, галлуазитом, монтмориллонитом и гидрослюдами, очень редко встречается каолинит.

Микроморфология и химический состав минералов изучены с помощью аналитической сканирующей электронной микроскопии (SEM Vega 3 Tescan, HV 20.00 kV; лаборатория вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН). Основная часть глинистого субстрата представлена наноразмерным смешанным агрегатом кварца и силикатов, редко встречаются идиоморфные кристаллы. Например, в наиболее светлых образцах, например в обр. «Mt59», встречено большое количество пластинчатых кристаллов кальцита (рис. 2в). Среди рудных минералов наиболее распространен пирит. Его агрегаты образуют гнезда и прослойки в глинистом субстрате. Кристаллы кубические и гипидиоморфные изометричные от первых мкм до 2 мм (рис. 2а-г). Изоморфных примесей в таком пирите не обнаружено, в отличие от пирита в образцах массивных руд, встреченных на острове (Витер и др., 2018). В ассоциации с пиритом встречены кристаллы галенита и халькопирита, размеры которых не превышают 1 мм. Ранее единичные выделения халькопирита были описаны для изверженных пород Пика Сарычева

(Андреев и др.,1978). Барит встречен в виде агрегатов разнообразных форм и крупных пластинчатых кристаллов (рис. 2г).

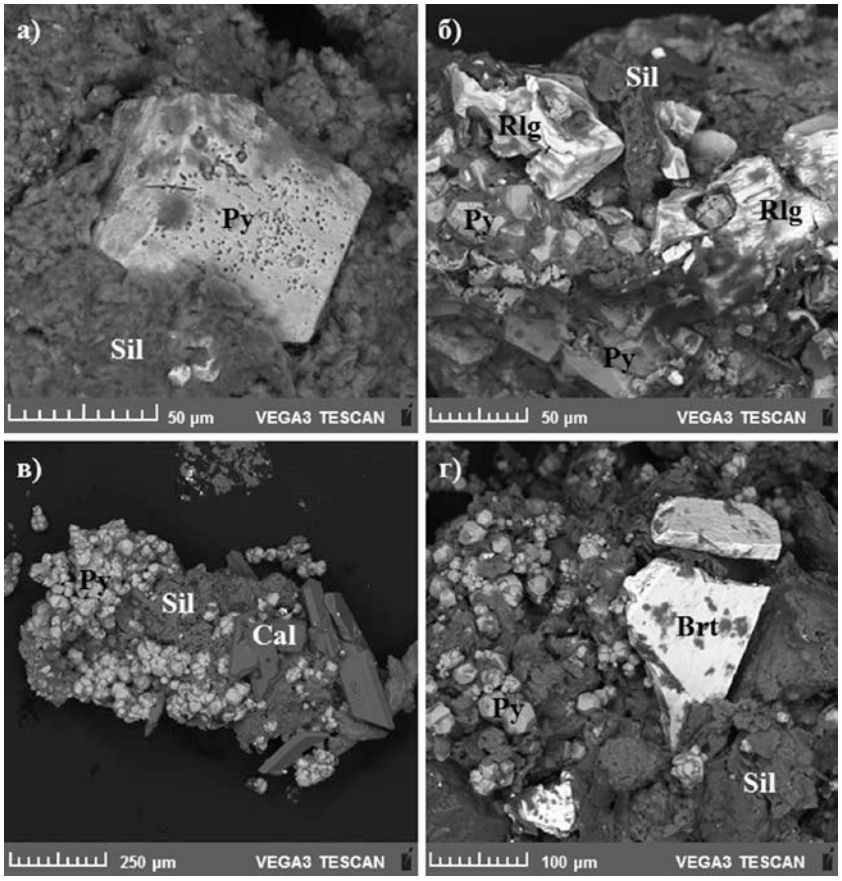


Рисунок 2. Детали микростроения гидротермальной жилы: а) кубический кристалл пирита в микрокристаллической силикатной матрице; б) удлиненные кристаллы реальгара и изометричные кристаллы пирита; в) пластинчатые кристаллы кальцита в пиритизированном глинистом субстрате; г) идиоморфные кристаллы барита и пирита.

Условные обозначения: Py – пирит, Rlg – реальгар, Cal – кальцит, Brt – барит, Sil – нанокристаллические агрегаты галлуазита, монтмориллонита, каолинита и гидрослюд.

В значительных количествах в глинистом субстрате на мысе Юрлова встречен реальгар и аурипигмент (рис. 2б). Реальгар образует прожилки мощностью до нескольких см в глинах, при этом отдельные кристаллы достигают размера первых см. При изучении методами СЭМ в кристаллах реальгара установлены концентрации сурьмы до 1 вес.%. Желтоватые микрокристаллы аурипигмента рассеяны вокруг зон наибольшего скопления реальгара в глинистой массе. Валовые концентрации мышьяка в "глинистых жилах" достигают от 157 г/т до 319 кг/т (табл.2). Это говорит о его крайне неравномерном накоплении, зависящем от наличия ослабленных зон при проникании растворов.

Содержания мышьяка в продуктах вулканической деятельности и водах гидротермальных систем Камчатки и Курил варьируют в широких пределах. Мышьяк присутствует в них в виде собственных минеральных форм и в качестве элемента-примеси в минералахконцентраторах. Мышьяк извлекается попутно из руд гидротермальных, реже скарновых месторождений полиметаллов, золота, олова, вольфрама, кобальта, никеля и ртути. Высокотемпературные руды мышьяка сложены такими минералами, как арсенопирит и леннингит; низкотемпературные – реальгаром и аурипигментом. Например, травертины Налычевской гидротермальной системы (Южная Камчатка) отличаются высокими концентрациями мышьяка (max As_2O_5 – 34,54 %) и присутствием редкого минерала юконита $Ca_7Fe_{15}(AsO_4)_9O_{16} \times 25H_2O$ (Округин и др., 2017). Сульфиды и фазы, обогащенные мышьяком, встречены в твердых частицах, вынесенных

фумаролами Корякского вулкана (Округин и др., 2017). Высокие концентрации мышьяка обнаружены в фумарольных газах некоторых вулканов Камчатки. Собственные минералы мышьяка присутствуют в возгонах Авачинского вулкана (Округин и др., 2016).

Авторы выражают благодарность руководителям и участникам XXI и XXII Камчатско-Курильских экспедиций, сотрудникам лаборатории вулканогенного образования и аналитического центра ИВиС ДВО РАН.

Андреев В.Н., Шанцер А.Е., Хренов А.П., Округин В.М., Нечаев В.Н. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1976 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1978. № 55. С. 35-40.

Витер И.В., Верещага Е.М., Округин В.М., Кудаева Ш.С. и др. О вулканогенной рудной минерализации о. Матуа (Курильские острова) // Мат. XXI региональной научной конф. «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога. ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 165-168.

Главацкий С.Н., Ефремов Г.К. Извержение вулкана Пик Сарычева в ноябре 1946 г. // Бюллетень вулканологической станции на Камчатке. 1946. № 15. С. 8-12.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.

Мархинин Е.К. Вулкан Сарычева // Бюллетень вулканологических станций. 1964. № 35. С. 44-58.

Гришин С.Ю., Гирина О.А., Верещага Е.М., Витер И.В. Мощное извержение вулкана Пик Сарычева (Курильские острова, 2009 г.) и его воздействие на растительный покров // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 40-50.

Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дегтерев А.В., Остапенко Д.С., Мартынов А.Ю. Геохимическая эволюция вулканизма о. Матуа (центральные Курилы) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 1. С. 13-33.

Округин В.М., Малик Н.А., Назарова М.А., Плутахина Е.Ю. Новые данные о самородной сере действующих вулканов Камчатки. // Мат. XVI межрегион. научнопрактической конф. «Теория и практика современных гуманитарных и естественных наук». П.-К. 2016. С. 147-151.

Округин В.М., Малик Н.А., Плутахина Е.Ю., Шишканова К.О., Зобенько О.А., Кудаева Ш.С., Яблокова Д.А. Мышьяк в продуктах Авачинско-Корякского вулканического центра (историко-экологические исследования) // Материалы XXXIV Крашенинниковских чтений «... Во все концы достигнет россов слава», Петропавловск-Камчатский, 5-6 апреля 2017. С. 289-294.

Результаты имитационного моделирования процессов экологически сбалансированного освоения месторождений с использованием программного комплекса Micromine

Радченко Д.Н.[1], Залевская К. Н. [1,2]

[1]*ИПКОН РАН, Москва, mining_expert@mail.ru*
[2]*РУДН, Москва, zalevskaya.karolina@mail.ru*

Проблема рационального недропользования, под которой понимается комплексная переработка техногенного сырья с обязательной утилизацией отходов, является одной из приоритетных в свете устойчивого, экологически безопасного функционирования горнопромышленного комплекса (Рыльникова, 2010).

Первоочередными объектами исследований техногенных образований являются отходы переработки золото-мышьяковистых руд, в отвалах которых концентрируется прежде всего мышьяк, а также другие тяжелые металлы (Трубецкой, 2009).

Сотрудниками Лаборатории ЭКОН ИПКОН РАН было проведено комплексное изучение закономерностей строения, структуры массива и распределения вещественного состава ценного компонента в отвалах Ново-Троицкого хвостохранилища. На стадии геологооценочных работ выполнен комплекс структурно-геологических и геохимических исследований осушенного хвостохранилища, включающий шнековое бурение скважин по сетке 100х100 м на полную глубину с отбором геологических проб с интервалом каждые 2 метра. Проведен анализ химического состава каждой пробы на мышьяк, золото, серебро, медь и другие металлы. Установлено, что складированные отходы содержат промышленные концентрации благородных металлов: до 1,42 г/т золота и до 4,5 г/т серебра. На примере 1-ой скважины показано, как коррелируются между собой содержания Au и Ag с глубиной

(рис.1).

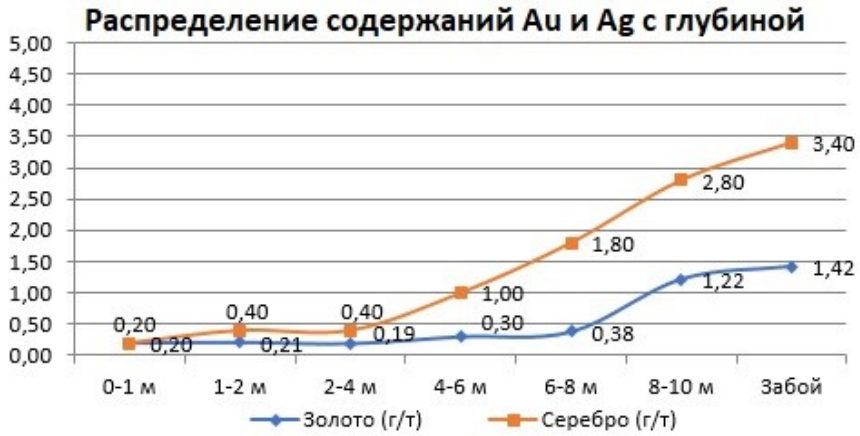


Рисунок 1. Оценка концентраций Au и As с глубиной.

На рисунке1 видно, что наибольшая концентрация золота и серебра отвечает горизонту 8-12 м. Первые 6 м мощности опробования, на которых концентрация благородных металлов практически не меняется, отвечают значительно небольшим присутствиям золота и серебра, до 0,3 % и 1 % соответственно. После наблюдается резкий рост концентраций золота до 1,42 г/т, серебра до 3,4 г/т. Таким образом, в скважине № 1 прослеживается четко выраженная закономерность содержания золота и серебра от глубины на всей мощности опробования,

наблюдается восходящая линия тренда для данных кривых, что несомненной говорит об увеличении концентраций полезного компонента с глубиной.

В качестве изучения структуры техногенного массива определены закономерности распределения в толще хвостов различной степени влажности, построена объемная модель хвостохранилища с использованием программного комплекса Micromine оконтурен блок с промышленными содержаниями золота.

Одной из главных задач, решаемых на начальной стадии проектирования экологически сбалансированного освоения техногенных месторождений на основе отходов обогащения, является выяснение степени обводненности массива за исключением риска обрушения или «просадки» грунта, представленного слабыми нелитифицированными отложениями. В качестве наглядного представления о характере изменения степени влажности лежалых хвостов Ново-Троицкого хвостохранилища отстроен разрез по профилю 1-2-3 (рис.2).

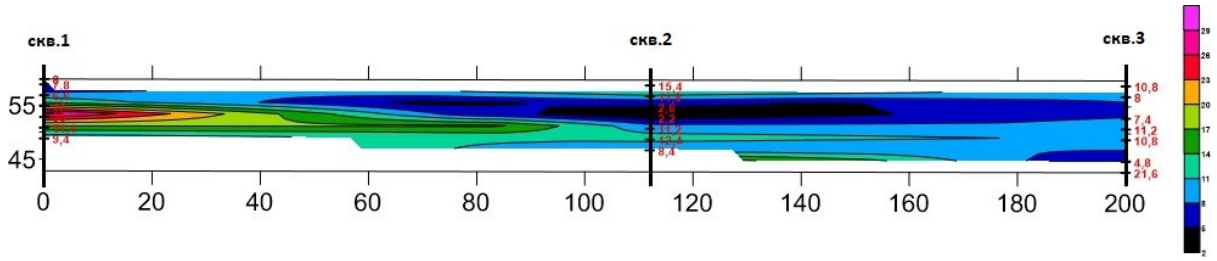


Рисунок 2. Оценка влажности хвостов с массиве Ново-Троицкого хвостохранилища.

На легенде, выведенной слева от разреза, представлены показания естественной влажности материала, отобранного на глубину по 3-м скважинам. Для наилучшего восприятия информации о степени обводненности массива, полученные диапазоны значений по 3-м скважинам, соответствуют определенной интенсивности цвета, которая и выводится на разрезе. На профиле 1-2-3 явно прослеживается зона сильно обводненных глинистых пород при влажности 23-36 %, вскрытая скважиной №1 (на глубине 4-8 м, различима по красной цветовой кодировке). В приповерхностной части данного участка хвостохранилища, первые 4 м, залегают в основном отложения с нормальной природной влажностью, не превышающей 15 %, следовательно, грунт здесь представлен песчаным материалом с небольшой долей глинистой составляющей (сине-зеленые оттенки цветов). Кроме того, на разрезе непосредственно вблизи скважины №2 наблюдается необводненная область пород, где влажность не превышает 6 % (на глубине 4-8 м, на разрезе обозначена черным цветом). Таким образом, по профилю 1-2-3 на всей мощности хвостохранилища выделены участки повышенной обводненности лежалых хвостов, требующие осушения, зоны с предельно допустимой естественной влажностью материала и отложения практически лишенные природной влаги.

Для оценки объемов складируемого сырья в отвале Ново-Троицкого хвостохранилища построена 3D модель данного техногенного объекта. Объемная геологическая модель хвостохранилища Ново-Троицкого месторождения, представленная на рис.3, смоделирована на базе программного обеспечения Micromine с учетом рельефа топоповерхности, контура самого отвала и его мощности. По предварительным подсчетам объем материала, складированного в отвалы, составляет 716 420 м^3.

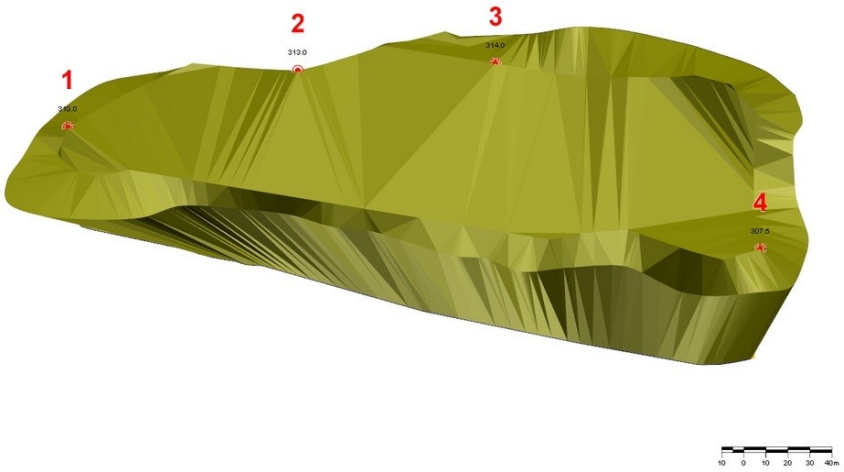


Рисунок 3. Объемная модель Ново-Троицкого хвостохранилища.

Следующим этапом построения геологической модели было оконтуривание в пределах массива блока с промышленными концентраций Au (выше 0,5 %). В качестве исходных данных служили результаты опробования. На рис. 4 на примере северного участка техногенного образования показано выявление в лежалых хвостах кондиционных содержаний золота. Интервалы опробования, не отвечающие минимально промышленной концентрации Au 0,5 % (отмечено желтым и синим цветом), вынесены за пределы контура блока и не учитывались при подсчете объемов и запасов полезного компонента. С учетом этого расчетное количество золота в блоке северного участка составило 250 кг.

Вовлечение в промышленную эксплуатацию отходов горно-перерабатывающих производств с кондиционным содержанием металлов является значимым фактором рационального экологически безопасного использования недр. Таким образом, вовлечение в повторную переработку лежалых хвостов обогащения Ново-Троицкого месторождения позволит значительно снизить техногенную нагрузку на экологию в горнопромышленном районе.

Исследования выполняются при поддержке РНФ (проект 14-37-00050)

Трубецкой К.Н., Каплунов Д.Р., Чантурия В.А. Комплексное освоение недр: перспективы расширения минерально-сырьевой базы России // ИПКОН РАН, 2009. 456 с.

Рыльникова М.В., Радченко Д.Н., Милкин Д.А. и др. Обоснование параметров и режима выщелачивания сырья техногенных образований, сопутствующих разработке медноколчеданных месторождений // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2010. № 3. С. 340-350.

Обоснование параметров экологически сбалансированного освоения месторождений АО «ЮГК» при вовлечении в отработку техногенного сырья

Радченко Д.Н.[1], Цупкина М.А.[1,2], Залевская К. Н. [1,2]

[1]*ИПКОН РАН, Москва, mining_expert@mail.ru*
[2]*РУДН, Москва, m.tsupkina@mail.com*

Разработка способов улучшения экономической составляющей горных производств и экологической обстановки региона в целом актуальна для современной горнотехнической ситуации месторождений благородных металлов (Рыльникова и др., 2012). В настоящее время в ИПКОН РАН проводятся исследования, предметом которых являются закономерности строения, структуры техногенных массивов и распределения вещественного состава техногенного сырья, оказывающие определяющее влияние на выбор технологии формирования и разработки техногенных месторождений, для обеспечения перерабатывающих производств минеральным сырьем заданного качества и улучшения экологической характеристики района (Каплунов и др., 2015; Трубецкой и др., 2014). Один из объектов – лежалые хвосты Ново-Троицкого золото-мышьяковистого месторождения.

Одним из первых этапов исследований было изучение отчетов предыдущих лет. Согласно существующим данным среднее содержание мышьяка в руде варьировалось в пределах

3,4 %. Данные о содержании мышьяка в рудных жилах представлены в таблице № 1 (Бяков, 1939).

Таблица 1. Содержания мышьяка в рудных жилах Новотроицкого месторождения (Бяков, 1939)

Жила	Мощн., м		Среднее содержание As	Содержание As в руде, полученное фабрикой
	Мин.	Макс.		
Трифоновская	0,13	2,85	5,5	4,1
Дионовская	0,1	1,52	6,7	4,2
Октябрьская	0,08	1,7	6,9	3,7
Партизанская	0,15	1,6	4,6	2,9
Удачная	0,18	2,41	3,0	2,7
Толстых	0,6	1,36	6,0	2,9

Для оценки экологической ситуации на исследуемом техногенном объекте и выяснения причины перераспределения мышьяка в отвалах хвостохранилища и геохимически сопряженных ей ландшафтов, нами было проведено опробование на предмет обнаружения повышенных содержаний токсичного вещества – мышьяка. На основании результатов опробования техногенного объекта был изучен характер вертикального распределения мышьяка по всей площади массива. Содержание мышьяка в лежалых хвостах Новотроицкого месторождения рассмотрены на примере скважины № 1, построена корреляционная зависимость содержания мышьяка от глубины (рис. 1). На графике показано, что высокие содержания As отвечают нижнему горизонту выработки 8-12 м, т.е. сосредоточены на дне скважины. Первые 4 м скважины по результатам опробования имеют низкие содержания мышьяка, его концентрация составила менее 0,1 %. В целом, по скважине наблюдается общая тенденция роста содержаний мышьяка, отсюда следует, что концентрация мышьяка на всей мощности опробования напрямую зависит от глубины, на которой и происходит основная аккумуляция полезного компонента.

Рисунок 1. Корреляционные зависимости содержания элементов в лежалых хвостах Новотроицкого месторождения на примере скважины № 1: закономерности изменения содержания мышьяка (а) и благородных металлов (б) по глубине опробования

Анализ данных рисунка 1 свидетельствует, что закономерности изменения содержания мышьяка по глубине опробования полностью коррелируют с изменением содержания благородных металлов. Это обусловлено минеральным составом исходных руд и хвостов обогащения, в которых указанные элементы представлены в виде основного рудного минерала – арсенопирита. Скородита в хвостохранилище не обнаружено, хотя по данным отчета за 1939 г. (Бяков, 1939) установлено его присутствие в кварц-арсенопиритовых жилах, что свидетельствует о его миграции в окружающую среду.

Главное отличие формирования и миграции токсичных элементов в техногенной обстановке от природной естественной среды, где эти же элементы концентрируются на определенных глубинах в зависимости от генезиса и минерагенических особенностей, состоит в том, что они ведут себя совершенно иным образом в отвалах хвостохранилищ. Поведение мышьяка в природных экосистемах до сих пор изучено крайне мало. Известно то, что мышьяк хорошо подвижен в водной среде. Мышьяксодержащие соединения, поступающие из техногенных образований в почву, подземные воды являются предметом многих экологических исследований. Основная форма нахождения мышьяка в подземных водах – мышьяковая кислота H_3AsO_4 (Безуглова и др., 2012). Снижение pH почвы уменьшает адсорбированность мышьяка и приводит к возрастанию его концентраций в почвенном растворе. В кислых почвах ведущую роль в закреплении мышьяка играют его соединения с полуторными окислами, обладающие низкой миграционной способностью, накапливающиеся преимущественно в иллювиальных горизонтах. Более того, в них мышьяк концентрируется в железисто-марганцевых ортштейнах. В щелочных условиях растворимость мышьяка, а значит, и его подвижность — возрастают. Находящиеся в почве соединения и минералы мышьяка легкорастворимые, особенно в восстановительной среде (Безуглова и др., 2012).

Исследования выполняются при поддержке Программы Президиума РАН №39

Рыльникова М.В., Радченко Д.Н., Экс В.В. Классификация техногенных георесурсов в свете перспектив комплексного освоения рудных месторождений // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2012. № 2. С. 318-324.

Каплунов Д.Р., Рыльникова М.В., Радченко Д.Н. Реализация концепции устойчивого развития горных территорий - базис расширения минерально-сырьевого комплекса России // Устойчивое развитие горных территорий. 2015. Т. 7. № 3. С. 46-50.

Трубецкой К.Н., Каплунов Д.Р., Рыльникова М.В. Принципы обоснования параметров устойчивого и экологически сбалансированного освоения месторождений твердых полезных ископаемых // В сборнике: условия устойчивого функционирования минерально-сырьевого комплекса России. Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал) Отдельные статьи (специальный выпуск). Москва, 2014. -С. 3-10.

Бяков, В. Объяснительная записка к подсчету запасов руды As и Au по Ново-Троицкому золото-мышьяковому месторождению на 1/1 1939 г. Союзмышьяк. 1939. 44 с.

Безуглова О. С., Околелова А.А. О нормировании содержания мышьяка в почвах // Живые и биокостные системы. 2012. №1.

Результаты изотопного изучения вольфрамовых месторождений южного складчатого обрамления Сибирской платформы

Рампилов М.О.[1], Рипп Г.С.[1], Смирнова О.К.[1], Избродин И.А.[1], Ласточкин Е.И.[1], Посохов В.Ф.[1]

ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, rampilov@ginst.ru

Одной из важных особенностей металлогении южного складчатого обрамления Сибирской платформы является его вольфрамовая специализация. Выделяется два главных этапа оруденения, которые, так же, как и молибденовое, связаны с позднепалеозойской и мезозойской эпохами. Объектами исследований послужили вольфрамовые месторождения Западного и Восточного Забайкалья. На этой территории широко распространены скарновые, грейзеновые и гидротермальные типы месторождений и проявлений, представленные молибденит-вольфрамитовыми, вольфрамитовыми, молибденит-шеелитовыми, кварцшеелитовыми, золото-шеелитовым минеральными типами (Сизых и др., 1984; Чернов и др., 1980).

На месторождениях проведено изучение изотопных составов сульфидной серы (главным образом пирита), кислорода в кварце, вольфрамитах, слюдах, шеелите, являющихся главными минералами руд. В небольшом объеме проанализированы второстепенные и редко встречающиеся минералы (берилл, апатит, триплит, карбонаты). В гидроксильной воде слюд, представляющих типоморфные минералы вольфрамитсодержащих месторождений, определен изотопный состав водорода. Неизученными пока остались скарновые проявления. Гидротермальные шеелитовые месторождения и проявления Западного Забайкалья (молибденит-шеелитовые, кварц-шеелитовые, золото-шеелитовые), так же, как и скарновые, установлены главным образом на площадях распространения позднепалеозойских гранитоидов, в то время как вольфрамитовые ассоциируют с гранитами мезозойского этапа. По изотопному составу сульфидной серы выделяется две группы месторождений. На молибденит-вольфрамитовых – сера гомогенна, нередко имеет отрицательные значения $\delta^{34}S$. В группе кварц-шеелитовых месторождений сера изотопно существенно тяжелее и близка к значениям распространенным в породах континентальной коры. Кроме того в некоторых вольфрамитовых месторождениях (Бом-Горхон, Байба) состав серы несколько тяжелее мантийного источника.

По изотопному составу кислорода отчетливо фиксируется три группы. Одна из них с наиболее изотопно легким кислородом (в основном ниже 10 ‰ $\delta^{18}O$) характерна для молибден-вольфрамитовых месторождений (Холтосонское, Булуктаевское, Нырокское), образовавшихся в позднем мезозое. Близкие к ним значения имеют некоторые вольфрамитовые месторождения Восточного Забайкалья (Бом Горхон, Букука). Изотопно тяжелее кислород у вольфрамитовых месторождений (Байба, Шерловая гора, Антонова Гора), а наиболее тяжелый кислород в позднепалеозойских кварц-шеелитовых проявлениях и золото-шеелитовом месторождении.

Отличаются изотопные составы кислорода вольфрамитов молибденит-вольфрамитовых и вольфрамитовых месторождений. В первой группе этот минерал в большинстве случаев имеет отрицательные значения $\delta^{18}O$, в другой (вольфрамитовые) кислород заметно тяжелее. Изотопно более легкий кислород и в слюдах молибденит-вольфрамитовых месторождений (за исключением Бом Горхонского)

Контрастно отличается изотопный состав кислорода шеелитов вольфрамитовых и кварцшеелитовых месторождений. Последние имеют существенно более тяжелый кислород, а наиболее высокое значение $\delta^{18}O$ обнаружено на Ирокиндинском золото-шеелитовом месторождении.

Таблица 1. Изотопный состав кислорода, углерода, серы и водорода из вольфрамовых и вольфрамитсодержащих месторождений южного складчатого обрамления Сибирской платформы.

	Участки	$\delta^{18}O$‰ VSMOW					$\delta^{13}C$‰ VPDB	$\delta^{34}S$,‰ VCDT	δ D VSMOW
		кварц	вольфрамит	слюда	шеелит	карбонаты		сульфиды	слюда
Месторождения мезозойского этапа									
Молибденит-вольфрамитовые									
1	Холтосонское	8,1(14)	-1,5(8)	5,2(5)	1,9(1)	8,5(6)	-5,1 (6)	0,2(15)	-84,1 (2)
2	Булуктаевское	8,6(4)	-2,9(2)	5,6(2)	0,9(1)	7,54(1)	-4,9 (1)	0,6(14)	-144 (3)
3	Ныроксое	10,1(1)	1,1(1)	8,2(1)					
4	31 пикет	8,1(1)	-3,7(1)					1,1(7)	
5	Бом-Горхон	9,8(3)	0,6(4)	6,5(1)	0,7(1)			2,5(10)	-143,9 (1)
Вольфрамитовые									
6	Байба	13,3(1)	4,4(1)	9,6(1)				2,3(2)	
7	Антон. гора	12,3(3)	2,8(4)	10,1(1)				-1,5(3)	
8	Шерловая гора	12,6(1)	4,6(2)	10,2(1)					-142,2 (1)
9	Букука	10,3(1)	2,8(2)						
10	Шумиловское		1,1(3)						
11	Спокойнинское	14,2(1)	2,7(3)	11,0(1)					-129 (1)
12	Студенческое		1,2(1)						
Месторождения поздне-палеозойского этапа									
Молибденит-шеелитовые									
13	Мал-Ойногор	11,7(5)						2,1(4)	
Кварц-шеелитовые									
14	Скалистое	15,8(1)			5,9(3)			7,4(3)	
15	Казачья поляна	16,0(4)			5,7(1)			4,7(1)	
16	Ангокит	17,6(1)			5,6(1)	20,3(1)	-2,4 (1)	1,5(1)	
Золото-шеелитовые									
17	Ирокинда	16,6(1)			14,8(2)			1,7(18)	

Примечание. Содержания средние. В скобках приведено количество анализов. Изотопный состав кислорода в 10-12 из (Матвеева и др., 2002; Борщевский и др., 1978)

Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатах Холтосонского и Булуктаевского месторождений ложатся в квадрат PIC представляющий поле, типоморфное для мантийной углекислоты. Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатах Ангокитского кварцфлюорит-шеелитового месторождения имеют типично коровые значения. Они обусловлены широко проявившимися метасоматическими процессами, захватившими вмещающие осадочные карбонатные породы.

Значения δD в слюдах из большей части изученных месторождений характеризуются относительно высокой деплетированностью дейтерием, свидетельствующей об участии в процессах минералообразования воды метеорного источника. Только на Холтосонском месторождении состав водорода лежит в области глубинного источника.

Проведенные изотопные исследования свидетельствуют о существенном различии источников вольфрамсодержащих месторождений. Для объектов мезозойского этапа, формировавшихся в рифтогенных обстановках предполагается мантийный источник флюидов.

Для позднепалеозойского этапа, сопровождавшегося образованием существенно шеелитовых проявлений, распространенного на площадях развития Ангаро-Витимского батолита, характерно преобладание существенно корового источника вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 17-05-00129).

Борщевский Ю.А., Покалов В.Т. Изотопный состав кислорода кварца как показатель генезиса и стадийного развития рудной минерализации // Советская Геология. 1978. № 7. С. 141–147.

Матвеева С.С., Спасенных М.Ю., Сущевская Т.М., Бочков А.Ю., Игнетье А.В.,

Геохимическая модель формирования Спокойнинского вольфрамового месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 2. С. 125– 147.

Сизых В.И., Вольфрамовое оруденение Забайкалья – Джидинский рудный район (проблемы развития и освоения минеральных ресурсов. Новосибирск: Наука. 1984. С. 10–20.

Чернов Б., Васильченко В.В., Типы проявления вольфрамового оруденения в Икат- Багдаринском районе // В кн. Новые данные по геологии критерии поисков и оценки вольфрамового оруденения в Забайкалье. Москва: ВИМС. 1980. С.41–63.

Особенности вековой вариации геомагнитного поля на обсерваториях Михнево, Бельск и Борок

Рябова С.А.[1]

[1]*ИДГ РАН, г. Москва, ryabovasa@mail.ru*

Большая часть геомагнитного поля (называемая главным полем) генерируется в результате процесса геодинамо в жидком электропроводящем ядре Земли (например, Chapman, Bartels, 1940; Kono, 2009; Rikitake, 2012). Главное геомагнитное поле медленно изменяется во времени (вековая вариация). На фоне медленных изменений иногда наблюдается резкое изменение поля, примерами которого служат геомагнитные джерки (Courtillot et al., 1978; Chulliat et al., 2010; Mandea et al., 2010; Gallet et al., 2003; Torta et al., 2015; Finlay et al., 2015;

Kotze, Korte, 2016; Kotze, 2017)) или так называемые быстрые колебания вековой вариации (Olsen and Mandea, 2008, Mandea and Olsen, 2009). Следует отметить, что исследование вековых изменений магнитного поля Земли является ключевым инструментом для изучения пространственных и временных характеристик геодинамики, магнитной съемки и поиска месторождений полезных ископаемых.

В настоящей работе используются данные регистрации геомагнитного поля на среднеширотных обсерваториях Михнево (54.96°, 37.77°) за период с 2008 по 2017 год, Бельск (51.84°, 20.79°) за период с 2008 по 2017 год, Борок (58.03°, 38.97°) за период с 2008 по 2016 год. Регистрация геомагнитных вариаций на обсерватории Михнево проводилась с помощью магнитометра LEMI-018i, на обсерватории Бельск проводилась с помощью крутильного кварцевого вариометра, на обсерватории Борок с помощью магнитометра IPGP VM391. По данным магнитной регистрации рассчитывалась первая производная. Кроме того, для теоретического расчета вариаций магнитного поля и его первой производной в работе применялась модель серии IGRF 12-го поколения (Thebault и др., 2015).

Анализ позволил определить особенности трендового изменения вариаций трех компонент магнитного поля, обусловленные их вековыми вариациями (например, Kono, 2009; Rikitake, 2012), выявить разницу между модельными и экспериментальными значениями геомагнитного поля, которую можно объяснить тем, что модели серии IGRF учитывают только вариации главного поля, а не учитывают другие источники. По данным регистрации геомагнитного поля идентифицированы джерки в 2011 и 2014 гг.

Chapman S., Bartels J. Geomagnetism. London: Oxford University Press. 1940. 601 p.

Chulliat A., Thebault E., Hulot G. Core field acceleration pulse as a common cause of the 2003 and 2007 geomagnetic jerks // Geophysical Research Letters. 2010. Vol. 119. Iss. 3. pp. 1531-1543.

Courtillot V., Ducruix J., Le Mouel J.-L. Sur une acceleration recente de la variation seculaire du champ magnetique terrestre// Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De l'Academie Des Sciences. Serie D: Sciences Naturelles. 1978. Vol. 287. pp. 1095-1098.

Finlay C.C., Olsen N., Tøffner-Clausen L. DTU candidate field models for IGRF-12 and the CHAOS-5 geomagnetic field model// Earth Planets Space. 2015. Vol. 67. Iss. 114. https://doi.org/10.1186/s40623-015-0274-3.

Gallet Y., Genevey A., Courtillot V. On the possible occurrence of archeomagnetic jerks in the geomagnetic field over the past three millennia// Earth and Planetary Science Letters. 2003. Vol.

214. pp. 237-242.

Kono M. Geomagnetism. Treatise on Geophysics, Vol. 5. Amsterdam: Elsevier. 2009. 589 p. Kotze P.B. The 2014 geomagnetic jerk as observed by southern African magnetic observatories// Earth, Planets and Space. 2017. Vol. 69. Iss. 17. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0605-7.

Kotze P.B., Korte M. Morphology of the southern African geomagnetic field derived from observatory and repeat station survey observations: 2005−2014// Earth Planets Space. 2016. Vol.

68. Iss. 23. https://doi.org/10.1186/s40623-016-0403-7.

Mandea M., Holme R., Pais A., Pinheiro K., Jackson A., Verbanac G. Geomagnetic jerks: rapid core field variations and core dynamics// Space Science Reviews. 2010. Vol. 155. pp.147-175.

Mandea M., Olsen N. Geomagnetic and archeomagnetic jerks: where do we stand? // EOS of Transactions of American Geophysical Union. 2009. Vol. 90. Iss. 24. pp. 208-209.

Olsen N., Mandea M. Rapidly changing flows in the Earth's core // Nature Geoscience. 2008. Vol. 1. pp. 390-394.

Rikitake T. Electromagnetism and the Earth's interior. Amsterdam-London-New York: Elsevier. 2012. 320 p.

Thebault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation// Earth, Planets and Space. 2015. Vol. 67. Iss. 79. https://doi.org/10.1186/s40623-0150228-9.

Torta J.M., Pavón-Carrasco F.J., Marsal S., Finlay C. Evidence for a new geomagnetic jerk in 2014// Geophysical Research Letters. 2015. Vol. 42. Iss. 19. pp. 7933-7940.

Особенности формирования современных месторождений урана в почвенно-торфяных отложениях в Забайкалье

Сащенко А.В. [1]Стародубов А.В. [1], Киселев А.А. [1]

[1]*ФГБУ «ВИМС», г. Москва, sashchenko@vims-geo.ru*

В настоящее время определенный интерес представляют месторождения приповерхностного типа, выявленные в гумидной климатической зоне в торфяно-почвенных отложениях, обогащенных органическим веществом. Эти объекты характеризуются небольшими масштабами, но компактным расположением. Содержание урана в рудах колеблется от 0,010,2 % до 2-3 %. Ресурсы отдельных месторождений в среднем составляют 50 – 100 т, а всего рудного поля могут достигать 2 – 3 тыс. т. Месторождения локализуются в современных речных долинах третьего-четвертого порядка, где рудные тела образуют субгоризонтальные залежи лентообразной либо чашеобразной формы (Петров и др., 2005). Руды характеризуются низким коэффициентом радиоактивного равновесия Ra/U с резким смещением в сторону урана << 1. Такие значения КРР характерны для современных безрадиевых накоплений урана, что затрудняет их выявление методами радиометрии. В результате в радиометрических полях они проявляются лишь незначительными повышениями радиоактивности (Пешков и др., 2005).

В целях повышения эффективности прогнозных и поисковых работ, разработки историкогеологической модели формирования уранового оруденения в почвенно-торфяных отложениях проведен сопоставительный анализ относительно богатых и рядовых рудных концентраций Витимо - Каренгского района (месторождения Сиротинка и Орогочи, север Забайкальского края) и почвенных отложений с убогими концентрациями урана, отобранных в современных отложениях среднего течения р. Харалга на Тарбальджейской площади (юг Забайкальского края). Для этих объектов определен и изучен минеральный состав рудных почвенных образований. Детальные минералого-геохимические исследования с применением прецизионных методов осуществлялись в лабораториях ФГБУ «ВИМС». Месторождения Сиротинка и Орогочи Витимо-Каренгского потенциально урановорудного района расположены в пределах геохимически специализированных на уран гранитных массивов Орекетканского и Амананского комплексов верхнетриас-раннеюрского возраста, среди архей-протерозойских кристаллических сланцев. В Тарбальджейском районе верхнеюрские гранитоиды Харалгинского комплекса обрамлены более молодыми вулканитами основного и кислого состава. В отличие от Каренгского района, где специализированные гранитоиды дренируются водотоками третьего-четвертого порядка, в Тарбальджейском – р. Харалга является притоком второго порядка. По результатам АГСМ съемки гранитные массивы выделяются повышенными ареолами концентраций U. По данным наземного опробования в водных пробах донных отложений Тарбальджейского района содержание урана варьирует от (3-8)x10^{-4}% до 16,4x10^{-4}%, в Витимо-Каренгском районе – 2x10^{-3} – 5x10^{-5} %.

Минеральный состав почвенных образований в целом является сходным и отражающим особенности материнских гранитоидов – основных источников U. Почвообразующие минералы в пробах представлены в основном кварцем и K-Na полевыми шпатами, которые в сумме достигают примерно 50% от общей массы почвообразующих минеральных фаз. Глинистая составляющая представлена главным образом монтмориллонитом (>30%), иллитом (1-5%), хлоритом (1-3%), в пробе почвы Тарбальджейского района среди глинистых образований отмечается каолинит (1%). В рудах месторождений Витимо-Каренгского района наряду с локально проявленной сульфидной минерализацией, присутствует гетит, свидетельствующий о наличии Fe^{+3}, что характеризует неравновесную окислительновосстановительную обстановку, которая могла способствовать миграции U^{+6}. Также среди почвообразующих минералов в этих

рудах значительно меньше КПШ по сравнению с почвами Тарбальджея, соответственно (12-14 и 27-30 %). Более низкие содержания КПШ в оруденелых почвах месторождений Сиротинка и Орогочи, вероятно, связаны с интенсивным развитием кор выветривания по гранитам, подстилающим рудные горизонты, так как при корообразовании КПШ разрушаются значительно интенсивнее, чем плагиоклазы, что и отражается в минеральном и химическом составах почвенных образований. В рудном материале почв обоих районов отмечаются разнообразные акцессорные минералы, часто содержащие уран, торий и др. элементы. Акцессории представлены сфеном, цирконом, монацитом, рутилом, анатазом, фторапатитом, ильменитом и другими минеральными фазами. В частности, отмечаются выделения монацитов, обогащенных Ce до 21,5 % и Th до 27,3 %. Содержания U в кристаллах циркона достигают 0,5%. Угловатые обломочные зерна в этих образованиях в Витимо-Каренгском районе характеризуются гранитным составом. В Тарбальджейском районе помимо гранитов присутствуют обломки вулканитов, обломочный материал хорошо окатан в связи с их транспортировкой от более удаленных источников сноса, которыми являются гранитоиды и вулканиты. Количество растительного органического вещества в почвенном слое Витимо-Каренгского района (14 %) значительно больше чем в отложениях Тарбальджейского района (3 %). Матрица рудоносных почвенных образований сложена глинистыми агрегатами и растительной органикой, с которыми связаны основные накопления урана.

В урановых почвах Витимо-Каренгского района выявлены и исследованы особенности распределения урановых концентраций, связанных с растительными остатками, специфическими шаровидными образованиями – почвенными конкрециями, размером от 200 до 500 микрон, слоистыми алюмосиликатами (глинистыми чешуйчатыми тонкопластинчатыми агрегатами), ассоциирующими с углеродистым веществом, часто в виде пленочных обособлений и локально проявленной дисперсной сульфидной минерализацией. На поверхности слоистых алюмосиликатов, обогащенных углеродистым веществом, локализуются дисперсные аморфные каплевидные гелеподобные изометричные неустойчивые, хорошо растворимые обособления, концентрирующие до 10 % U. Высокие содержания U>10% связаны также со скорлуповидными образованиями, сложенными углеродистым веществом и слоистыми алюмосиликатами. В рудном материале присутствуют частицы растительного органического вещества с ячеистой древовидной структурой с содержанием U~2%. Наряду с перечисленными выше урановыми обособлениями установлены образования остатков бактерий, импрегнированных оксидами (гидроксидами) железа.

По данным проведенного исследования отмечается, что несмотря на высокие концентрации U, приуроченные к глинистым образованиям и растительным остаткам (органическим образованиям) на фоне тонкой «пропитки» почвенного материала, собственных минеральных форм урана не выявлено. Представляется, что в пробе почвы концентрации U, главным образом, обусловлены подвижными, легкорастворимыми его накоплениями в виде ионно-сорбционной пропитки глинистых и органических образований.

Сравнительный анализ геохимических спектров комплекса материнских пород ВитимоКаренгского и Тарбальджейского районов показывает, что гранитоиды характеризуются близкими содержаниями U, Ce, Nd и некоторых других элементов. Но в отличие от Витимо-

Каренгских, в Тарбальджейских гранитоидах отмечаются повышенные содержания Th, Pb, Nb и подвижного урана, а также более высокое Th/U отношение. Геохимические особенности материнских гранитоидов отражаются в составе почвенно-торфяного слоя увеличением концентраций U, Mo, Cu, Pb, Th и TR.

По данным радионуклидного анализа урановых концентраций выявлены существенные смещения радиоизотопных соотношений в радиоактивном ряду ^{238}U от равновесных значений. Установлено, что изотопный возраст оруденения в Витимо-Каренгском районе 5-7 тыс. лет, в Тарбальджейском районе от 7-9 до 13-19 тыс. лет - оруденение на арбальджейской площади относительно древнее. Коэффициент радиоактивного равновесия между ^{226}Ra и ^{238}U менее единицы (0,2), величина отношения ^{230}Th (Io) к ^{238}U так же менее единицы (0,3). В то же время

коэффициент γ ($^{234}U/^{238}U$), значительно выше единицы (2,0). Такие параметры характерны для ситуаций современного привноса урана (с преобладанием более подвижного его изотопа 234) грунтовыми водами и осаждения его на геохимическом барьере.

Выявлены необходимые условия уранового рудогенеза в почвенно-торфяных отложениях в условиях Забайкальского региона: 1) наличие специализированных на уран пород (гранитоиды и др.) в области питания. Дополнительным положительным фактором является их дезинтегрированость (коры выветривания, зоны трещиноватости); 2) обогащенность почв растительной органикой, играющей роль геохимического и сорбционного барьера; 3) активные процессы выщелачивания, которые маркируются наличием подвижного U; 4) развитие речных долин 3-4 порядка с питанием торфяной системы урансодержащими грунтовыми водами; 5) развитие областей многолетней мерзлоты с сезонным оттаиванием. С учетом геологической истории развития региона, а также установленных минералогогеохимических особенностей ураноносных почвенно-торфяных отложений, разработана историко-геологическая модель их формирования в Витимо-Каренгском районе, включающая 4 этапа (рис. 1). Этап 1. Формирование в эпоху мезозойской тектономагматической активизации специализированных на уран гранитоидов (T_3-J_1) и их дальнейшая эрозия. Этап 2. В эпоху пенепленизации (К-Р) формирование коры выветривания гумидного типа с остаточным обогащением пород инертными компонента Th, TR и др., переводом некоторой части U, Mo, Pb, Cu и ряда других элементов в подвижные формы с образованием ранних погребенных рудных концентраций. Этап 3. Развитие многолетней мерзлоты, что способствовало переводу урана в подвижную форму. Этап 4. Формирование современного почвенно-торфяного слоя, обогащенного растительной органикой, поступление механическим путем Th и TR (стадия седиментогенеза). Формирование грунтовыми водами в периоды сезонного оттаивания приповерхностных концентраций U и сопутствующих элементов (Mo, Pb, Cu и др.) в почвенно-торфяном слое (стадия диагенеза) с концентрированием U и сопутствующих компонентов на сорбционно-восстановительном геохимическом барьере.

Несмотря на то, что не доказана промышленная значимость месторождений урана в почвенно-торфяных отложениях, полученные результаты возможно учитывать в будущем на стадии прогнозирования и поисков таких объектов.

Автор выражает глубокую и искреннею благодарность ведущим научным сотрудникам Тюленевой В.М. и Ружицкому В.В. за проведение минералогических исследований, главному научному сотруднику Щеточкину В.Н. за консультации в области теории рудообразования.

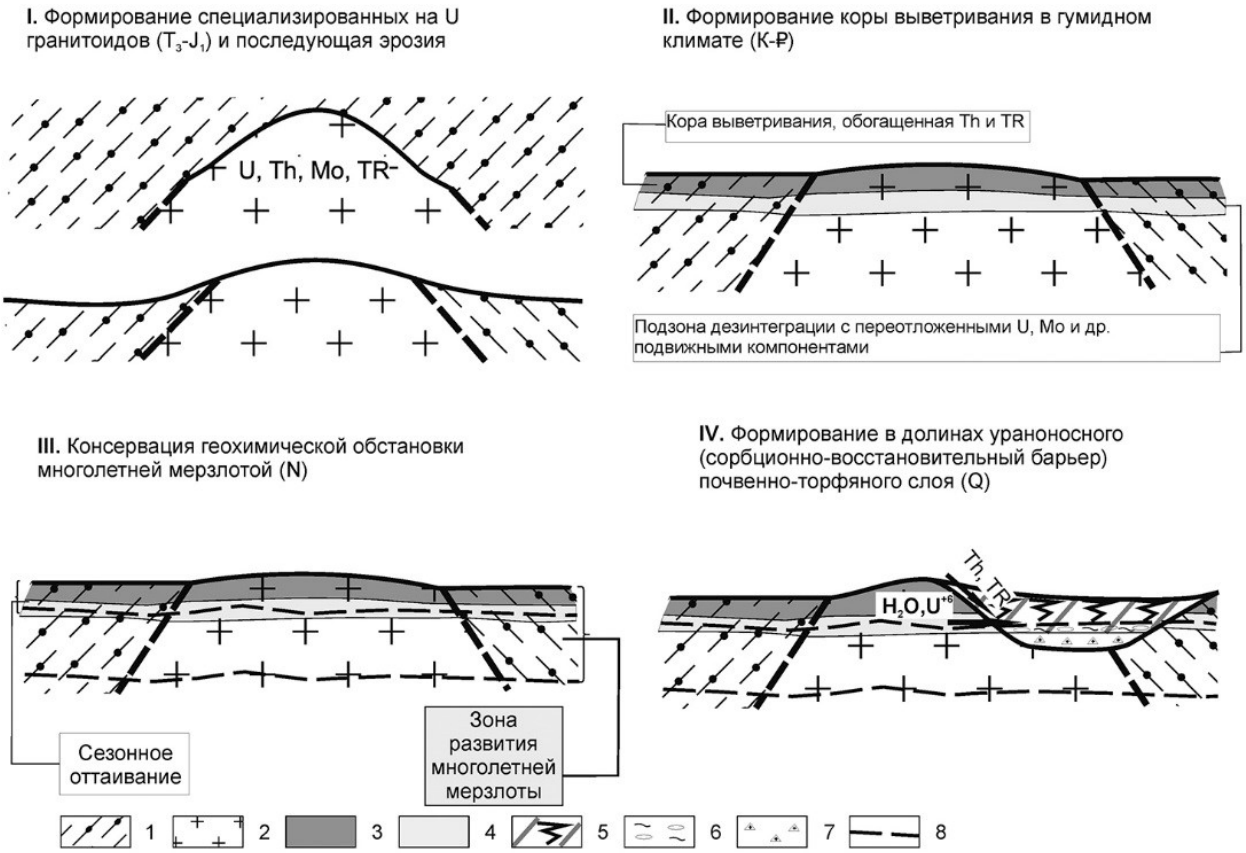


Рисунок 1. Историко-геологическая модель формирования месторождений урана в современном почвенно-торфяном слое на объектах Витимо-Каренгского района.

1. Архей-протерозойские сланцы. 2. Специализированные граниты, верхнетриасраннеюрские. 3. Кора выветривания. 4. Подзона дезинтеграции коры выветривания. 5. Ураноносные почвенно-торфяные отложения. 6. Конгломераты. 7. Дресвяно-щебнистые отложения. 8. Граница развития многолетней мерзлоты.

Петров О.В., Миронов Ю.Б., Лебедева Г.Б., Пуговкин А.А., Шатов В.В. «Поверхностные» месторождения – новое направление развития минерально-сырьевой базы урана России// Разведка и охрана недр. М. 2015. вып. 10. С 75 – 82.

Пешков П.А., Суматов Ю.М., Шумилин М.В. Молодой уран России // Разведка и охрана недр М., 2015. вып. 10. С. 24-28.

Строение и разновидности брекчий золото-меднопорфирового месторождения Малмыжское (Хабаровский край) на примере участка Свобода

Свистунов В.В. [1]

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

Золото-меднопорфировое месторождение Малмыжское – уникальный рудный объект мирового уровня, расположенный на территории Дальнего Востока России (Нанайский район Хабаровского края). Месторождение было открыто в 2005-2012 годах совместной командой российских и зарубежных геологов (Читалин А.Ф.и др., 2013). Данный объект обладает значительными преимуществами как в инфраструктурном (расположение в освоенном районе, наличие путей сообщения с крупными городами и рынками сбыта, доступность электроэнергии) так и в геологическом плане (утвержденные запасы меди >5.5 млн т и золота 300 т (по опубликованным данным IG copper), перспективы наращивания запасов на слабоизученных участках). Различие в геологическом строении и позиции оруденения в крупнейших порфировых центрах месторождения предоставляет широкие возможности для проведения здесь различных геологических исследований.

Территория Малмыжского месторождения представляет собой перекрытую четвертичными образованиями толщу терригенных морских отложений (песчаников, алевролитов) мелового возраста, относимых к Ларгасинской свите, которую прорывают интрузии (штоки, дайки) среднего и умеренно-кислого состава (диориты, гранодиориты). Такие интрузивные тела сопровождаются «классическими» для порфировых месторождений зонами метасоматических изменений и прожилково-вкрапленной рудной минерализации (Буханова Д.С., 2013, Игнатьев Е.К. и др., 2015). Структура месторождения контролируется разломами северо-восточного простирания. Они определяют и общее направление распространения диоритовых интрузий, и в целом, соответствуют более крупным региональным структурным элементам.

Наиболее изученными на данный момент являются 4 порфировых центра на территории месторождения: Центральный, Равнина (в них рудная минерализация тяготеет к диоритовому штоку), Долина (оруденение локализуется в кварцевых диоритовых порфиритах и вмещающих их ороговикованных осадочных породах), Свобода (рудная минерализация в кварцевых диоритах и в крупном теле гидротермально-магматических брекчий) (Игнатьев Е.К. и др., 2015).

Наличие гидротермально-магматических брекчий является довольно типичным для золотомеднопорфировых объектов, однако, как правило, их объемы в пределах месторождений составляют 10-15 % (Sillitoe R.H., 2010). В пределах участка Свобода гидротермальномагматические брекчии составляют до 40 % от общего объема пород. Кроме них, в строении участка принимают участие также кварцевые диоритовые порфириты, и осадочные породы (алевролиты, песчаники). В геологическом плане, интрузивы участка Свобода представляют собой близповерхностную апикальную часть Свободненского интрузивного массива (Шашорин Б.Н. и др., 2018).

Тело гидротермально-магматических брекчий представляет собой достаточно крупную структуру размером 1300х500 м (в плане), с крутопадающими контактами, ограниченную с юго-востока крупным разломом северо-восточного простирания. Гидротермальномагматические брекчии на глубину распространяются более чем на 850 м, где они вскрываются наиболее протяженными скважинами, которые, впрочем, на забое не выходили из брекчиевых тел.

В пределах участка Свобода выделено 3 основных разновидности брекчий: гидротермальные-магматические, фреатомагматические, тектонические. Они различаются

между собой по характеру цементирующего материала, количеству и составу обломков, пространственным взаимоотношениям, позицией оруденения, характером вторичных изменений. В пределах гидротермально-магматических брекчий выделяются как непосредственно гидротермальные, так и интрузивные, различающиеся между собой прежде всего составом цементирующего материала (табл.1).

Таблица 1. Разновидности брекчий, распространенных в пределах участка Свобода месторождения Малмыжское

Тип брекчий		Распространение	Характеристика тел	Характеристика обломков	Характеристика матрикса	Позиция оруденения
Тектонические		Локально	Узкие, линейно-вытянутые, мощностью до 5м, протяженность – десятки-сотни метров	Угловатые, размер 1-5см, состав – песчаники, диоритовые порфириты, 20-60% породы	Тонкоперетертый обломочный материал	Тонкие qtz-ру прожилки, рассеянные ру>>сру, в обломках и в матриксе, ∑sulf<1%
Гидротермально-магматические	Гидротермальные	Распространены	Крупные тела неправильной формы, реже – дайкоподобные тела, размер – десятки сотни метров	Угловатые, размер – 1-5см, состав – диоритовые порфириты, реже - песчаники, 30-60% породы	Кварц-серицитовый, кварцевый материал, иногда – густая сеть прожилкования	qtz-ру прожилки мощностью 0.01-5см, рассеянная вкрапленность ру, сру, ∑sulf 1-4%
	Интрузивные	Преобладают	Крупные тела трубообразной формы, размер – сотни метров	Угловатые, полуокатанные, размер – 2-10см, состав – песчаники, диоритовые порфириты, 40-60% породы	Диоритовый, диорит-порфировый	Тонкие qtz-ру прожилки, рассеянные ру>сру, в обломках и в матриксе, ∑sulf 1-2%
Фреато-магматические		Редкие	Неправильные тела, трубообразной формы, размер – десятки метров	Окатанные, полуокатанные, угловатые, 1-5см, состав – qtz-ser метасоматиты, диоритовые порфириты, песчаников, роговиков, 60-80% породы	Тонкозернистый хлорит-эпидотовый материал	Рассеянная вкрапленность в матриксе, реже в обломках ру>сру, ∑sulf 1-1.5%

Примечание: в таблице приняты следующие сокращения: sulf – сульфиды, ру-пирит, сру – халькопирит, qtzкварц.

Тектонические брекчии развиваются по зонам тектонических нарушений (обычно мощность таких брекчиевых зон составляет до 5 м), представляют собой породу, состоящую из угловатых обломков песчаников и диоритовых порфиритов (от 1-2 см до 5-7 см), сцементированных кварц-серицитовым материалом, количество обломков 20-60 %. Сульфидная минерализация представлена в тонких кварц-пиритовых прожилках и в виде рассеянной вкрапленности пирита по матриксу.

Интрузивные брекчии (наиболее распространены) сложены угловатыми и полуокатанными обломками вмещающих пород (песчаников, алевролитов) а также диоритовых порфиритов, сцементированных диоритовым матриксом. Размер обломков от 2 до 40 см и даже 1 м, чаще 2-10 см. Соотношение обломков песчаников и диоритов варьирует в широких

значениях, встречаются участки, как и с примерно равным количеством, так и полное отсутствие того или иного компонента. Общее количество обломков – 40-60 %, распределение достаточно равномерное. Сульфидная минерализация в кварц-пиритовых прожилках и виде рассеянной вкрапленностью пирита (по матриксу и в обломках), реже халькопирита. В среднем содержание сульфидов составляет 1-1.5 %. Встречаются участки, на которых рудные минералы располагаются только в обломках, либо только в матриксе (либо занимают оба этих положения), а также и безрудные разновидности интрузивных брекчий.

Гидротермальные брекчии сложены обломками диоритовых порфиритов, намного реже – песчаников и роговиков, цемент – существенно кварц-серицитовый, кварцевый, иногда в виде густой сети прожилков. Обломки чаще угловатые, реже слабоокатанные, размером от 1-2 см до 20-30 см (в единичных случаях до 1-2 м), преобладает мелкообломочная фракция (первые см). Распределение обломков в целом достаточно равномерное, в среднем их количество составляет 30-60 % породы, однако встречаются участки с крайне неравномерным распределением обломков и их количество может изменяться от 10 до 90 %. Рудная минерализация представлена кварц-сульфидными (пирит±халькопирит) прожилками, мощностью от долей мм (залеченные трещины) до 3-5 см. Также в гидротермальных брекчиях распространена рассеянная вкрапленность сульфидов, редко наблюдаются локальные стяжения до 5-10 см в диаметре, почти полностью сложенные халькопиритом. В целом распределение сульфидов неравномерное, изменяется от 0.1 % до 3-4 % породы, присутствует, как в обломках, так и в цементирующем материале. По-видимому, именно с гидротермальными брекчиями связан основной рудный потенциал зоны Свобода. Фреатомагматические брекчии имеют достаточно локальное распространение. Они представляют собой породы, сложенные окатанными, полуокатанными, угловатыми обломками кварц-серицитовых метасоматитов, диоритовых порфиритов, песчаников, роговиков, сцементированные тонкозернистым хлорит-эпидот-магнетитовым цементом.

Преобладает мелко-среднеобломочная фракция (1-5 см), которая составляет 60-80 % породы. Сульфидная минерализация достаточно бедная (1-1.5 %, пирит преобладает над халькопиритом), представлена в виде рассеянной вкрапленности, преимущественно в цементе, реже в обломках хлорит-серицитовых метасоматитов (Игнатьев Е.К. и др., 2015). Изучение приуроченности рудной минерализации к определенным типам брекчиевых образований может выполнять роль важного поискового критерия, который поможет помочь определить, например вертикальный размах оруденения. Причем, делать это, как непосредственно на месторождении Малмыжское, так и на других объектах золотомеднопорфирового типа.

Буханова Д.С. Вторичные изменения вмещающих пород медно-порфирового месторождения Малмыжское, Дальний Восток России // Мат. XI Региональной мол. науч. конф. «Природная среда Камчатки». 2013. 162 с

Игнатьев Е.К., Колесников А.Н. и др. Отчет по оценочным работам на рудное золото, медь и сопутствующие компоненты, проведенным на выявленных объектах Малмыжского рудного поля и участке Северный Малмыж в 2013-2015 гг., с подсчетом запасов меди и золота по состоянию на 01.01.2015 г. Хабаровск. 2015

Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И., Игнатьев Е.К., Колесников А.Г. Малмыжское – новая крупная золотомедно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-

Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65-69

Шашорин Б.Н., Макаров А.И., Руднев В.В., Выдрич Д.Е. Геолого-геофизическая модель Малмыжскоеской рудно-магматической системы и возможности ее использования в прогнозировании (Северный Сихотэ-Алинь) // Разведка и охрана недр. – 2018 - №2- с.8 – 16.

Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology. v. 105. 2010. pp. 3–41

Структурно-вещественные модели трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская» (Якутская алмазоносная провинция)

Серебряков Е.В.[1], Гладков А.С.[1]

[1]*ИЗК СО РАН, г. Иркутск, serebryakov.e.v@mail.ru, gladkov@crust.irk.ru*

В настоящее время имеется большое количество работ, характеризующих модельные представления о строении и формировании кимберлитовых трубок для разных регионов мира (Hawthorne, 1975; Харькив и др., 1998 и др.). При этом в подавляющем большинстве из них детально рассмотрены вопросы, касающиеся минералогии, петрографии кимберлитов, распределения различных фаз внедрения, изучения глубинных ксенолитов и в целом они посвящены проблемам вещественного строения трубок. Структурной составляющей, в силу различных причин, уделяется гораздо меньше внимания. Между тем изучение структурных особенностей не менее важно, поскольку именно тектонические нарушения формируют в литосфере первичные каналы проницаемости, которые при наличии благоприятной магматической обстановки обеспечивают возможность внедрения кимберлитовых тел. Отсутствие структурных данных в моделях формирования кимберлитов значительно снижает научную и практическую значимость подобных построений. В своих исследованиях мы попытались восполнить этот пробел, используя интегрированный подход к анализу вещественных и структурных составных элементов коренных месторождений алмаза – трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская», расположенных в пределах Накынского поля Якутской алмазоносной провинции и ставших объектами исследования в представляемой работе. В настоящий момент они вовлечены в промышленную отработку, что создает уникальные условия для их всестороннего изучения.

Вещественные комплексы, развитые в пределах участка локализации трубки «Нюрбинская», представлены осадочными (вмещающие и перекрывающие) и магматическими образованиями. Вмещают трубку терригенно-карбонатные отложения мархинской (Є$_3$mrh) и олдондинской (O$_1$ol$_{1-2}$) свит позднего кембрия – раннего ордовика. С поверхности трубка перекрыта слабосцементированными терригенными образованиями мезо-кайнозойского возраста (J$_{1-2}$ – Q$_4$), мощностью 56-71 м. Магматические образования составляют Нижнегерцинский интрузивный мегакомплекс. В него системно входят две формации: первая – щелочно-ультраосновная, представлена собственно кимберлитовым телом трубки и вторая, базальт-долеритовая, выраженная парой сближенных даек щелочных базальтоидов Вилюйско-Мархинского интрузивного комплекса, одна из которых пространственно сопряжена с телом трубки, а вторая находится в 235 метрах на юго-восток от первой. Геологическая ситуация на участке локализации трубки «Ботуобинская», находящейся в трех километрах на юго-запад от трубки «Нюрбинская», в значительной степени аналогична. Отличительной особенностью является увеличенная до 80 метров мощность перекрывающих отложений, а также представленность магматических образований щелочно-ультраосновной формацией, выраженной собственно кимберлитами трубки, без проявлений базитового вулканизма.

Фактологической базой для разработки моделей вещественных комплексов трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская» послужили результаты изучения минералогопетрографических свойств кимберлитов, выполненного Д.А. Кошкаревым с коллегами (Гладков и др., 2016), а также результаты эксплуатационной разведки. На основе этих данных на погоризонтных планах выделены современные границы распространения разных генераций кимберлита, а также реконструированы границы фаз на момент внедрения. Последнее осуществлялось путем анализа ореолов распространения обломков ранних генераций в пределах более поздних и определения промышленных содержаний ситовых классов алмаза, которые могут существенно различаться

для разных фаз. Посредством использования возможностей трехмерного моделирования, реализованного в программе AutoCAD (компания-разработчик Autodesk), для каждого из выделенных вещественных комплексов (порфировый кимберлит, эруптивная кимберлитовая брекчия и автолитовая кимберлитовая брекчия) созданы объемные модели их геологических тел. Структурная часть модели разрабатывалась по результатам геолого-структурного картирования и тектонофизических исследований, выполненных в пределах карьеров «Нюрбинский» и «Ботуобинский». На объектах исследования была создана сеть точек, в каждой из которых выполнялся единообразный комплекс наблюдений, направленный на сбор информации об основных параметрах тектонической трещиноватости, ее количественных характеристиках, локальных разрывных нарушениях, пликативных дислокациях и др. Схема производства наблюдений подробно изложена в работе (Семинский и др., 2005). Комплексный анализ данных о тектонических элементах, распространенных в пределах карьерных полей трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская», с применением технологии трехмерного компьютерного моделирования позволил создать объемные модели разломно-блокового строения участков их локализации.

В структурном отношении обе рассматриваемые трубки, а также другие проявления кимберлитового магматизма Накынского поля (тело «Майское», «Мархинское», дайка «Межтрубочная», рудопроявление «Озерное»), приурочены к Диагональному разлому северсеверо-восточной ориентировки, вдоль осевой линии которого они располагаются. Оба кимберлитовых тела локализованы в пределах разломных узлов, имеющих схожее строение. Для трубки «Нюрбинская» узел включает в себя разрывные нарушения север-северовосточной (Диагональный разлом), восток-северо-восточной (Широтный разлом), северовосточной (Ботуобинский разлом) и северо-западной ориентировок. Разломы первых трех направлений по протяженности отвечают региональному уровню, а последнего – локальному уровню согласно ранговой шкале дизъюнктивных структур (Лобацкая, 1987). Для трубки «Ботуобинская» выделены те же основные направления развития разрывных структур, но из них региональному уровню отвечают только дизъюнктивы север-северо-восточного направления, являющиеся продолжением Диагонального разлома. Как известно более протяженные разрывы обладают большей глубиной активного проникновения, амплитудой смещения, зоной динамического влияния (Шерман, 1977). Следовательно, разломы регионального и более высоких рангов и в еще большей степени узлы их пересечения образуют высокопроницаемые для флюидов зоны, что может являться одной из причин формирования в их пределах наиболее крупных по размеру кимберлитовых тел. Данный вывод справедлив по отношению к изученным объектам, для которых установлено более чем двукратное превосходство в объеме внедрившегося магматического материала трубки «Нюрбинская» над трубкой «Ботуобинская».

Следующим шагом, после выявления особенностей строения кимберлитовмещающих узлов, стало определение кинематики перемещения по выявленным разрывам, путем восстановления полей напряжения. Для этого была создана сеть точек наблюдения, в которых был выполнен массовый замер тектонических трещин. Точки располагаются в области развития перекрывающих и вмещающих отложений, а также в пределах даек базальтоидов. Анализ диаграмм трещиноватости показал наличие на большей части из них признаков хаотичной сети, что указывает на существование нескольких этапов эволюции разрывов, отличающихся главенствующим полем напряжения. Выявление этих этапов осуществлялось с применением известных методических приемов реконструкции полей напряжения (методы Николаева и Гзовского). Подавляющее большинство полученных решений, отвечают сдвиговому полю напряжений, что говорит о том, что именно сдвиги были главным кинематическим типом перемещения по разломам в пределах исследуемых узлов. Для определения направления перемещения крыльев разломов проведен анализ роздиаграмм простираний осей сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1), полученных по вмещающим отложениям и отвечающих периоду внедрения трубок, который показал наличие двух ярко выраженных сдвиговых этапов: один из них характеризуется северо-западной ориентировкой оси σ_1 и северо-восточной – оси σ_3, а другой –

север-северо-западной ориентировкой оси σ_1 и восток-северо-восточной σ_3. С первым из них мы связываем формирование кимберлитовой трубки «Нюрбинская», что подтверждается результатами анализа кинематических данных и физического моделирования (Гладков и др., 2016). В его пределах цитируемыми авторами выделено четыре подэтапа, соответствующих четырем фазам внедрения кимберлита. На протяжении первых трех сохранялось поле напряжений с ориентировкой осей σ_1 в северозападном направлении и осей σ_3 в северо-восточном, а на последнем главенствующее поле изменилось до обратного.

Таким образом, в результате проведенных исследований для трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская» разработаны: вещественная модель, модель разломно-блокового строения, а также реконструированы поля напряжений и определена кинематика движения по разломам в момент внедрения кимберлитового расплава. Синтезирование полученных результатов позволило предложить структурно-вещественные модели рассматриваемых объектов (рис. 1).

Сравнительный анализ полученных структурно-вещественных моделей показал, что локализация отдельных фаз рассматриваемых трубок происходила в пределах единых рудовмещающих структур, коими являются структуры присдвигового растяжения двух типов. Первые представляют собой структуры растяжения, образованные на участках сопряжения Диагонального рудовмещающего разлома север-северо-восточной ориентировки с частными дислокациями зоны разрывных нарушений восток-северо-восточного направления. В них сформированы первые три фазы кимберлитовой трубки «Нюрбинская», а также первая, и заключительная фазы трубки «Ботуобинская». Остальные генерации кимберлита рассматриваемых трубок были внедрены на участках пересечения двусторонних сдвигов, одним из которых в обоих случаях являлся Диагональный разлом. Приуроченность большей части фаз внедрения, в том числе и самых ранних, к структурам растяжения первого типа указывает на их определяющую роль в локальном контроле кимберлитового магматизма исследуемого района.

Выделенные структуры, развиты преимущественно в гипабиссальной зоне и отвечают за непосредственную локализацию порций кимберлитового расплава. Доставка дискретных порций кимберлитового расплава от магматической камеры к приповерхностным горизонтам происходила по разломам фундамента, выступающим в качестве каналов повышенной проницаемости, которыми для трубки «Нюрбинская» был Ботуобинский, а для трубки «Ботуобинская» – Дяхтарский разлом. В совокупности, рассмотренные дизъюнктивные элементы формируют в земной коре стволовые проницаемые зоны, благоприятные для миграции расплавов и локализации кимберлитовых тел.

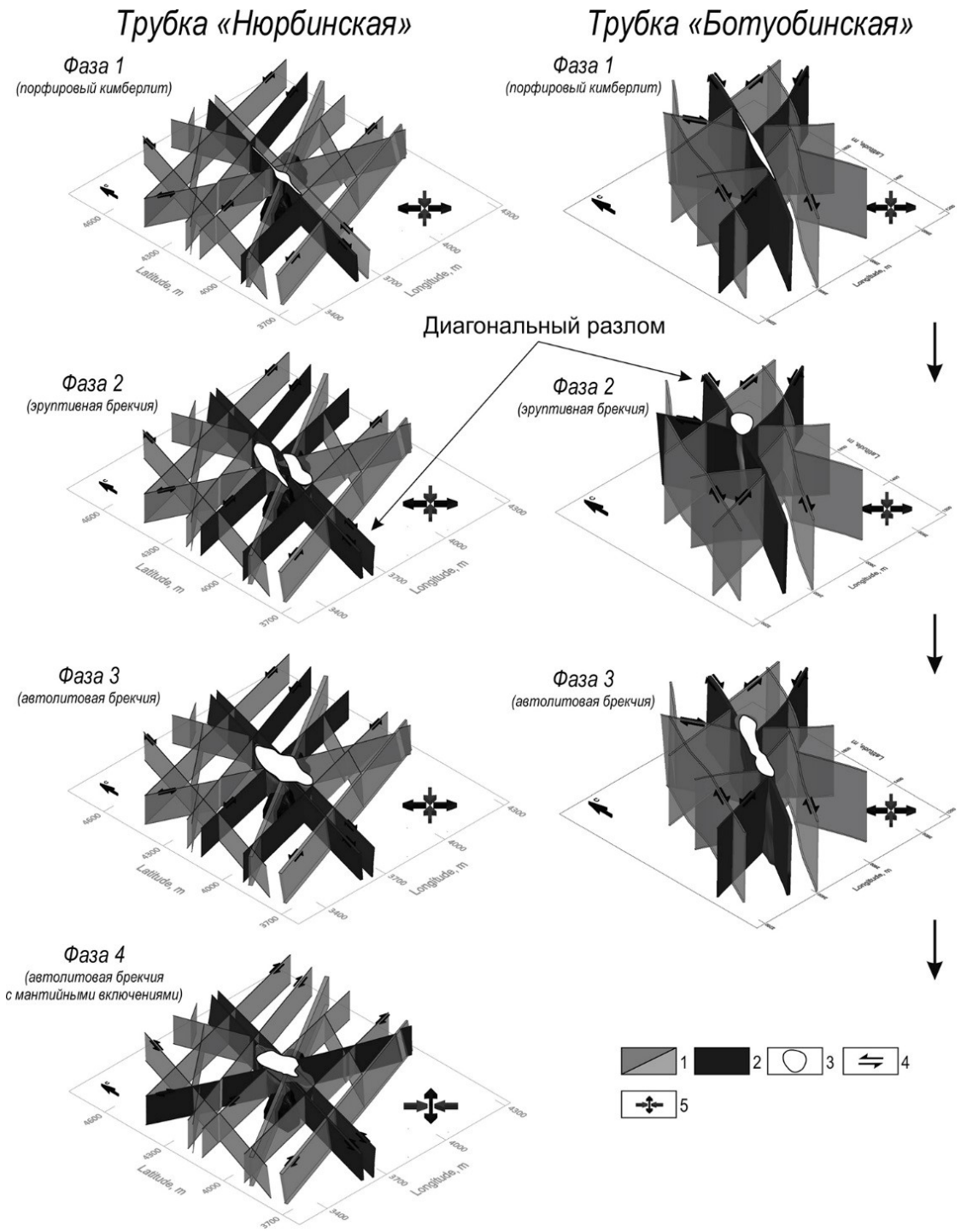


Рисунок 1. Объемные структурно-вещественные модели кимберлитовых трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская».

1 – не активизированные сегменты разрывных нарушений; 2 – сегменты нарушений, формирующие рудовмещающую структуру; 3 – контуры фаз внедрения; 4 – направление перемещения крыльев разломов; 5 – направление действия главных нормальных напряжений.

Гладков А.С., Кошкарев Д.А, Черемных А.В., Жоао Ф., Карпенко М.А., Марчук М.В.,
Потехина И.А. Структурно-вещественная модель становления кимберлитовой трубки Нюрбинская (Средне-Мархинский район Якутской алмазоносной провинции) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. №3. С. 435-458.

Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 129 с. Семинский К. Ж, Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 291 с.

Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра. 1998. 555 с.

Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.

Hawthorne J.B. Model of a kimberlite pipe // Physics and Chemistry of the Earth. 1975. № 9. P. 115.

Вариации изотопного состава неодима по разрезам "критического горизонта" г. Нюд (Мончегорский ультрамафит-мафитовый плутон, Кольский полуостров)

Серов П.А.[1], Кунакузин Е.Л.[1], Стешенко Е.Н.[1], Борисенко Е.С.[1], Екимова Н.А.[1]

[1]*ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, serov@geoksc.apatity.ru*

В северо-восточной части Фенноскандинавского щита, в центральной части Кольского полуострова, расположены две крупные палеопротерозойские расслоенные интрузии: Мончегорский мафит-ультрамафитовый плутон (Мончеплутон) площадью 55 км^2 и Мончетундровский мафитовый массив площадью около 120 км^2. Они объеденены в Мончегорский комплекс расслоенных интрузий (Расслоенные интрузии…, 2004; Шарков, 2006; Шарков, Чистяков, 2014; Гроховская и др., 2003, 2012; Чащин и др., 2016) и входят в состав Мончегорского хромово-платинометально-медно-никелевого рудного района (Коровкин и др., 2003). Рудный потенциал Мончегорского рудного района определяется главным образом месторождениями, связанными с Мончегорским плутоном, который является одним из наиболее продуктивных в отношении полезных ископаемых среди многочисленных палеопротерозойских расслоенных интрузивов Фенноскандинавского щита. Пространственно и генетически с ним связана целая серия месторождений и проявлений полезных ископаемых – ЭПГ-Cu-Ni сингенетических и эпигенетических руд (Чащин и др, 2016).

Первые сведения о возрасте Мончеплутона были получены Sm-Nd методом по ортопироксенитам массива Нюд и пегматоидным габброноритам "критического" горизонта Нюда, которые составили 2482±48 и 2492±31 млн. лет, (Tolstikhin et al., 1992), а также U-Pb методом по циркону из габброноритов "критического" горизонта Нюда, равные 2493±7 млн. лет (Balashov et al., 1993) и 2504.4±1.5 млн. лет (Amelin et al., 1995). Более поздние геохронологические исследования, в целом подтвердили полученные ранее данные (Баянова, 2004; Bayanova et al., 2014; Рундквист и др., 2014; Серов и др., 2015). Результаты U-Pb датирования пород Мончегорского плутона – ортопироксенитов и оруденелых норитов месторождения Нюд-II, метаплагиоклазитов платиноносного рифа и метагаббронноритов массива Вурэчуайвенч – укладываются в диапазон 2496-2506 млн. лет (Чащин и др., 2016, Серов и др., 2015). Смена состава пород от ультраосновных к основным в вертикальном разрезе нарушается наличием рудного дунит-перидотитового пласта среди ортопироксенитов горы Сопча (рудный пласт "330") и «критического» горизонта с оливинсодержащими породами на горе Нюд (Расслоенные интрузии…, 2004; Шарков, 2014, Чащин 2016). Возраст гарцбургитов платиноносного рифа "330" горизонта Сопчи, определенный Sm-Nd методом по породообразующим минералам и сульфидам, равен 2442±59 млн. лет, который согласуется с геологическими представлениями об образовании его за счет внедрения дополнительной порции высокотемпературной ультраосновной магмы, испытавшей значительную коровую контаминацию ((Расслоенные интрузии…, 2004). Для рудных и безрудных оливиновых норитов из карьера Нюд-II были получены U-Pb и SmNd возраста. Для рудных оливиновых норитов был получен низкий Sm-Nd возраст, равный 1940±32 млн. лет, в то время как U-Pb возраст по цирконам для этой пробы дает значение 2506±3 млн. лет (Серов и др., 2015, Чащин и др., 2016). Интерпретация полученного Sm-Nd возраста затруднена ввиду того, что породы критического горизонта г. Нюд, к которому относится и рудное тело карьера Нюд-II, практически не подвергались вторичным изменениям, а сульфидная минерализация описывается в публикациях разных авторов (Расслоенные интрузии…; Шарков, 2014 и др.) как сингенетическая. Наиболее правдоподобным объяснением полученного возраста может служить предположение о том, что

во время формирования рудной минерализации был нарушен Sm-Nd изотопный баланс на уровне минералов и пород в целом, что привело к омоложению возраста, который отражает время последней перестройки. U-Pb возраст по циркону для безрудных оливиновых норитов, равный 2503±8 млн. лет, близок к Sm-Nd возрасту по сульфидным минералам, оливину и породе в целом - 2491±110 млн. лет. Повышенная ошибка определения Sm-Nd возраста связана с небольшим разбросом отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ и с повышенной погрешностью определения изотопного состава в сульфидах (Серов и др., 2015; Чащин и др., 2016).

"Критический горизонт" Нюда в районе месторождения Терраса (рис. 1) был изучен в ходе полевых работ по пяти разрезам длиной от 6.5 м на северном фланге до 60-90 м в центральной его части и на юго-восточном фланге. Сульфидная минерализация приурочена к верхней зоне контакта оливиновых норитов с ороговикованными, тонкополосчатыми породами собственно "критического горизонта". В нижней части этой рудоносной зоны она представлена тонкой мелкой вкрапленностью с содержанием около 1% сульфидов, которая укрупняется вверх по разрезу, иногда до гнездовидной в верхах зоны, при этом содержание сульфидов увеличивается до 2-3%. Изотопные Nd-Sr данные по разрезам оливиновых норитов показывают различную степень изменения вторичными процессами в разных изотопных системах. Результаты Rb-Sr и Sm-Nd анализа по породам в целом дают основания предполагать большую сохранность Rb-Sr системы по сравнению с Sm-Nd-системой.

Начальный изотопный состав стронция для большинства исследованных проб изменяется в узком диапазоне (0.702-0.704), однако для ороговикованных разностей и пород с сульфидной минерализацией отмечаются более низкие значения начального изотопного состава – около 0.702. В то же время, Sm-Nd данные для этих же образцов обнаруживают экстремальный разброс значений εNd(T), которые бессистемно варьируют от малых отрицательных (-1.25) до сильноположительных величин (+8 – +14). Подобные вариации вызваны, вероятнее всего, суммой факторов, среди которых: повышенные аналитические погрешности измерений образцов с низкими, доли ppm, концентрациями элементов, возможное смешение нескольких источников с различными изотопными характеристиками, различная степень измененности под воздействием метаморфических или метасоматических процессов и флюида, возможная неравномерная перестройка изотопной системы при внедрении дополнительных порций магмы и прогреве контактирующих пород а также процессы диффузии РЗЭ.

Для верификации предположения о возможном смешении двух или более источников с различными изотопными характеристиками были построены тестовые диаграммы в координатах "обратная концентрация vs. изотопный состав" (рис. 2).

На диаграмме с Rb-Sr (рис. 2а) данными точки проанализированных проб образуют облако без какой-либо корреляции, что указывает на отсутствие зависимостей между изотопным составом и концентрацией. В этом случае можно говорить о том, что Rb-Sr системы изученных образцов не являются результатом смешения источников с различными изотопными параметрами. В случае Sm-Nd системы (рис. 2б) большинство точек образуют на графике линейный тренд, что может указывать на смешанный источник или процессы контаминации.

Таким образом, установлено, что:

- участки с промышленными концентрациями Pt+Pd зачастую характеризуются резкими вариациями изотопных составов неодима, что, вероятно, связано с повышенной флюидонасыщенностью и диффузией РЗЭ;

- результаты Rb-Sr и Sm-Nd анализа дают основания предполагать большую сохранность RbSr системы по сравнению с Sm-Nd-системой, для которой отмечаются признаки изотопной перестройки при смешении или контаминации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 16-05-00305, 18-35-00246 мол_а, 18-05-70082 Ресурсы_Арктики) и Программы Президиума РАН №48. Тема госзадания № 0231-2015-0005.

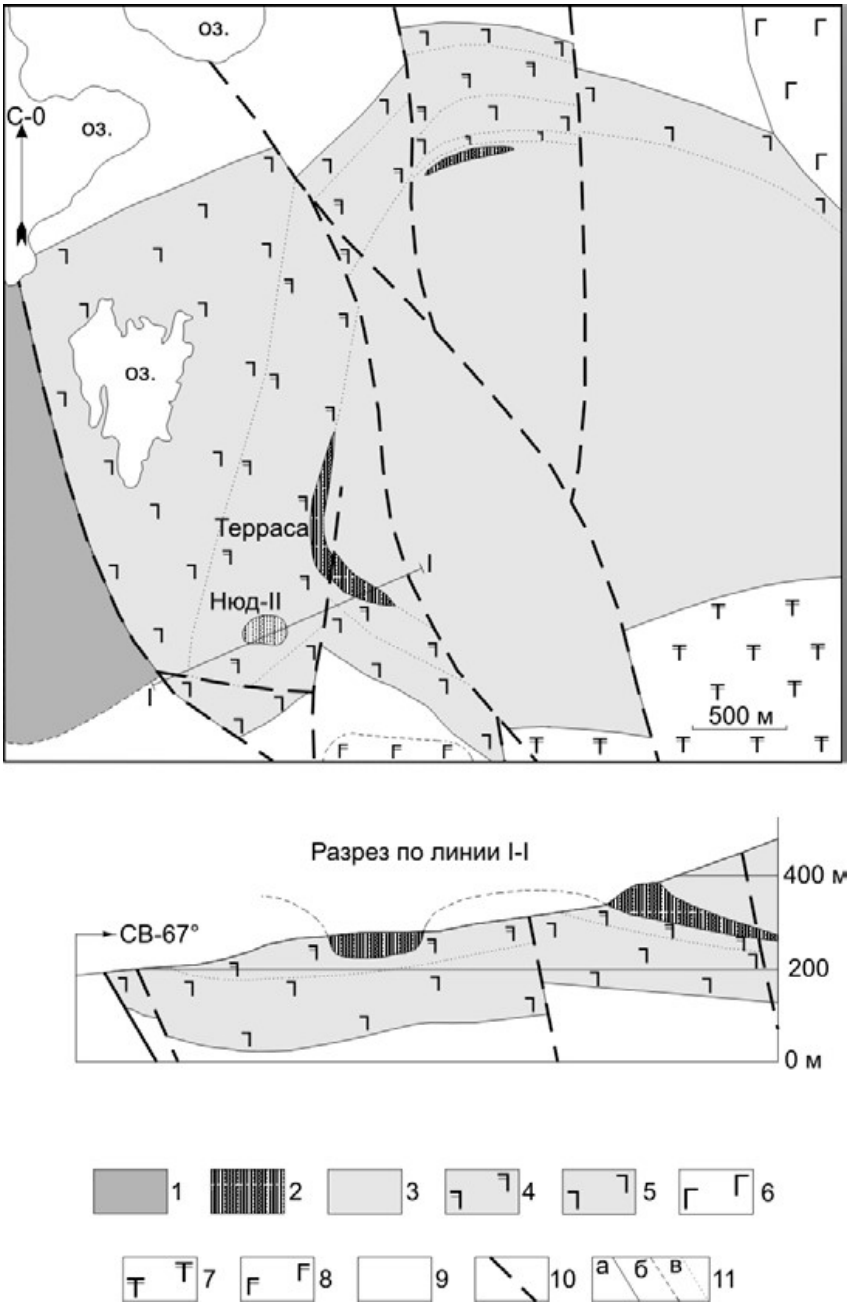


Рисунок 1. Схема геологического строения массива г. Нюд (Чащин и др., 2016).

1 – ортопироксениты массива Сопча; 2 – породы “критического горизонта”: незакономерное чередование микрогаббронноритов, микронноритов, мезо-меланократовых норитов и плагиопироксенитов с ксенолитами ороговикованных пород кровли; 3 – нориты лейкомезократовые; 4 – нориты оливиновые меланократовые; 5 – нориты меланократовые с участками плагиопироксенитов; 6 – габбронориты мезократовые массива Поаз; 7 – метагаббронориты мезо-лейкократовые с горизонтами метаплагиоклазитов массива Вурэчуайвенч; 8 – кварцевые метагаббро массива 10 аномалии; 9 – архейские кварцевые диориты и гнейсо-диориты; 10 – разрывные нарушения; 11 – геологические границы: (а) достоверные, (б) предполагаемые, (в) фациальные.

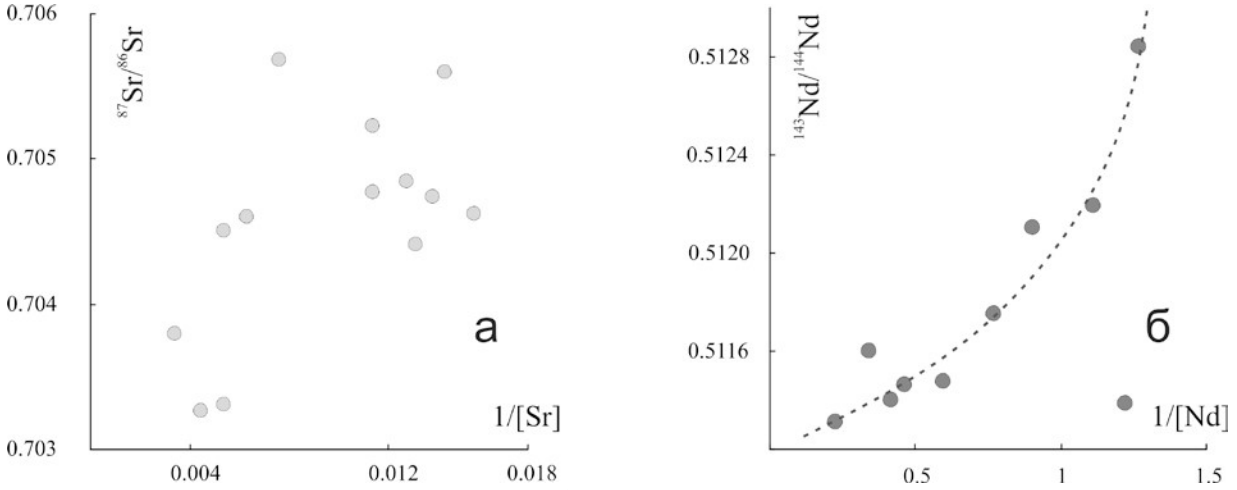


Рисунок 2. Диаграммы в координатах “обратная концентрация vs. изотопный состав” для RbSr (а) и Sm-Nd (б) систем проанализированных образцов.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329-352.

Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В. и др. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 416-440.

Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб: ВСЕГЕИ, 2003.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Ч. 1. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2004. 177 с.

Рундквист Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А. и др. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U-Pb (IDTIMS, SHRIMP)-датирования бадделеита и циркона // ДАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67-72.

Серов П.А., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Чащин В.В., Стешенко Е.Н. Магматизм и метаморфизм Мончегорского рудного узла: новые Sm-Nd возрастные данные // Мат. Четвертой Рос. Молодеж. Школы с междунар. участием «Новое в познании процессов рудообразования». Москва. ИГЕМ РАН. 2015. С. 199-202.

Чащин В. В., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Серов П. А. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопногеохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. №1. С. 41-63.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Niоруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафитультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 3. С. 171–194.

Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. V. 75. P. 31-46.

Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northestern Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. V. 64 № (1-4). P. 197-205.

Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P. et al. Layered PGE paleoproterozoic (LIP) intrusions in the N-E part of the Fennoscandian Shield – isotope Nd-Sr and $^{3}He/^{4}He$ data, summarizing U-Pb ages (on baddeleyite and zircon), Sm-Nd data (on rock-forming and sulphide minerals), duration and mineralization / Geochronology – Methods and Case Studies / ed. N.-A. Mörner // INTECH, 2014. P. 143-193.

Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L. et al. Juvenile helium in ancient rocks: II. U-He, K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr systematic in the Monche Pluton. 3He/4He ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // Geochimica et Coscochimica Acta. 1992. V. 56. P. 987-999.

Гранаты из базитов интрузии Кувалорог (Камчатский Срединный Массив, Камчатка, Россия)

Соловьев К.А.[1,2], Светлицкая Т.В.[2]

[1]*НГУ, Новосибирск, kostyasolovyov54@gmail.com*
[2]*ИГМ СО РАН, Новосибирск*

Пироп-альмандиновый гранат (часть парагенезиса гранатовых перидотитов) служит показателем высоких давлений в метаморфических ассоциациях. Известно несколько базитультрабазитовых комплексов, в которых описаны гранатсодержащие габброиды (Mazzucchelli et. al., 1992). В результате экспериментальных и теоретических работ был установлен список возможных генезисов гранатов: ксеногенный, метаморфогенный, реакционный субсолидусный, реакционный ликвидусный (Mazzucchelli et. al., 1992; Green T.H., 1982). Кувалорог (65 км северо-западнее города Петропавловск-Камчатский, на водоразделе рек Правый Кихчик, Порожистая, Степанова и Кувалорог) представляет собой расслоенный базит-ультрабазитовую лополит с короткой осью 4.5 км и длинной 7 км, в котором были обнаружены гранатовые и гранатсодержащие базиты. Массив расположен на юге Камчатского Срединного Массива в южном периклинальном замыкании горстантиклинальной структуры последнего и залегает среди углеродсодержащих метаалевролитов и метапесчаников. Экзоконтакт интрузии сложен ставролит-силлиманитгранатовыми роговиками. Часть интрузии перекрыто рыхлыми четвертичными отложениями. Кувалорог принадлежит Дукукскому комплексу. Возраст массива определен Rb-Sr методом и равняется 54.96±0.46 млн.лет. Интрузия характеризуется множеством цикличных ритмов, в которых оливиновые или оливинсодержащие плагиоклаз-флогопитамфибовые пироксениты с прослоями кортландитов и шрисгеймитов, вверх по разрезу сменяются ортопироксеновыми горнблендитами, биотит-амфиболовыми габбро и норитами (от мелано- до лейкократовых) завершают ритмы гранатсодержащие лейкократовые амфибол-биотитовые нориты с частыми ксенолитами вмещающих пород (размером до 15 м). Ксенолиты метаморфизованны до ставролит-силлиманит-гранатовых роговиков. Именно в лейкократовых норитах обнаружены гранаты, они встречаются по всему разрезу интрузии. Выше по разрезу интрузии ритмы сокращаются и начинаются с ортопироксеновых горнблендитов и заканчиваются мела-, мезо- или лейкократовыми биотит-амфиболовыми норитами или габбро (Трухин Ю.П., 2007; Селянгин О.Б., 2007; Конников Э.Г. и др., 2009). По последним оценкам P-T условия формирования интрузии равновесная температура равняется 950-1070 °С, давление 11-14 кбар, что подтверждается парагенезисом Орх и герцинита (Шелепаев Р.А. и др, 2007).

В данной работе изложены результаты онтогенического и минералого-геохимического исследования гранатов интрузии Кувалорог с целью определения их возможного генезиса. Фактический материал исследования включал в себя 18 шлифов изготовленных из образцов керна скважины №5, пробуренных на западе массива в долине ключа Медвежий в 60-х годах прошлого века в результате геологического картирования.

Исследование 900 погонных метров керна из скважины №5 дало следующие результаты. На данном глубинном промежутке наблюдаются ритмы, которые начинаются с плагиоклазовых или биотит-плагиоклазовых горнблендитов, выше залегают кварцсодержащие биотитамфиболовые мела-, мезо- или лейкократовый нориты, закономерно сменяющие друг друга. В верхней части керна ритмы начинаются с мезократовых кварцсодержащих биотитамфиболовых габбро или норитов, которые сменяются выше лейкократовыми разновидностями.

Характерной особенностью состава пород является широкое развитие водосодержащих минералов (биотит, буро-зеленая и бурая роговая обманка, куммингтонит), суммарное

количество которых доходит до 50 об. %, и отсутствие клинопироксена, при достаточно большом содержании ортопироксена (до 20%). Кварц составляет до 5 об.% породы. В двух шлифах развит герцинит.

Гранат содержат 3 шлифа: в верхней части керна (шлиф С5-1б) и в его середине (шлифы С55а и С5-5б). Шлиф С5-1б представляет собой гранатсодержащий биотит-амфиболовый лейконорит. Зерна гранатов ксеноморфные и имеют размер до 1.2 мм в поперечном сечении. Они распределены в шлифе неравномерно. Наблюдаются коронитовые структуры в которых гранаты окружены ореолом тонких зерен ортопироксена и затем удлиненными зернами биотита (рис. 1). Ортопироксены и биотиты из ореола не отличаются существенно по составу от первичномагматических. Первичномагматические зерна плагиоклаза и ортопироксена на контакте с гранатом не изменены.

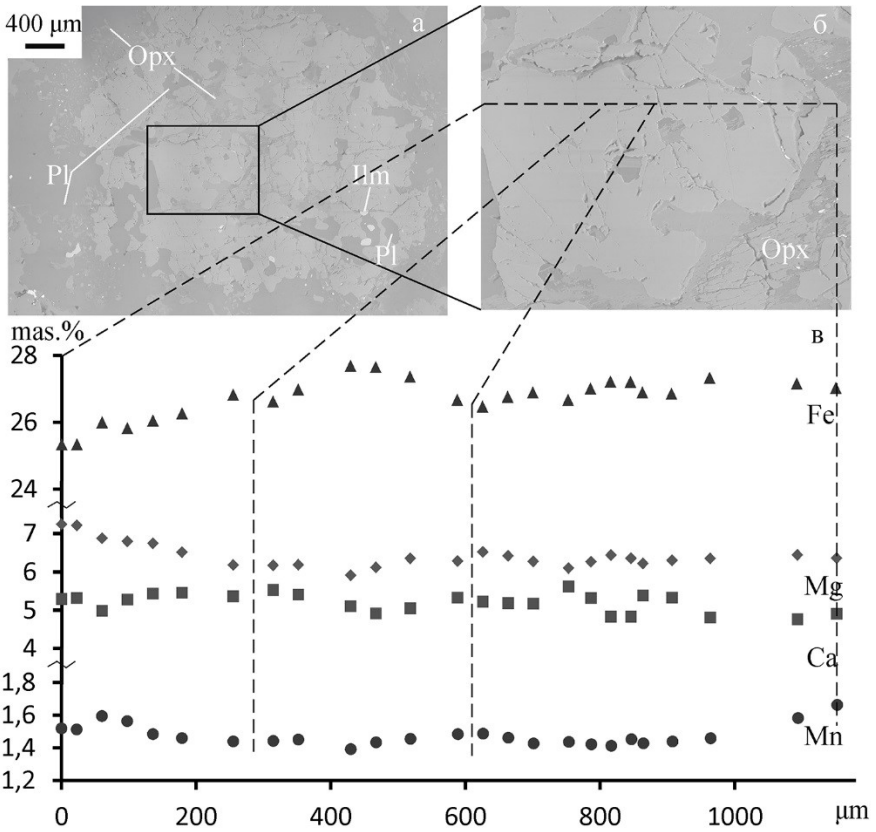


Рисунок 1. а) Шлиф С5-1б. BSE-фотография скопления ксеноморфных зерен граната с неровными границами между ортопироксеном и плагиоклазом, с развитием коронарной структуры, представленной ореолами ортопироксена и биотита, б) увеличенный участок зерна граната (рис. 1а) с гипидиоморфными очертаниями, в) графики содержания элементов вдоль профиля, представленного штриховой линией на рис. 1б, с указанием его начала, центра и конца.

Шлиф С5-5а - кварцсодержащий амфибол-биотит-гранатовый лейконорит, в котором гранат образует гипидиоморфные (иногда ксеноморфные зерна) с поперечным размером до 0.5 см. Редко наблюдаются включения пирротина, ильменита и биотита в гранате и структуры, в которых гранат обрастает амфибол или биотит (рис. 2). В шлифе С5-5б кварцсодержащий биотит-гранатовый анортозит содержит ксеноморфные зерна граната иногда с гипидиоморфными очертаниями, размером в поперечном сечении до 1 см. Гранаты включают в себя пирротин, ильменит, биотит и амфибол. Включения в гранатах и минералы, контактирующие с гранатами, не отличаются по составу от данных минералов из породы.

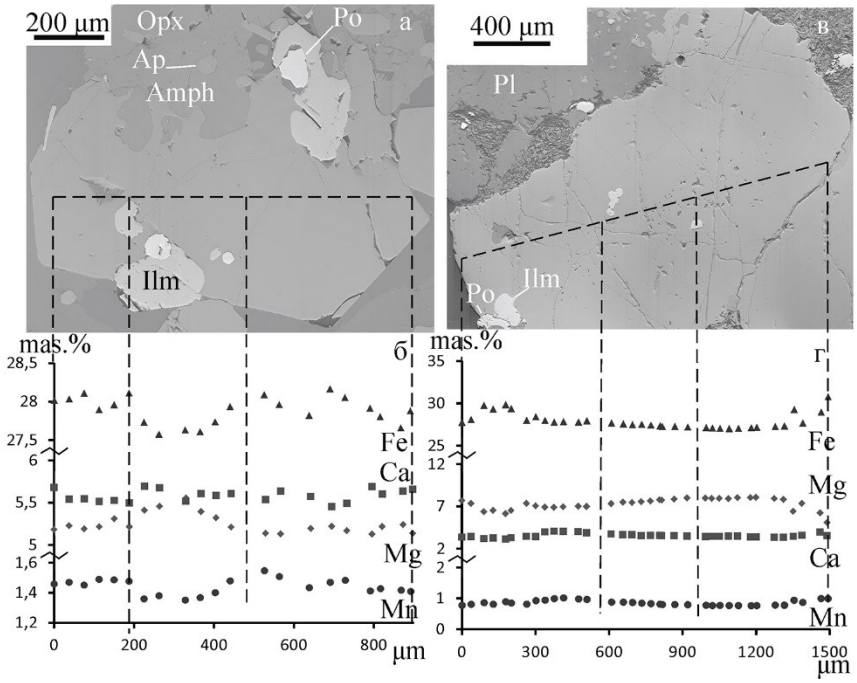


Рисунок 2. а) Шлиф С5-5а. BSE-снимок гипидиоморфного граната, замещающего амфибол, б) графики содержания элементов вдоль профиля, представленного штриховой линией на рис. 2б, с указанием его начала, центральной части и конца, в) Шлиф С5-5б. BSE-снимок ксеноморфного граната с включениями ильменита и пирротина, г) графики содержания элементов вдоль профиля, представленного штриховой линией на рис. 2в., с указанием его начала, центральной части и конца.

Составы гранатов выделяются в три облака на треугольной диаграмме, причем каждое облако соответствует определенному шлифу. Средний состав каждого облака показан в таблице 1.

Таблица 1. Средний состав гранатов в каждом шлифе по компонентам.

	Py	Alm	Gro	Sp
С5-1б	16.441	66.456	13.217	3.886
С5-5а	13.044	69.779	13.521	3.655
С5-5б	19.593	70.191	8.004	2.213

По результатам анализа гранатов на электронном микроскопе, в них обнаружены примесные компоненты, которые ранее не были зафиксированы, а именно Na, Ti и Cr. В гранатах четко выделяются зоны по главным и примесным компонентам: в гранатах из С5-5а и С5-5б выделяются 4 зоны по пикам содержания Fe, Mg, Ca, Mn и Ti (рис. 1 и 2). В них от центра к краю уменьшается содержание Mg и увеличивается содержание Fe, что соответствует магматическим трендам и не соответствует трендам в гранатах из экзоконтактовых роговиков. Значимые коэффициенты корреляции по парам элементов Ti-Mn, Mn-Ca, Ti-Fe в гранатах в разных шлифах имеют обратные знаки.

В гранатах из шлифа С5-1б выделяются центральная и краевая зона по Fe, Mn и Ti. Тренд изменения состава соответствует тренду в гранатах из экзоконтактовых роговиков. Однако коэффициенты корреляции между Mn, Ca и Fe в них противоположны коэффициентам корреляции в гранатах из шлифа.

Как показывают приведенные исследования, гранаты имеют различный генезис в связи с разным химическим составом и онтогенией. Шлиф С5-1б содержит структуры распада граната, которые однозначно интерпретируются как попадание граната в неравновесную с ним среду. В связи с тем, что в остальных шлифах не встречаются подобные структуры логично предположить, что эти гранаты ксеногенные, вероятно, из вмещающих роговиков. Это

подкрепляется тем, что совпадают тренды изменения главных компонентов в гранатах из шлифа и роговиков. Не совпадение трендов изменения примесных элементов объясняется их диффузией и перераспределением с расплавом и окружающими минералами. Предложенная ранее версия образования данных гранатов в результате субсолидусной реакции мафических фаз с плагиоклазом (Конников Э.Г. и др, 2009) не согласуются вопервых с распределением Na в изученных гранатах: по результатам работ Mazzucchhelli края реакционных гранатов должным быть более богаты Na на контакте с ортопироксеном, однако наблюдается обратная ситуация; во-вторых, плагиоклазы и ортопироксены, контактирующие с гранатом не отличаются по составу от данных минералов на расстоянии от контакта, что исключает возможность реакционного генезиса. Шлиф С5-5а содержит гипидиоморфные гранаты с, похожими по составу на минералы в породе, включениями мафических минералов, а также структуры обрастания гранатом мафических минералов. Тренды изменения главных элементов от центра к краю соответствуют магматической ростовой зональности. Принимая во внимание данные факты, представляется возможным образование гранатов в результате реакции мафических минералов (ортопироксена и биотита) с расплавом. Гранаты в шлифах С5-5а и С5-5б различаются по структуре и химическому составу, однако включения только мафических минералов и нормальная магматическая зональность позволяют заключить об общем генезисе. Отличия объясняются иными условиями кристаллизации, которые отражаются на различии пород, в которых размещены гранаты: в одном случае это лейконорит, в другом – анортозит. Высокое содержание воды (много водосодержащих минералов) и высокое равновесное давление кристаллизации также выступает в пользу первичномагматического генезиса.

Работа выполнена в рамках реализации программы фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003)

Конников Э.Г., Некрасов А.Н., Орсоев Д.А., Хонцуань Янь, Слаогуо Чи Гранатсодержащие базиты Кувалорогского массива Камчатки // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50. № 5. С. 595612.

Селянгин О.Б. Новые данные о строении и эволюции никеленосного интрузива Кувалорог, Южная Камчатка // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2007. № 1. Выпуск №9. С. 111-126.

Трухин Ю.П., Сидоров М.Д., Степанов В.А., Кунгурова В.Е. Строение и никеленосность Кувалорогского базит-ультрабазитового массива // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. № 6. С. 43-49.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Корсаков А.В. Условия образования габброидов массива Кувалорог (Центральная Камчатка) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей: Матер. Медунар. конф. Иркутск: ИрГТУ, 2007. С. 286-291.

Green T.H. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. New York: Wiley, 1982.

Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vanucci R. et al. Trace element distribution between clinopyroxene and garnet in gabbroic rocks of the dep crust: An ion microprobe study // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 1524-1542.

Особенности генезиса корундовых плагиоклазитов - кыштымитов Южного Урала, Россия

Филина М.И., [1] Сорокина Е.С.,[1] Рассомахин М.А., [2] Кононкова Н.Н., [1] Орлова А.В.[1]

[1]*ГЕОХИ РАН, г. Москва, elensorokina@mail.ru*
[2]*Ильменский Государственный заповедник*

Месторождение корундовых плагиоклазитов – кыштымитов «5-я верста», Южный Урал, расположено на границе восточного фланга Вишневогорского массива и северо-восточнее аналогичного месторождения корундовых плагиоклазитов - Борзовского (рис. 1). Месторождение «5-я верста» было открыто в 1883 году А.П. Карпинским (Клер, 1918). Эксплуатация месторождения велась до 1930 года. Несмотря на то, что массивы кыштымитов на Южном Урале были открыты еще в 19 веке, их минералогия и геохимия остается во многом неизученной, а модель их образования остается дискуссионной. Проблеме генезиса кыштымитов Южного Урала были посвящены работы Ферсмана А. Е., Коржинского Д. С. (Ферсман, 1940; Коржинский, 1953) и других. Наиболее подробно эта проблема описана Колесником (Колесник и др., 1974; Колесник, 1976), который, связывал образование кыштымитов с метасоматическими процессами, происходящими при внедрении даек гранитоидов в ультраосновные породы.

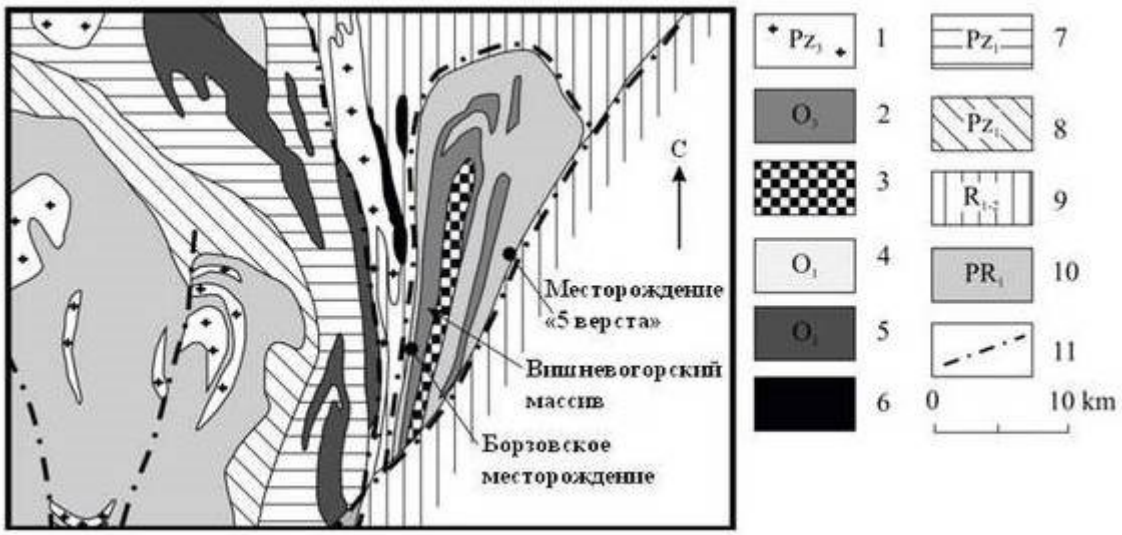


Рисунок 1 Схема геологического строения Ильмено-Вишневогорского щелочнокарбонатитового комплекса (Недосекова и др., 2009).

1- граниты (Pz3); 2,3 – Ильмено-Вишневогорский комплекс (O_3): 2 – миаскиты Вишневогорского и Ильменского массивов, 3- метасоматиты центральной щелочной полосы (фениты, полевошпатовые и силикатно-карбонатные метасоматиты, карбонаты, миаскиты); 4- габбро офиолитовой формации (O_1); 5- гипербазиты офиолитовой формации (O_1); 6- метаультрабазиты булдымского, каганского и няшевского комплексов (PR1?); 7 – вулканогенно-осадочные образования Тагило-Магнитогорского мегасинклинория (PZ_1); 8 – сланцы гранато-слюдяные и эклогиты восточной переферии Уфалейского срединного массива (Pz_1); 9 – плагиосланцы и кварциты обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива (R_{1-2}); 10 – плагиогнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысерстско-Ильменогорского и Уфалейского срединных массивов (PR_1); 11 – тектонические разломы и несогласия.

Жилы кыштымитов «5-й версты» расположены в телах метагипербазитов, залегающих среди кварцито-сланцев мета-терригенной саитовской серии. Исследованная жила кыштымитов представляет собой линзовидное тело, вскрытое выработкой мощностью около 3 м. На контакте

вмещающих пород и кыштымитов присутствует реакционная кайма (10-25 см), состоящая из хризотил-асбеста. Вмещающие метагипербазиты сложены преимущественно энстатитом.

Кыштымит состоит из идиоморфных зерен корунда (до 50 об. %), плагиоклаза (An_{61-93}) - до 30-50 об. %, мусковита, клинохлора и клиноцоизита (до 10 об. %). Среди акцессорных минералов присутствует циркон, ксенотим-(Y) и апатит. Структура породы порфировидная: крупные кристаллы корунда располагаются среди мелкозернистой массы, состоящей из плагиоклаза, мусковита, клинохлора, и клиноцоизита (Филина М.И. и др., 2019). По петрографическим наблюдениям определена последовательность минералообразования в кыштымитах: корунд → плагиоклаз → мусковит + клиноцоизит → клинохлор.

Порода характеризуется чрезвычайно высоким индексом насыщенности алюминия - ASI (Al_2O_3/($CaO + Na_2O + K_2O$) мол.) = 1.12-2.32. Среднее содержание Al_2O_3 в кыштымите составляет 36.38 масс. %, количество CaO достигает 9.70 масс %, SiO_2 – 45.53 масс %, FeO0.54 масс. %, MgO-1.64 масс. %, MnO-0.1 масс. %, содержание щелочей ($Na_2O + K_2O$) варьирует от 1.59 до 7.52 масс. %. Хондрит-нормализованный график распределения REE в кыштымите показывает обогащение HREE по сравнению с LREE и наличие Eu аномалии. Распределения химических элементов, нормализованных к примитивной мантии, имеют отчетливые аномалии по U, Nb, Pb, Sr и Ti (Филина М.И. и др., 2019).

Полученные первые данные по Rb-Sr и Sm-Nd изотопному составу кыштымитов: содержание Sr в кыштымите составляет 1272-3799 ppm, Rb 19-31 ppm. Начальные изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, пересчитанные на 280 млн лет, составляют 0.706371 – 0.706936. Изотопные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ составляют 0.512364 – 0.512364, ε^{Nd} варьирует от -5,3 до -10,7.

Подобные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низкий ε^{Nd} характерны для коровых условий образования исследованных образцов кыштымитов (Филина и др., 2019).

Согласно новым минералогическим, геохимическим, Rb-Sr и Sm-Nd изотопным данным, образование высокоглиноземистых ассоциаций в пределах Ильмено-Вишневогорского полиметаморфического комплекса связано с концентрацией алюминия, кальция, HFSE и LIL-элементов при формировании нефелин-сиенитового (миаскитового) щелочного массива на этапе 440-420 млн лет (Краснобоев и др., 2008). В дальнейшем, 280-320 млн лет назад (Краснобоев и др., 2008) на этапе тектоно-метаморфических деформаций в условиях земной коры формируется магма, обогащенная алюминием, кальцием, магнием и щелочными элементами. Данная магма обеспечивала ремобилизацию и перераспределение алюминия, кальция, HFSE и LIL-элементов (Филина и др., 2019).

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации (№ проекта МК-4459.2018.5).

Клер М.О. Корунды и наждаки на Уралѣ // Уральскій техник. 1918. № 7–9. С. 1–17. Колесник Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах // 1976. 240 с.

Колесник Ю.Н. Королюк В.Н. Лавреньтьев Ю.Г. Шпинели и рудные минералы Борзовского месторождения корундовых плагиоклазитов // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. 1974. Т. 103. № 3. С. 373–378.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. 1953. С. 332-450.

Краснобаев А.А., Пужаков Б.А., Петров В.И., Бушарина С.В. Цирконология метаморфитов кыштымской-аракульской толщ сысертско-ильменогорского комплекса. // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. 2009. № 156. С. 264–268.

Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибакин С.В., Баянова Т.Б. Строение ИльменоВишневогорского маискит-карбонатитового комплекса: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология Рудных Месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 157–181.

Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. Геология Ильменских гор: ситуация и проблемы. // Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс. 2006. С. 3–19. Ферсман А. Е. Пегматиты // 1940. 712 С.

Филина М. И., Сорокина Е.С., Рассомахин М. А., Кононкова Н. Н., Костицын Ю.А., Орлова А.В. Генетическая связь корундовых плагиоклазитов – кыштымитов и миаскитов Южного Урала, России: новые данные по Rb-Sr и Sm-Nd изотопному составу, геохимии и минералогии // Геохимия. 2019. В печати.

Рудопроявление Кызык-Чадр (Республика Тыва) – перспективный объект меднопорфирового типа

Старостин И.А.[1], Авилова О.В.[1], Андреев А.В.[1], Гирфанов М.М.[1]

[1]*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, akiros@bk.ru*

Медно-порфировое рудопроявление Кызык-Чадр расположено в пределах Кызыкчадрского рудного узла, наиболее перспективного на выявление промышленного золотосодержащего молибден-медно-порфирового оруденения на территории Республики Тыва. Узел располагается в пределах Верхне-Енисейской субпровинции Алтае-Саянской минерагенической провинции.

Рудопроявление Кызык-Чадр приурочено к небольшому массиву среднезернистых гранитов кызыкчадрского интрузивного комплекса в составе крупного Ожинского полиформационного плутона, большая часть которого сложена гранитоидами таннуольского комплекса (Є$_2$). Гранитный массив имеет вытянутую в широтном направлении форму (6×2 км) и осложнен в осевой части долгоживущей тектонической зоной, в пределах которой сосредоточены порфировые дайкообразные интрузивы (кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры), проявлены интенсивные метасоматические преобразования и связанная с ними сульфидная минерализация.

Рудопроявление выявлено в 1951 г, опоисковывалось и разведывалось до 1977 г., однако, в связи с низким качеством руд и удаленностью от металлургических центров, дальнейшее изучение объекта было приостановлено. В связи с началом строительства железной дороги Курагино-Кызыл, трасса которой пройдет в 50 км от данной площади, с 2017 года были возобновлены поисковые работы, которые выполняются АО «Сибирское ПГО» за счет средств Федерального бюджета.

Авторы, в рамках договорных работ ФГБУ «ЦНИГРИ» с АО «Сибирское ПГО», проводят комплексные геолого-минералого-геохимические исследования, направленные на установление вещественного состава руд и метасоматитов, а также выявление закономерностей строения рудно-метасоматических ореолов, их зональности и позиции в них рудоносных зон и промышленных меднорудных тел. По итогам выполненных к настоящему времени полевых исследований, включавших геолого-минералогическое картирование площади рудопроявления Кызык-Чадр, специализированное изучение канав и керна скважин, с учетом предварительных результатов лабораторно-аналитической обработки собранного материала, установлены основные черты геологической позиции, строения и вещественного состава рудопроявления.

Установлено соответствие геологического строения и рудно-метасоматической зональности медно-порфирового рудопроявления Кызык-Чадр основным элементам типовой модели медно-порфировых месторождений. При этом, отмечен ряд особенностей морфологии и состава минерализованной зоны рудопроявления: ярко выраженный линейный характер и крутое падение зоны и ее составляющих, а также широко проявленный ореол изменений филлизитового типа. Отмеченные особенности обусловлены формированием рудопроявления в пределах долгоживущей разломной зоны и преимущественно кислым составом вмещающих интрузивных пород.

Рудоносными в отношении медно-порфирового оруденения являются сближенные дайки кварцевых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров небольшой мощности (от первых метров до первых десятков метров), прорывающие среднезернистые граниты кызыкчадрского комплекса и, вероятно, соединяющиеся на глубине в единый более крупный порфировый интрузив. Медно-порфировая минерализация локализована в эндоэкзоконтактовых частях порфировых тел – преимущественно в гранитах, реже в самих порфировых породах.

Рудно-метасоматическая зональность определяется сменой от центра к периферии калиевой, филлизитовой и пропилитовой метасоматических зон, которой соответствует смена типов руд – молибденит-халькопирит-пиритового типа в центральных частях пиритовым типом на флангах.

Калиевые изменения являются наиболее ранними, они проявляются в калишпатизации и окварцевании гранитов. Данные изменения зачастую замещены более поздними и диагностируются по реликтам. В пределах слабо измененных поздними процессами участков калиевой зоны иногда присутствует магнетит.

Филлизитовые изменения накладываются по системе разнопорядковых трещин на калиевые. Степень окварцевания, серицитизации и карбонатизации возрастает с приближением к крупным «осевым» трещинным структурам, маркируемым зонами интенсивно проявленных изменений этого типа. Изменения выражены замещением плагиоклаза агрегатными псевдоморфозами серицита, карбоната и альбита, окварцеванием, замещением темноцветных минералов хлоритом, серицитом или мусковитом, замещением калишпата альбитом. Полнопроявленные (карбонат)-кварц-серицитовые и серицит-кварцевые метасоматиты нередко сохраняют реликтовую текстуру пород, по которым они развивались (порфировую, среднезернистую). Большинство пород, в которых проявлены филлизитовые изменения, подверглись интенсивной тектонической проработке – катаклазу, брекчированию, милонитизации.

Минерализованная зона приурочена к участкам развития филлизитовых и области совмещения калиевых и филлизитовых изменений. Метасоматическим изменениям соответствуют типы гипогенной рудной минерализации: в первом случае прожилковоквкрапленный молибденит-халькопирит-пиритовый, во втором – вкрапленно-гнездовопрожилковый (молибденит-пирит)- халькопиритовый, иногда с магнетитом. (Молибденит-пирит)-халькопиритовый тип локализован в осевой части минерализованной зоны, имеет существенно халькопиритовый состав, характеризуется наличием штокверка кварцевых, калишпат-кварцевых, в меньшей степени кальцит-калишпат-кварцевых прожилков с гнездами халькопирита, реже пирита. Кроме гнезд, присутствует тонкая и мелкая вкрапленность пирита (0,5-1,5 %), халькопирита (0,5 % и менее, редко до 1 %). Ширина зон распространения этого типа минерализации не превышает первых десятков метров.

Молибденит-халькопирит-пиритовый тип формирует основной объем руд проявления. Характерной особенностью руд является резкое преобладание тонкой и мелкой вкрапленности пирита (1-5 %) над тонкой (пылевидной) вкрапленностью халькопирита (0,5-1 %) – вне зависимости от содержания последнего. Кварцевое прожилкование редкое, прожилки содержат вкрапленность и мелкие гнезда пирита, халькопирита, молибденита. Общая ширина зоны распространения медно-порфировых руд составляет по

предварительным данным до 200 м, имеет субширотное простирание, лентовидную форму с крутым (порядка 80°) падением в северных румбах, протягивается на расстояние около 2 км и имеет признаки продолжения к востоку. На глубину руды прослежены бурением до 500 м, в ряде случаев без признаков выклинивания.

На флангах меднорудной зоны в ассоциации с филлизитовыми изменениями установлен широкий (до 500 м на южном фланге и около 200 м на северном) ореол пиритовой минерализации («пиритовый ореол»). Содержания пирита здесь достигают 3-5 % и более. Широкое развитие имеют кварц-пиритовые прожилки, изредка в прожилках отмечается молибденит. Медная минерализация в этой части рудной зоны крайне слабая, количество халькопирита редко достигает 0,1 % в отдельных маломощных зонках. Особенностью филлизитовых изменений «пиритового ореола» является четко проявленная альбитизация в составе метасоматитов.

Пропилитовые изменения (хлорит, эпидот, альбит, карбонат, иногда серицит) развиты преимущественно на периферии минерализованной зоны по гранитам, диоритам, а также фрагментарно по некоторым телам диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов.

Изменения выражены частичным или полным замещении темноцветных минералов хлоритом, карбонатом, эпидотом, лейкоксеновым агрегатом, плагиоклаза – карбонатом, хлоритом, эпидотом, иногда серицитом. Данные изменения сопровождаются убогой вкрапленностью пирита.

Кроме основных рудных минералов (пирит, халькопирит, молибденит), как в меднорудной зоне, так и на ее периферии установлены галенит, арсенопирит, блеклая руда, самородное золото. Соотношения этих минералов (минеральных ассоциаций) с молибден-халькопиритпиритовой минерализацией планируется изучить в дальнейшем.

Зона окисления минерализованной зоны рудопроявления развита до глубины 2-9 м с полным замещением сульфидов гипергенными минералами: лимонит, медная зелень, азурит. Ниже по разрезу, до глубины 30-60 м, в медно-порфировых рудах развита зона вторичного сульфидного обогащения, выделенная по наличию в рудах халькозина. Из гипергенных минералов также отмечаются дигенит, ковеллин и куприт, которые замещают халькопирит в виде тонких кайм, локально развиты дендриты и прожилки самородной меди. Таким образом, на медно-порфировом рудопроявлении Кызык-Чадр установлен весь комплекс элементов типовой модели медно-порфирового месторождения. Установлена приуроченность штокверкового оруденения к порфировым интрузивам; рудометасоматический ореол, зональный относительно центральной (осевой) части, насыщенной телами порфировых даек. Ореол представлен последовательно сменяющими друг друга в направлении от центра к периферии зонами: «осевой» - совмещения филлизитовых и калиевых изменений с минерализацией существенно халькопиритового типа; внутренней филлизитовой с минерализацией молибденит-халькопирит-пиритового типа, содержаниями меди >0,2 %; внешней филлизитовой с существенно пиритовой минерализацией («пиритовый ореол»), содержаниями меди <0,1%; пропилитовой с бедной вкрапленностью пирита. По результатам исследований предварительно определены основные черты морфологии меднорудной зоны, установлены признаки ее продолжения на восток, что требует заверки дальнейшими поисковыми работами.

Авторы благодарят руководство и геологическую службу АО «Сибирское ПГО» (Д.Н. Юрмазов, М.И. Семенов, И.А. Бабкин и др.) за помощь в организации и проведении выполняемых исследований.

Минералого-геохимические особенности метасоматитов, развитых по гранитам даек в Северной части Берёзовского рудного поля (Средний Урал)

Степанов С.Ю.[1], Шагалов Е.С.[1], Кутырев А.В.[2]

[1]ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Stepanov-1@yandex.ru [2]ФГБУН ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Берёзовское рудное поле расположено к северо-востоку от Шарташского гранитового интрузива верхисетского комплекса карбонового возраста (Прибавкин и др., 2013). В пределах рудного поля кровля интрузива постепенно погружается к северо-востоку (Беллавин и др., 1970), где развиты базальты, туфы и туффиты основного состава новоберёзовской толщи ордовикского возраста, содержащей тектонические пластины ордовикских ультрамафитов первомайского комплекса. Породы новоберёзовской толщи и первомайского комплекса прорваны гранитоидными дайками, относящимися к третьей фазе внедрения Шарташского интрузива (Куруленко, 1977).

Геологическое строение Берёзовского рудного поля детально описано в ряде работ (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Поленов и др., 2013; Прибавкин и др., 2013; Vikent'eva *et al.*, 2017). Для наших исследований важной особенностью является залегание даек гранитоидов в виде двух линейно вытянутых зон, сходящихся по падению в одну, в вулканогенно-осадочных породах новоберёзовской свиты и в серпентинитах первомайского комплекса. Как дайки, так и вмещающие породы претерпели значительные метасоматические преобразования с формированием кварцевых жил: полосовых (лестничных), залегающих в гранитовых дайках, и красичных, пересекающих дайки и вмещающие их породы.

Оценивая полную совокупность процессов преобразования даек, сложенных гранитпорфирами и плагиогранит-порфирами, установлены следующие стадии метасоматического преобразования первичных пород: слабоизменённые граниты → березитизированные граниты → кварц-мусковитовые метасоматиты с подчинённым количеством карбонатов → мономинеральные среднезернистые мусковитовые метасоматиты. Учитывая всю совокупность петрографических наблюдений и результаты геологических исследований, метасоматиты, развитые по гранитам даек в северной части Берёзовского рудного поля, целесообразно подразделить на кварц-мусковитовые и мономинеральные мусковитовые. Закономерности процессов замещения гранитов в дайках Северной части Берёзовского рудного поля, выявленные в ходе наших исследований, отвечают последовательности метасоматических преобразований пород, установленной ранее для гранит-порфиров в дайках Южной части рудного поля (Бородаевская, 1944; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Попов, 1970), гранитов Шарташского интрузива (Грабежев, 1970) и, в общем, для метасоматитов березит-лиственитовой формации (Сазонов, Бородаевский, 1980). При метасоматическом изменении гранитов последовательно замещаются: биотит, олигоклаз, щелочной полевой шпат, кварц с формированием разных типов метасоматитов с преобладанием новообразованных кварца и мусковита. Из всего многообразия апогранитовых метасоматитов, описанных для Берёзовского месторождения (Бородаевская, 1944; Бородаевские, 1947) в гранитовых дайках северной части рудного поля преобладают околожильные кварц-мусковитовые и околотрещинные мономинеральные мусковитовые метасоматиты. Если говорить об определении типа метасоматитов, то термин березиты не совсем удачен для характеристики исследованных метасоматитов ввиду преобладания мусковита и отсутствия серицита (Плющев и др., 2012).

Главной особенностью изменения химического состава гранитов в ходе их метасоматического преобразования является частичный вынос кремнезема и полная потеря

Na_2O, при привносе K_2O, что также согласуется с результатами предыдущих исследований (Бородаевская, 1944; Бородаевские, 1947; Грабежев, 1970; Попов, 1971). Однозначно определить происходит ли привнос глинозёма не представляется возможным. Вероятно, увеличение содержания Al_2O_3 в метасоматитах относительно (Бородаевская, 1944). В целом же, потеря вещества, по результатам расчётов для гранитов и метасоматитов Второпавловской дайки, составляет 3,25 масс. % для кварц-мусковитовых и 10,9 масс. % для мономинеральных мусковитовых метасоматитов. Большая часть этого вещества – кремнекислота, которая расходуется на формирование сульфидно-кварцевых жил (Попов, 1971).

Анализ характера распределения элементов-примесей в метасоматитах, проведённый по результатам ICP-MS (Центральная лаборатория, ФБУ «ВСЕГЕИ»), позволил установить, что замещение гранитов кварц-мусковитовым и мономинеральным мусковитовым метасоматитами сопровождается увеличением содержания целого ряда элементов и прежде всего: Sc, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Cu, Ga, Ge, As, Se, In, Sb, Tl, Pb, Bi, W, Sn, Rb, Ag, Au.

Из всего спектра вышеуказанных элементов по результатам корреляционного и факторного анализа (рис. 1) удалось установить две геохимические ассоциации. В первую геохимическую ассоциацию входят элементы, накопление которых наиболее типично для процесса формирования мономинеральных мусковитовых метасоматитов: W, Sc, Zr, Hf, Ga, REE, U, Th, Ta, Nb. Во вторую ассоциацию входят элементы, тесно коррелирующие с золотом и накапливающиеся в большей степени в ходе формирования околожильных кварцмусковитовых метасоматитов: Cu, Pb, Bi, As, Sb, Co, Ni, Ba, In, Cd, Mo, Te, Ag, Au.

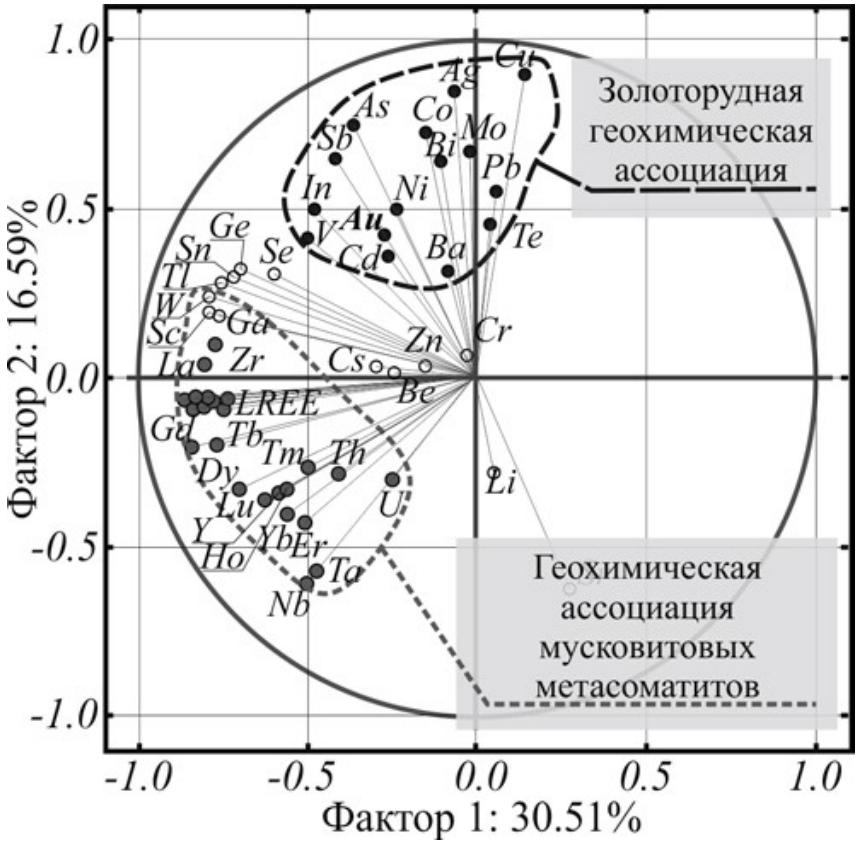


Рисунок 1. Результат факторного анализа – диаграмма влияния факторов на распределение элементов

Накопление высокозарядных и редкоземельных элементов подтверждается результатами минералогических исследований. В ходе замещения гранитов кварц-мусковитовыми метасоматитами имеет место уменьшение отношения La_N/Lu_N, что обуславливается широким распространением в этом типе метасоматитов новообразованного циркона (рис 2а), являющегося минералом концентратором тяжёлых редкоземельных элементов.

Формирование мономинеральных мусковитовых метасоматитов, напротив, сопровождается повышением отношения La_N/Lu_N, что вызвано широким распространением среди новообразованных акцессорных минералов монацита-(Ce) (рис. 2б) и фторапатита. До 2018 года собственных минералов радиоактивных элементов на Берёзовском месторождении описано не было. При исследовании мономинеральных мусковитовых и отчасти кварц-мусковитовых метасоматитов нами обнаружены торианит и уранинит (рис. 2в, г). В качестве включений в пирите из сульфидно-кварцевых жил в гранитовых дайках Берёзовского месторождения установлены мелкие зёрна браннерита (Попова и др., 2018; Шагалов и др., 2018). В пиритах из мономинеральных мусковитовых метасоматитов диагностированы минералы ряда торит-коффенит (Шагалов и др., 2018). U-Th минерализация в мономинеральных мусковитовых метасоматитах объясняет их обогащение этими элементами по сравнению с неизменёнными гранитами.

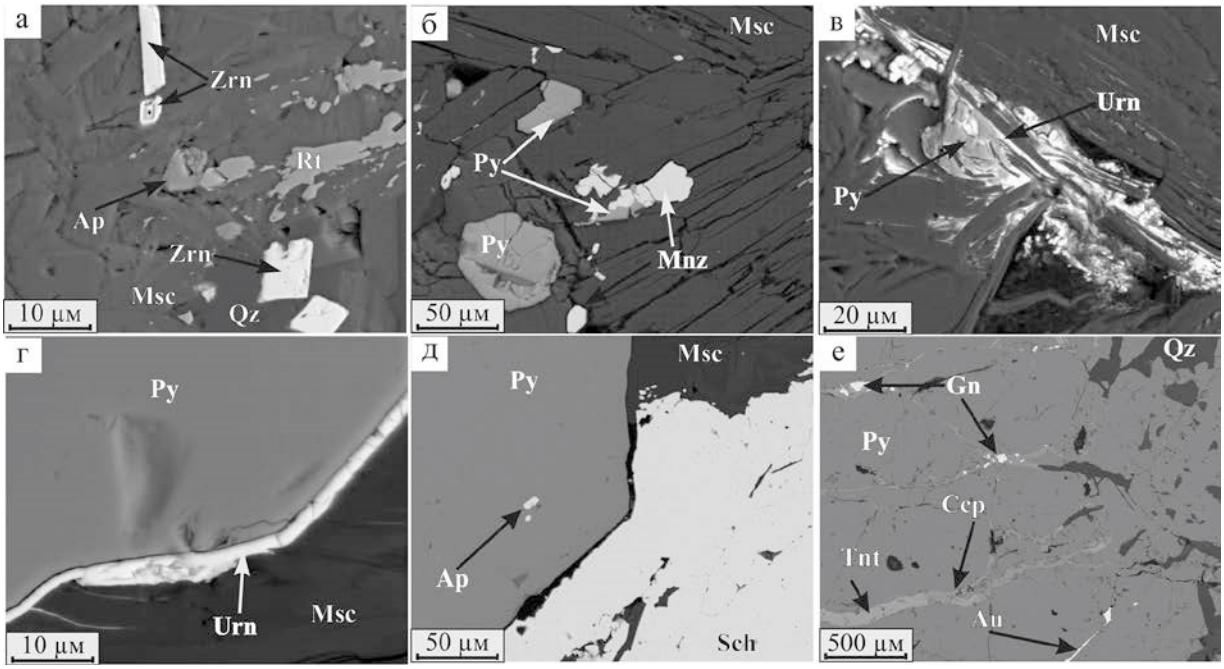


Рисунок 2. Новообразованные минералы в кварц-мусковитовых и мономинеральных мусковитовых метасоматитах.

Условные обозначения: Msc – мусковит, Qz – кварц, Py– пирит, Zrn – циркон, Ap – апатит, Rt – рутил, Mnz – монацит –(Ce), Urn –уранинит, Py– пирит, Gn – галенит, Tnt – теннантит, Ccp – халькопирит, Au – самородное золото

Накопление олова в метасоматитах обусловлено распространением в метакристаллах пирита из этих метасоматитов включений минералов олова. Ранее на месторождении среди них были описаны касситерит (Бородаевский, Бородаевская, 1947) и кестерит (Филимонов, 1999). Кроме выше указанных минералов были обнаружены более железистые разности кестерита, вплоть до феррокестерита и станнина.

Обогащение вольфрамом мономинеральных мусковитовых метасоматитов вызвано широким распространением в них шеелита (рис 2д). Как в кварц-мусковитовых, так и в мономинеральных мусковитовых метасоматитах обнаруживаются новообразованные рутилы, содержащие вольфрам, аналогичные описанным в гумбеитах Берёзовского рудного поля (Филимонов, 2000), что приводит к незначительному повышению содержания W в породах при метасоматических изменения.

В мусковитовых метасоматитах из числа сульфидов преобладает пирит, основными примесями в котором являются Co и Ni. В кварц-мусковитовых метасоматитах наряду с пиритом широко распространены галенит, блёклые руды и халькопирит (рис. 2е). Такие элементы как As, Sb, Cu, Zn, Bi и Ag являются минералообразующими и примесными компонентами блеклых руд.

Таким образом, при анализе геохимических данных устанавливается две стадии единого метасоматического процесса. Первая из них приводит к существенному выносу SiO_2 накоплению Zr, Y, REE, Be, Sn, W с образованием минералов-концентраторов этих элементов и с учётом петрографических данных отвечает становлению мономинеральных мусковитовых метасоматитов. Вторая, вероятно относительно низкотемпературная, сопровождающая формирование сульфидно-кварцевых жил, характеризуется накоплением в метасоматитах Bi, Sb, Cu, Pb, Au, Ag и парагенетически связана с последними стадиями образования кварц-мусковитовых метасоматитов.

Беллавин О.В., Вагшаль Д.С., Ниренштейн В.А. Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Известия академии наук СССР, серия геологическая. 1970. №6. С. 86-90

Бородаевская М.Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. ЗВМО, 1944. Ч. 73. Вып. 2. С. 123-141.

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

Грабежев А.И. Особенности березитизации гранитоидов Шарташского массива на Среднем Урале // Тр. ГГИ УФАН СССР. 1970. Вып. 86. С. 10-14.

Куруленко Р.С. История формирования гранитоидов Шарташского массива // Ежегодник 1976 г. Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого: Свердловск. 1977. С 39-

41.

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПБ.: из-во ВСЕГЕИ, 2012, 560 с.

Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Бабенко В.В. Берёзовское золоторудное месторождение кварцево-жильного типа – классический объект полихронного и полигенного генезиса// Литосфера, 2013. № 6. С. 39-53

Попов В.А. Онтогения кварца Берёзовского золоторудного месторождения на Урале: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, Хабаровск, 1971. 18 с.

Попов В.А. Относительный возраст и типы березитов Берёзовского золоторудного месторождения. – В сб.: Метаморфические горный породы Урала. Свердловск, 1970. С. 93–95.

Попова В.И., Артемьев Д.А., Котляров В.А. О зональности формы и состава кристаллов пирита Берёзовского золоторудного месторождения (Урал) // Минералогия. 2018. Т. 4. № 2. С. 42–54.

Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. U-Pb возраст и состав пород

Берёзовского золоторудного поля (Средний Урал) // Литосфера. 2013. №1. С. 136-145 Сазонов В.Н., Бородаевский Н.И. Генезис текстур и структур метасоматитов березитлиственитовой формации. [препринт]. Свердловск: УНЦ РАН СССР, 1980. 29 с.

Филимонов С.В. W-рутил из гумбеитов Берёзовского золоторудного поля (Средний Урал) // Уральская летняя минералогическая школа-2000. Екатеринбург: УГГГА. 2000. С. 376-378.

Филимонов С.В. Первая находка кёстерита Cu2(Zn, Fe)SnS4 и других In-содержащих минералов в Берёзовском золоторудном месторождении // Уральская летняя минералогическая школа-99. Екатеринбург: УГГГА. 1999. С. 291-292.

Шагалов Е.С., Степанов С.Ю., Веретенникова Т.Ю. К минералогии Берёзовского золоторудного месторождения (Средний Урал): сульфиды и минералы тория и урана // XXIV Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа –2018.

Екатеринбург: ООО Универсальная типография «Альфа Принт», 2018. С. 252–260.

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

Характеристика эталонной коллекции вмещающих пород руд апатит-карбонатного месторождения.

Степанова К.Д.[1]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, geologicalmind@yandex.ru*

Ковдорский щелочно-ультраосновной массив один из наиболее ярких представителей в семействе аналогичных комплексов Карело-Кольского региона. В пределах массива обнаружено несколько месторождений, которые имеют промышленное значение (Иванюк, 2002, Римская-Корсакова, Краснова, 2002,). В настоящее время в пределах Ковдорского массива разрабатываются два месторождения, связанные с карбонатитовым комплексом: месторождение комплексных редкометалльно-апатит-магнетитовых руд и месторождение апатит-штаффелитовых руд, ниже которого располагается крупное тело неизмененных кальцитовых карбонатитов с апатитовой вкрапленностью, которое в данный момент находится в резерве (Афанасьев, 2011). Изучение петрографических особенностей имеет определенное практическое значение для формирования характеристики вещественного состава пород и руд месторождения.

В процессе геологической документации скважин Ковдорского месторождения апатиткарбонатных руд геологами ОАО «ЦКЭ» была создана эталонная коллекция, в которую вошли характерные образцы вмещающих пород и руд. Из образцов были изготовлены петрографические шлифы.

На основе петрографических исследований эталонной коллекции пород и руд, изученные образцы были выделены в несколько типовых групп.

Гнейсы представляют собой плойчато-сланцеватые породы светло-серого цвета с темными прожилками рудных минералов лепидогранобластовой структуры (рис. 1). По соотношению минералов, породы являются биотитовыми: полевой шпат (до 40-60%), кварц (до 19-35%) и биотит (до 20%). В породах проявлены метасоматические изменения – фенитизация, что обусловлено наличием щелочного амфибола (арфведсонита) (до 1%) и калиево-натриевого полевого шпата.

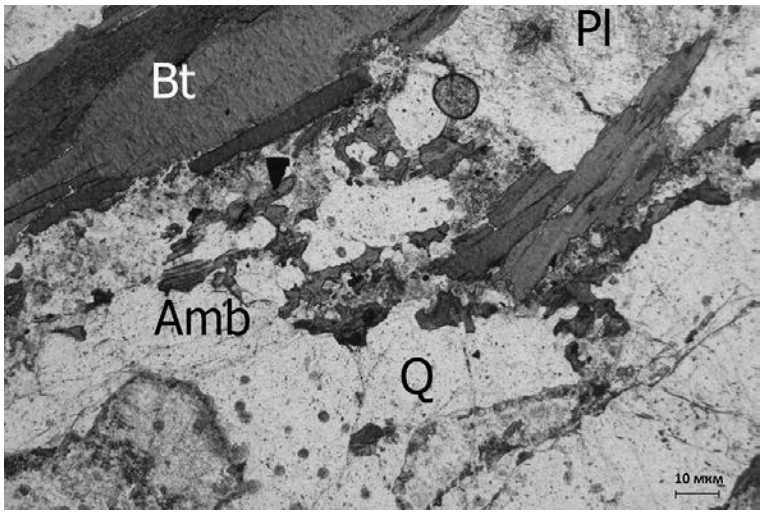


Рисунок 1. Измененный гнейс. Характерная сланцеватая текстура. Основные породообразующие минералы. Зерна плагиоклаза, подверженные серицитизации.

Pl-плагиоклаз, Q-кварц, Bt-биотит, Amb-амфибол. Фото петрографического шлифа с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX51.

Граниты - массивные крупнозернистые серые породы гипидиоморфнозернистой структуры.

Минеральный состав характеризуется следующими содержаниями: плагиоклаз (An0-20) (до 60%), калиево-натриевый полевой шпат (до 40%) и кварц (до 30%). Присутствуют темноцветные минералы (биотит, тремолит-актинолит и эгирин) и кальцит.

Пироксениты представляют собой темные зеленовато-серые породы, состоящие, главным образом, из пироксена (диопсид-авгит) (до 60%). В переменных количествах присутствуют роговая обманка (до 15%), биотит (до 15%), кальцит (до 15%), плагиоклаз (до 10%), кварц (до 5%). Текстура пород такситовая, что связано с неравномерным распределением минералов в породах. Характерная структура – неравномерно зернистая с элементами порфировидной. Породы подвержена интенсивным вторичным изменениям: карбонатизации и биотитизации.

Сланцеватые породы, в которых преобладающим минералом является флогопит (до 88%), являются слюдитами. Также отмечаются кварц (до 10%) и кальцит (до 2%) и в незначительном количестве апатит и амфибол (тремолит). Породы имеют гранолепидобластовую структуру.

Йолиты - массивные темно-серые породы, сложенные преимущественно нефелином (50%) и клинопироксеном (30%). Второстепенные минералы - канкринит (10%), кварц (7%), кальцит, биотит (2%). В качестве акцессорных встречаются апатит, титанит и рудные минералы (магнетит и пирротин). Текстура гипидиоморфнозернистая с элементами порфировидной.

Породы в значительной степени изменены.

Сланцеватые темно-серые породы, в которых главными минералами являются пироксен (до 55%) и нефелин (до 25%), диагностированы как нефелино-пироксеновые породы. В подчиненном количестве отмечаются рудные минералы (магнетит и пирротин) (до 5%) и оливин и продукты его изменения – серпентин и хлорит. Характерная структура– лепидогранобластовая. В породах объемно проявлено развитие слюды (до 20%): биотитизация и флогопитизация.

Кальцитовые карбонатиты представляют собой разнозернистые породы от светло-серого до серого цвета. Главным породообразующим минералом является кальцит, слагающий до 98% объема породы. В качестве второстепенных минералов присутствуют апатит (до 14%), флогопит (до 5%), форстерит (до 5%), и рудные минералы: магнетит и пирротин (до 2%). В незначительном количестве встречаются тетраферрифлогопит, амфибол (тремолитактинолит), диопсид и хлорит. Характерны гипидиоморфнозернистая, гранобластовая структуры и массивная, полосчатая текстуры.

Диопсид-кальцито-флогопитовые породы подразделяются по процентному соотношению главных минералов на диопсид-кальцито-флогопитовые и кальцито-флогопитовые породы (рис. 2). Породообразующие минералы: флогопит (до 73%), кальцит (до 45%), и диопсид (до 15%). Второстепенные минералы представлены апатитом (до 4%), рудными (до 2%) (магнетит и пирротин) и тремолит-актинолитом. Для пород характерны несколько разновидностей флогопита: кристаллы буровато-зеленого флогопита обрастают флогопитом более яркой зеленой окраски перемежаясь с красно-бурым тетраферрифлогопитом. Текстуры пород разнообразные: сланцеватая, массивная и такситовая. Преобладает гранолепидобластовая структура.

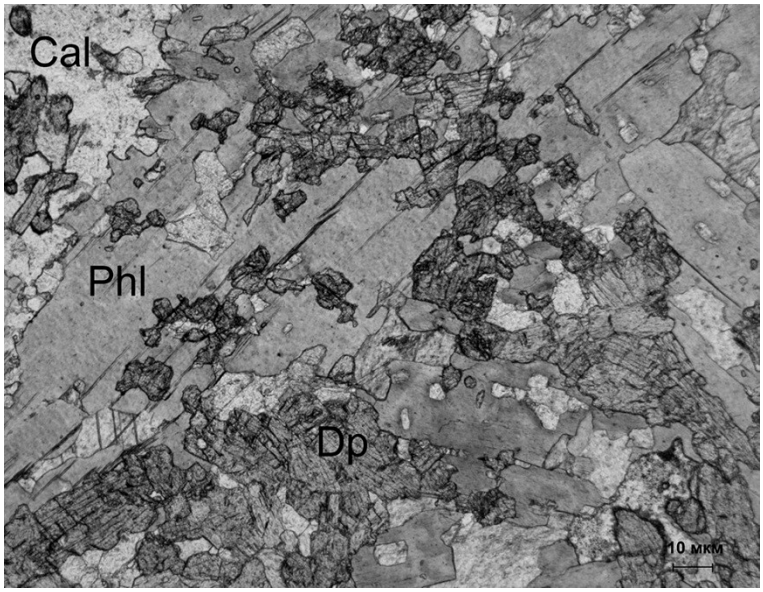


Рисунок 2. Диопсид-кальцито-флогопитовая порода. Основные породообразующие минералы.

Phl-флогопит, Cal-кальцит, Dp-диопсид. Фото петрографического шлифа с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX51.

Фениты - пироксено-полевошпатовые породы, сложенные калиево-натриевым полевым шпатом (до 60%), альбитом (до 25%), и эгирин-авгит (до 20%). Второстепенные минералы представлены биотитом, амфиболом (тремолит-актинолитом) и кварцем. В качестве акцессориев отмечаются титанит и апатит. Породы имеют разнозернистую текстуру с элементами гломеробластовой и массивную текстуру. Гломеробластовая текстура обусловлена расположением кристаллов эгирин-авгита, который образует сростки кристаллов в полевом шпате.

Нефелиновые сиениты представляют собой массивные светло-серые породы с прожилками и линзами темноцветных минералов. Главными минералами являются калиево-натриевый полевой шпат (микроклин) (до 68%), плагиоклаз (альбит) (до 30%) и нефелин (до 10%). Наименьшее значение имеют кварц (до 5%) и канкринит (до 3%). Темноцветные минералы представлены биотитом (до 2%) и эгирином. Типична гипидиоморфнозернистая структура с элементами пойкилитовой. В породах проявлены вторичные процессы: карбонатизация повсеместно, а также соссюритизация по индивидам альбита.

Среди пород, вмещающих апатит-карбонатное месторождение выделяются несколько разновидностей, характеризующихся существенными колебаниями минерального состава. Отмечается общая характерная особенность пород - интенсивные постмагматические изменения, среди которых преобладает карбонатизация и фенитизация. Изученные породы относятся к различным стадиям образования массива и являются характерными для данного месторождения.

Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб: Изд-во «Роза ветров». 2011. 224 с. Иванюк Г. Ю. Ковдор. Апатиты: Изд. Минералы Лапландии, 2002. 326 с.

Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И. Геология месторождений Ковдорского массива / Под ред. Г.Ф. Анастасенко. СПб.: Изд-во СПбГУ 2002. 146 с.

Вещественный состав сланцевых отложений ходоканской свиты (Ходоканский рудный узел, Нечерское поднятие, Бодайбинский район).

Степченко В. В.[1]

[1]*ИГХ СО РАН, Иркутск, vstepcenko373@gmail.com*

Территория исследования расположена в 350 км северо-восточнее г. Бодайбо в пределах Нечерского поднятия, антиклинорной структуры Байкальской горной области, расположенной на сочленении с Алданским щитом Сибирской платформы. Положение площади на стыке геоструктур с разным стилем развития обусловило его крайне сложное геологическое строение и своеобразие минерагении. Анализируемая площадь охватывает северный склон Нечерского поднятия, Приленской зоны и прилегающих МамскоБодайбинского и Байкало-Муйского прогибов (рис. 1).

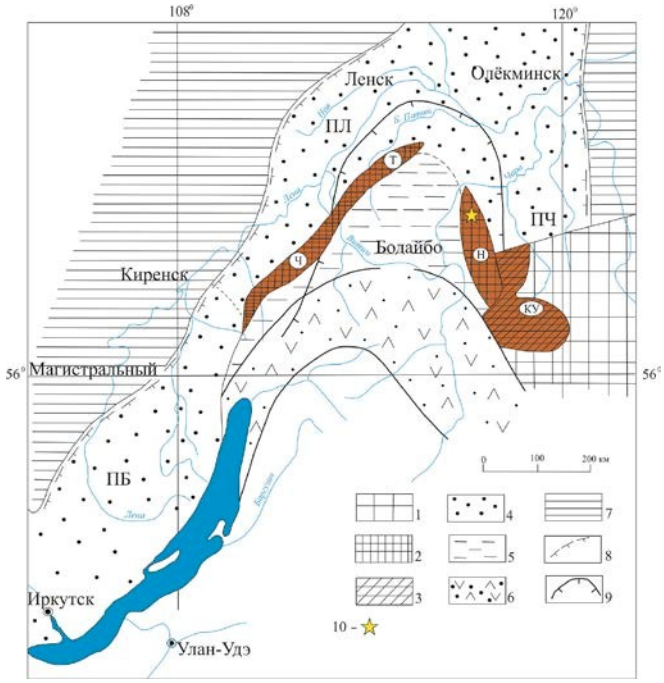


Рисунок 1. Схема структурно-формационного районирования Байкальской горной области (БГО): (Large, 2007) с незначительными изменениями

1 – дорифейские образования фундамента Сибирской платформы; 2 – выступы дорифейского фундамента в БГО: Ч – Чуйский. Т – Тонодский, Н – Нечерский; 3 – Кодаро-Удоканска структурно-формационная зона; 4–6 – рифейские структурно-формационные зоны: 4 – внешняя – Прибайкальская (ПБ), Приленская (ПЛ), Причарская (ПЧ); внутренние: 5 – Мамско-Бодайбинская, 6 – Байкало-Муйская; 7 – фанерозойские отложения чехла Сибирской платформы; 8 – северная граница накопления рифейских образований; 9 – границы Ленского золотоносного района; 10 – территория исследования.

Цель исследований – выявление петрографических, минераграфических и геохимических характеристик сланцевых отложений. Определение минерального состава сланцев проводилось петрографическими и минераграфическими методами исследования с помощью поляризационных микроскопов Микромед-полар 3 и Olympus BX–51 в проходящем и отраженном свете. Содержание Au в породах установлено методами сцинтиляционной атомно-эмиссионной спектрометрии (САЭС). Определение органического вещества в сланцах выполнялось фотометрическими и гравиметрическими методами.

Ходоканская свита представлена мелко-среднезернистыми, хлоритизированными метапесчаниками и филлитовидными сланцами с жилами (мощностью до 40 см) и прожилками кварца. Видимая мощность свиты 400–550 м (Иванов, 1999). В данной работе исследовались сланцевые отложения коренного выхода ходоканской свиты мощностью до 15 м, расположенных по правому борту в русле реки Малый Ходокан (Степченко, 2018). Основную часть обнажения слагают сланцы тёмно-серого и светло-серого цвета с убогой сульфидной минерализацией. Вдоль сланцеватости наблюдаются жилы кварц-плагиоклазкарбонатного состава с линзовидными раздувами шириной до 0,6 м. На контакте жил с вмещающими сланцами наблюдаются прожилковые выделения хлорита. Жилы кварца по трещинам содержат примазки гидроксидов железа. В северной части обнажения обнаружена зона углеродистых сланцев, мощностью от 0,3 до 0,7 м, обогащённая сульфидной минерализацией и органическим веществом (рис. 2А).

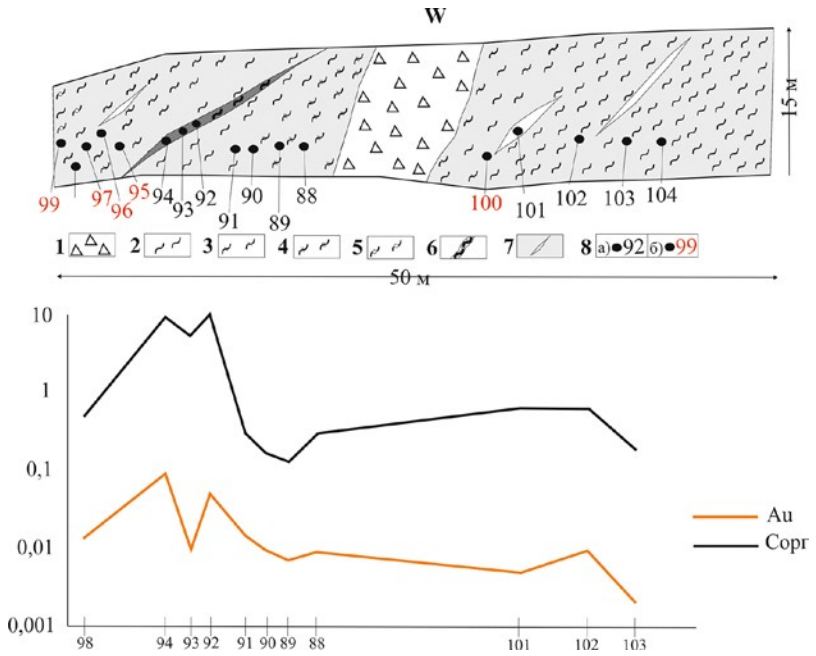


Рисунок 2. Схема обнажения (А) и распределение содержания золота и углерода в породах сланцевых отложений ходоканской свиты (Б).

1 – аллювиально-делювиальные отложения; 2 – хлорит-серицит-кварцевые сланцы; 3 – филлитовые сланцы; 4 – двуслюдяные-хлорит-кварцевые сланцы; 5 – хлорит-серицитовые сланцы; 6 – зона углеродистых сланцев с повышенной сульфидной минерализацией и углеродистым веществом; 7 – жилы кварц-плагиоклаз-карбонатного состава; 8 – точка отбора и номер пробы: а) приведенные на графике и в таблице, б) общая проба, приведённая в таблице 1.

Сланцевые отложения с убогой сульфидной минерализацией представленны: хлоритсерицит-кварцевыми, хлорит-серицитовыми, двуслюдяными-хлорит-кварцевыми и филлитовыми сланцами. Структура лепидобластовая, лепидогранобластовая, гетеробластовая. Текстура сланцеватая, реже плойчатая. Данные породы характеризуются следующим составом: кварц 40 %, мусковит 35 %, биотит 6 %, хлорит 10% и кальцит 9 %. Кварц (0,04×0,02; 0,08×0,04; 0,1×0,06 мм), в основном мелкие зерна, вытянуты вдоль сланцеватости пород, иногда отмечаются порфиробластовые выделения. Слюда чаще всего представлена мелкой разновидностью – серицитом, чешуйки серицита (0,04×0,02 мм) вытянуты вдоль сланцеватости. Редко встречаются чешуйки мусковита (0,08×0,02 мм), которые учувствуют в строении порфиробластовых выделений. Чешуйки биотита (0,02x0,01; 0,09x0,03 мм) вытянуты и распределены по породе беспорядочно. Хлорит в породах встречается двух видов: первый равномерно вкраплен и вытянут вдоль сланцеватости в ассоциации с чешуйками серицита; второй участвует в строение листоватых, веерообразных чешуек, чаще всего сложенных в агрегаты, линзы или прожилки. Мелкие зерна плагиоклаза (0,05×0,03 мм), вытянуты вдоль сланцеватости.

Аллотриоморфнозернистый кальцит, (0,07×0,04; 0,1×0,07 мм), отмечается по зернам кварца в виде пойкилитовой структуры. Чаще всего кальцит встречается в ассоциации с гидроксидами железа. Из акцессорных минералов встречаются андалузит (хиастолит?), апатит, циркон и турмалин.

Сульфидная минерализация в основной части сланцевых отложений (<1 %) наблюдается по всему объему пород равномерно рассеянной мелкозернистой вкрапленности пирротина (0,03×0,01 мм) с единичными знаками сфалерита (0,02×0,015 мм) и халькопирита (0,015×0,01 мм), в подчинённом количестве отмечается пентландит (<0,01 мм). Кроме сульфидов постоянным акцессорным рудным минералом является рутил (0,03×0,01 мм). Жилы кварц-плагиоклаз-карбонатного состава в сланцевых отложениях сложены преимущественно кальцитом 40 %, плагиоклазом 30 % и кварцем 20 %, реже чешуйками мусковита 8 % и хлорита 7 %. Редко встречаются кубической формы рудные минералы. Аллотриоморфные зёрна кальцита (0,08×0,05 мм) формируют линзовидные агрегаты, встречаются также порфиробласты чаще аллотриоморфные (0,9×0,7 мм) реже идиоморфного облика (0,7×0,7; 0,5×0,2 мм), редко наблюдаются мелкие аллотриоморфные зерна (0,05×0,02 мм) с мелкими включениями кварца. Порфиробласты плагиоклаза (0,5×0,3 мм; 0,3×0,1 мм) тесно ассоциируют с кварцем и мусковитом (серицитом). Очень часто в зернах наблюдается замещение плагиоклазов серицитом. Зерна кварца (0,5×0,3 мм) наблюдаются как в виде отдельных зёрен, так и в виде прожилков между хлорит-серицитовой агрегатами и зёрнами кальцита. Порфиробласты мусковита встречаются в ассоциации с кварцем и плагиоклазом. Чешуйки хлорита формируют прожилки и веерообразные выделения в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, мусковитом и кальцитом.

Углеродистые сланцы сложены: хлорит-мусковитовым и филлитовым сланцами с микропрожилками карбонат-кварцевого состава и линзовидными образованиями, выполненными карбонатными минералами. Структура сланцев лепидобластовая, лепидогранобластовая; текстура: сланцеватая, плойчатая. Сланцы характеризуется следующим составом: мусковит 40 %, хлорит 20 %, кварц 30 %, карбонат 10 %, рудные минералы. Мусковит (0,03×0,01;0,07×0,03), в основном представлен серицитом в единичных случаях отмечаются порфиробласты мусковита, размером 0,4×0,2 мм. Чешуйки мусковита вытянуты вдоль сланцеватости. Мелкие чешуйки хлорита (0,03×0,01 мм) равномерно распределены по всему объему породы. В единичных случаях хлорит отмечается в виде микропрожилков приуроченных в основном к контакту сланцев и прожилков карбонаткварцевого состава. Прожилки сульфид-карбонат-кварцевого состава вытянуты вдоль сланцеватости пород. Кварц слагает линзовидные выделения. Более крупные зерна (0,7×0,4; 0,3×0,3 мм) имеют вытянутую или изометричную форму. Мелкие зерна (0,05×0,03 мм) в этих скоплениях вытянуты. Границы зерен мозаичного типа, чаще ровные, реже извилистые. Карбонаты (0,8×0,4; 0,1×0,05 мм) образуют ксеноморфные выделения в ассоциации с гидроксидами железа. В прожилках отмечаются крупные идиоморфные кристаллы пирита. Сульфидная минерализация в углеродистых сланцах (15 %) представлена пиритом (0,4×0,4; 0,6×0,6 мм), марказитом (0,2×0,1), пирротином (0,03×0,01 мм), халькопиритом (0,04×0,02 мм). Кроме сульфидных минералов, повсеместно отмечается рутил.

В разрезе сланцевых отложений устанавливаются прямые корреляционные связи между золотом и углеродом (табл. 1, рис. 2Б). С увеличением количества углерода возрастает содержание золота и размерность частиц. Наиболее высокие содержания Au зафиксированы в зоне углеродистых сланцев с повышенной сульфидной минерализацией и органическим веществом.

Таблица 1. Распределения золота и углерода методами САЭС и $C_{орг}$.

№ п.п.	Образец	Au г/т			$C_{орг}$. %
		Общее число	Распределение частиц по диаметрам (мкм), %	C, 10^{-4} мас. %	

		частиц шт.	2-6	6-10	10-16	16-22	>22		
1	88/17	7	85,7	14,3	0	0	0	0,01	0,3
2	89/17	4	100	0	0	0	0	0,008	0,13
3	90/17	7	100	0	16,7	0	0	0,01	0,17
4	91/17	14	100	0	0	0	0	0,015	0,3
5	92/17	16	75	0	25	0	0	0,05	9,89
6	93/17	10	100	0	0	0	0	0,01	5,51
7	94/17	13	53,8	15,4	15,4	7,7	7,7	0,09	9,56
8	98/17	4	75	25	0	0	0	0,01	0,5
9	101/17	6	100	0	0	0	0	0,005	0,63
10	102/17	10	100	0	0	0	0	0,01	0,63
11	103/17	2	100	0	0	0	0	0,002	0,19
12	95-97;99;100/17	3	100	0	0	0	0	0,005	0,55

Примечание: в таблице № 5,6,7 отмечена зона наиболее обогащенная сульфидами и органическим веществом, № 12 отмечены пробы, которые были объединены в единую пробу, для выделения органического вещества. Методы проводили САЭС д.г.-м.н. Е.В. Шабанова; $C_{орг}$ П.Т. Долгих.

Таким образом можно сделать следующие выводы: Породы ходоканской свиты изменены в условиях биотит-хлоритовой субфации. Метасоматические изменения в зоне рассланцевания и сульфидизации происходили в условиях метаморфизма серицит-хлоритовой фации, что говорит о наложение более низких температурных условий относительно вмещающих пород. Карбонат проявляется в обеих зонах в ассоциации с кварцем и является вторичным минералом относительно кварца в сланцах. Рудная минерализация проявляется во всей толще сланцевых отложений. Темно-серые сланцы с убогой сульфидной минерализацией в большей степени представлены мелкими зернами пирротина, в меньшей степени пирита. Углеродистые сланцы характеризуются в большей степени пиритом и марказитом, в меньшей степени пирротином. Повышенные содержания золота относительно кларковых значений проявляются как в темно-серых сланцах с убогой сульфидной минерализацией (Σ –

0,008 max 0,015 г/т), так и в углеродистых сланцах с повышенной сульфидной минерализацией (Σ – 0,05 max 0,09 г/т). Здесь же отмечаются повышенные содержания золота и размерность частиц. В пределах изученного разреза отмечается повышенная корреляция (0,857) между $C_{орг}$ и Au.

Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. 1995. С. 352.

Степченко В.В., Будяк А.Е. Тарасова Ю.И., Радомская Т.А. Минеральный состав нижнепротерозойских отложений Ходоканского рудного поля // Вопросы естествознания, 2018. Научный журн. № 4. С. 52-61

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z. Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit Lena Goldfield, // Economic Geology, 2007. V. 10. № 2. P. 1233–1267.

Аномальные газогеохимические поля и повышенные концентрации металлов в осадках Тонкинского залива (Вьетнам)

Сырбу Н.С.[1]

[1] *ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток* syrbu@poi.dvo.ru

Газогеохимические исследования на акваториях представляют особый интерес в настоящее время, так как позволяют быстро и эффективно выявлять и оконтуривать возможные залежи углеводородных газов (УВГ), а также устанавливать их связь с существующими разрывными нарушениями.

В данной статье представлены результаты комплексной российско-вьетнамской экспедиции в заливе Тонкин (северный Вьетнам), которая была проведена сотрудниками ТОИ ДВО РАН совместно с вьетнамскими специалистами в 2013 г. Ранее, в 1981, 1983, 1989 и 1990 гг., проводились газогеохимические исследования в западной привьетнамской части акватории Южно-Китайского моря, которые выявили резкую изменчивость концентраций метана в придонной воде (от 20 нл/дм^3 до 250 нл/дм^3) (Обжиров, 1996).

В Южно-Китайском море в нефтегазоносном отношении наиболее перспективен южный шельф Вьетнама, где открыт ряд крупных нефтегазовых месторождений, причем основные запасы нефти и газа сосредоточены в кристаллическом фундаменте (Белый Тигр, Дракон, Донгнай) (Арешев, 2003; Илатовская, 2012).

Однако, на мелководном северном шельфе не проводились системные газогеохимические исследования. В настоящее время большое внимание уделяется изучению районов западной части Тихого океана, считавшихся ранее неперспективными в отношении нефтегазового потенциала, а также исследованию геологических структур и глубинных разломов, которые могут быть каналами поставки УВГ. Тонкинский залив представляет особый интерес как район, сопряженный с крупнейшей рифтовой системой Красной реки и недостаточно изученный на предмет нефтегазоносности. Целью данной работы является анализ проведенных газогеохимических исследований в Тонкинском заливе: выяснение особенностей распределения газовых составляющих и широкого спектра химических элементов в современных донных осадках.

В районе работ (рис.1) были отобраны поверхностные донные отложения и морская вода на 97 станциях по 6 профилям, глубины в точках пробоотбора от 7.5 м до 53.3 м. Район работ расположен в осадочном бассейне Бейбуван, занимающем мелководье с глубинами от 20 до 70 м. Бассейн образовался в результате полициклических рифтогенных процессов в мезозое и кайнозое и разбит разломами северо-восточного направления. Под действием тектонических подвижек основание бассейна осложнено депрессиями, опусканиями и поднятиями, которые фиксируются на картах спутниковых гравитационных аномалий.

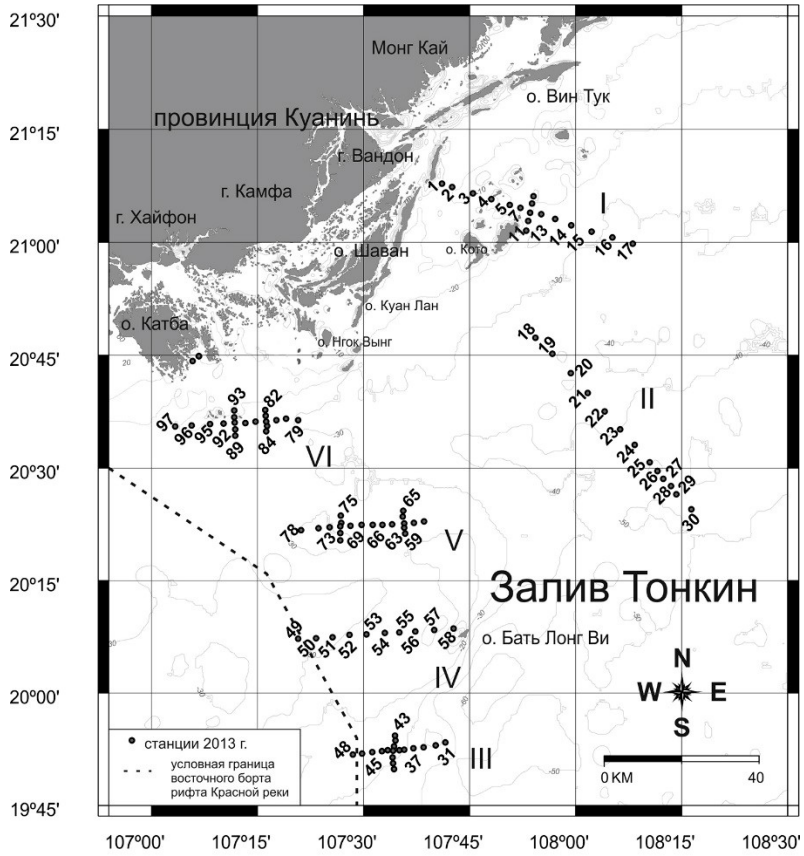


Рисунок 1. Карта района комплексных геолого-геофизических исследований в Тонкинском заливе, 2013 г.

Газогеохимическая съемка в районе исследований во всех пробах осадка выявила наличие метана в концентрациях 1010-8000 нл/дм^3. Достаточно высокие фоновые концентрации метана в осадках (3490 нл/дм^3) зафиксированы по всей поверхности залива, что указывает на диффузионное просачивание, обусловленное сетью разломов, секущих поверхность дна. В 80% проб определены пропан и бутан. Известно, что водород и гелий – характерные газы для зон глубинных разломов и сейсмически активных зон. Максимальные концентрации этих газов в осадках и придонной воде приурочены к зоне рифта реки Красная (H_2 - до 100 ppm при фоне 4-6 ppm и He до 15 ppm) (Акуличев, 2015), что говорит о тектонической активности разломной зоны (рис. 2).

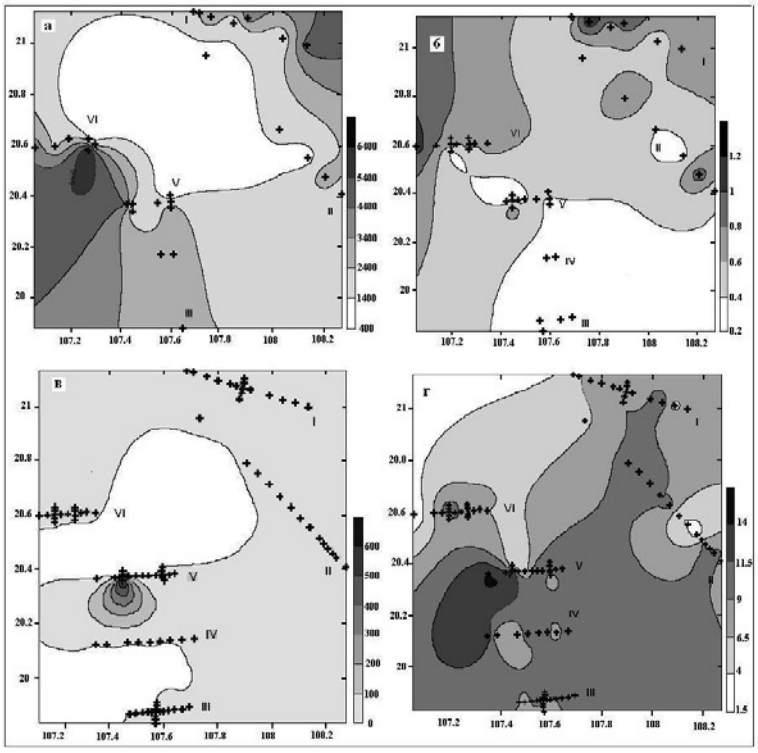


Рисунок 2. Схемы распределения в поверхностных донных осадках и придонной воде метана, органического углерода, водорода и гелия: а) CH_4 (нл/дм^3) в поверхностном слое осадков; б) $C_{орг}$ (г/т) в поверхностном слое осадков; в) H_2 (ppm) – в придонной воде; г) He (ppm) в придонной воде.

Поверхностные осадки Тонкинского залива представлены песчано-алевритовыми разностями. На станциях, расположенных близко к берегу, отмечено значительное количество пелитовой составляющей на незначительных глубинах, а при удалении от берега встречаются псаммиты алевритовые, которые образуются, очевидно, за счет сноса терригенной кластики с многочисленных островов и контролируются гидрологическим режимом. По результатам изучения микроскопических препаратов осадки можно отнести к терригенным с примесью биогенного материала (Шакиров, 2015).

Рассматриваемые осадки по химическому составу близки к обычным терригенным обломочно-глинистым отложениям, но отличаются значительными вариациями содержаний основных оксидов: SiO_2 – 56.2-84.4; TiO_2 – 0.3-0.7%; Al_2O_3 – 5.1-1.5%, Fe_2O_3 – 2.2-8.7%, MnO – 0.03-0.22%.

Концентрации $C_{орг}$ в поверхностном слое осадков изменяются от 0.25 до 1.23%. Величины $C_{карб}$ варьируют от 0.00 до 1.69%. Отмечается уменьшение содержания $C_{орг}$ при удалении от берега, так как в прибрежных районах выше не только первичная биопродукция ОВ, но и его поступление с суши. Высокие положительные корреляционные связи с $C_{орг}$ наблюдаются для большинства элементов: Mg (0.65), Na(0.70), Li(0.90), Cs(0.81), Ga(0.80), Al (0.7), Hf(0.80). Натрий и магний экстрагируются фитопланктоном в процессе жизнедеятельности (Дударев, 2006), алюминий, литий и цезий входят в состав глинистых минералов, которые характеризуются высокой сорбционной способностью и аккумулируют органическое вещество. Высокие корреляционные связи $C_{орг}$ с такими металлами как Ni(0.56), Co(0.54), V(0.58), Zn(0.63), Cu(0.53), Mo(0.68), Cd(0.68), Pb(0.76) связаны с образованием стойких металлорганических соединений. Отрицательная корреляция прослеживается с Si (-0.7) т.е. кремний является разбавителем при накоплении $C_{орг.}$ Отсутствует корреляция $C_{орг}$ с Ca и Sr, что говорит о разной генетической природе этих элементов.

При сравнении с составом верхней континентальной коры (UCC) (Wedepohl K. Hans, 1995) для большинства элементов средние значения $K_к$ (кларки концентраций) близки к их

содержаниям в UCC (0.7-1.21× UCC). Повышенные концентрации в осадках отмечены для Pb (1.48× UCC), As (3.32× UCC), Li(1.91× UCC). Низкие $К_к$ имеют Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, Hf - (0.19-0.57× UCC). Следует отметить сингенетичное распределение для подавляющего числа элементов в поверхностном слое осадков. Осадки на станциях, расположенных в зоне рифта Красной реки, характеризуются повышенными содержаниями большинства химических элементов. На этих станциях отмечается и увеличение концентраций водорода и гелия. Возрастает в 1.5-3.5 раза содержание многих химических элементов на станциях, где в осадках преобладает пелитовая составляющая (станция 71, профиль V). Сингенетичное распределение элементов нарушается в осадках на профилях IV и III, что, возможно, связано с неравномерным гранулометрическим составом. По имеющимся данным были построены схемы распределения ряда элементов и выделены зоны повышенных концентраций в осадках Тонкинского залива.

Содержание железа в осадках от 1.54 до 6.11% при среднем содержании 2.74%. Наиболее обогащены железом осадки юго-западной части Тонкинского залива, максимальные концентрации в разломной зоне рифта реки Красная. Поступление Fe в осадки, связано, очевидно, с терригенным - обломочным материалом. Высокие корреляционные связи железа (0.8-0.9) отмечаются с V, Co, Ni, Cu, Y, Mo, Pb, элементами, характерными для полиметаллических месторождений.

Среднее содержание марганца в осадках 0.039% при разбросе минимального и максимального содержаний почти на порядок (0.022 -0.167%). Максимальные содержания приурочены к зоне, примыкающей к рифту реки Красная, профиль V. Марганец - геохимически подвижный элемент и характеризует интенсивность гидротермального влияния на осадок. В зоне максимальных содержаний Mn зафиксированы и максимальные содержания водорода и гелия.

Среднее содержание свинца в поверхностном слое осадков Тонкинского залива 25.21 г/т. Максимальные его концентрации отмечаются в юго-западной и северо - восточной частях залива. Но повышенные содержания свинца (1.21-2.96×UCC) отмечается во всех пробах, что, вероятно, генетически связано с полиметаллическими месторождениями на материковой части Вьетнама (Чан Туан Ань, 2012).

Содержание мышьяка в осадках неравновероное: от 2.75 до 35.42 г/т. Максимальное значение $К_к$ (17.71×UCC) на профиле IV. Наиболее значимые корреляционные связи As с Fe (0.64), Mo

(0.54), Pb (0.55). Схема распределения мышьяка по площади аналогична схеме распределения железа. Возможно, мышьяк присутствует в осадках в виде арсенопирита и замещающего его скородита, которые характерны для свинцово - цинковых полиметаллических месторождений. Достаточно значимые корреляционные связи As с Ca (0.45) и Sr (0.51). Это может быть результатом образования Ca- арсенатов, например, фармаколита - $Ca(AsO_3OH) * 2H_2O$, на участках залива, где максимальное содержание карбонатных минералов в осадках (профиль IV) (Юргенсон, 2011).

Среднее содержание цинка в осадках 53.78 г/т при разбросе значений от 30.00 до 104.70 г/т. Максимальные концентрации приходятся на станциях с высоким содержанием глинистой составляющей. Высокие корреляционные связи цинка отмечены с Fe (0.86), Co(0.86), Ni (0.94), Y(0.9), Cd (0.9), Cs(0.9), Pb (0.8) и элементами, связанными с глинистой составляющей: Al (0.94) Li (0.8), Rb(0.9), Cs(0.9). Поступление Zn связано, очевидно, с полиметаллическими месторождениями материковой части Вьетнама, и его аккумуляция происходит в тонкозернистой составляющей осадка.

Кларки концентрирования для вольфрама 0.65-1.88×UCC, его среднее содержание в поверхностных осадках 1.57 г/т. Максимальные содержания зафиксированы на станциях с повышенным содержанием глинистой составляющей и примыкающие к рифту Красной реки. Были рассчитаны некоторые литохимические модули, характеризующие геологические процессы в осадках (Юдович, 2000). Значения модуля Страхова **(**Mn+Fe)/Ti для осадков Тонкинского залива варьируют от 5.52 до 24.71, максимальное значение – на профиле IV. Модуль

Бострема Al/(Al+Fe+Mn) меняется от 0.4 до 0.7. Такие величины модулей характерны для терригенных отложений без гидротермального влияния (Бутузова, 1998).

Отношение Al_2O_3/SiO_2 или алюмо-кремниевый модуль отражает степень химической дифференциации осадочного материала в процессе постседиментационного преобразования. Гидролиз - наиболее значимый процесс геохимического преобразования вещества, который определяется тектоническим режимом областей и климатическими условиями (Русаков, 2010). С увеличением отношения Al_2O_3/SiO_2 увеличивается и содержание металлов в осадке: Co, Ni, Cu, Zn, V.

На основании приведенных данных были сделаны следующие выводы.

1.Полученные схемы распределения метана, гелия и водорода в поверхностных отложениях и придонной воде Тонкинского залива (северо-запад Южно-Китайского моря) позволили проследить связь миграционных газов с геологической структурой данной области. Увеличение концентрации водорода (700 ppm), гелия, углекислого газа, метана с "метаморфогенным" изотопным сигналом углерода (Шакиров, 2016), свидетельствует о геодинамической активности в области исследований и о возможной поставке глубинного флюида по сверхглубоким проницаемым зонам (Никифоров, 2015).

2.Содержания в поверхностных осадках Тонкинского залива большинства химических элементов сопоставимы с их концентрациями в верхней континентальной коре - (0.7-1.2× UCC). Повышенные концентрации в осадках отмечены для Pb, As, Li - (1.48-3.32× UCC).

Сингенетичное распределение в осадках подавляющего количества проанализированных элементов позволяет говорить об общем источнике поступления терригенного материала. 3.Величины рассчитанных титанового и алюминиевого модулей Страхова и Бострема характеризуют осадки Тонкинского залива как терригенные без гидротермального влияния. Но отмечается резкая изменчивость значений модулей в рифтовой зоне реки Красная. В этой зоне также выявлены аномалии марганца, метана, гелия, водорода, что свидетельствует об активном преобразовании вещества и указывает на эндогенную активность недр Тонкинского залива. Приведенные факты требуют продолжения исследований и являются основой для проведения сравнения с Дальневосточными морями, в частности с ХоккайдоСахалинской складчатой системой, а также с рифтограбенами востока Российской Федерации.

Исследования выполнены при поддержке Гранта Президента МК- 2286.2017.5 и гранта РФФИ мол_а 18-35-00047, а также программы "Дальний Восток" 18-008. Газогеохимические поля и потоки метана и углекислого газа в Северном и Центральном Вьетнаме и его шельфе: изучение взаимодействия литосферы, гидросферы и атмосферы. VAST: QTRU02.01/18-19. Gasgeochemical fields and CH4/CO2 fluxes in the Northern and Central Vietnam and it's shelf: study of lithosphere, hydrosphere and atmosphere interaction. QTRU02.01/18-19.

Акуличев В.А., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Фунг Ван Фать, Нгуен Ну Чунг, Зыонг Куок Хын, Мальцева Е.В.,Полоник Н.С., Ле Дык Ань. // Аномалии природных газов в заливе Тонкин (Южно-Китайское море). ДАН. 2015. Т.461, №1. С. 53-57.

Арешев Е. Г. Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии.М.: Аванти, 2003. 288 с.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.

Дударев О.В., Семилетов И.П., Чаркин А.Н., Боцул А.И. Седиментационные обстановки на приконтинентальном шельфе Восточно-Сибирского моря //Докл. АН. 2006. Т. 409. № 6. С. 822-827.

Илатовская П.В., Семенов П.Б., Рыськова Е.О. и др. Распределение газообразных углеводородов в донных отложениях и придонно-пограничном слое водной толщи континентального шельфа южного Вьетнама. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. №3. С. 1-13.

Никифоров В.М., Долгих Г.И., Кулинич Р.Г., Шкабарня Г.Н., Дмитриев И.В., Фунг Ван Фэк, Вуонг Хунг Ван. Новые данные о глубинном строении северной части залива Бакбо ЮжноКитайского моря (по результатам магнитотеллурических зондирований). // ДАН. 2015. Т. 458. №6. С. 696–700.

Обжиров А.И. Газогеохимические поля и прогноз нефтегазоносности морских акваторий.

Дис. д-ра геол.-минерал. наук. Владивосток, 1996. 277с.

Русаков В.Ю., Левитан М.А., Рощина И.А. и др. Химический состав глубоководных верхнеплейстоцен - голоценовых осадков хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан). // Геохимия. 2010. №10. С. 1062-1078.

Чан Туан Ань, Гаськов И.В., Чан Чонг Хоа, Неволько П.А. и др. Минералого-геохимические особенности и условия образования полиметаллических месторождений структуры Логам северо-восточного Вьетнама. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, №7. С. 817 - 833.

Шакиров Р.Б. Газогеохимические поля окраинных морей Дальневосточного региона:

распределение, генезис, связь с геологическими структурами, газогидратами и сейсмотектоникой. Дис. д-ра геол.-минерал. наук. Владивосток, 2016. 277с.

Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Сырбу Н.С., и др. Особенности распределения природных газов в донных осадках и воде северо-западной части Тонкинского залива (Южно-Китайское море, Вьетнам) // География и природные ресурсы. 2015. № 4. С. 178-188.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 478с. Юргенсон Г. А., Солодухина М. А. Мышьяк в зоне гипергенеза Шерловогорского горнопромышленного района. // Вестник ЗабГУ РАЕН. 2011. № 10. С. 117-123.

Wedepohl K. Hans. The composition of the continental crust. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59, № 7. P. 1217 – 1232.

Структурная и геохимическая характеристика месторождение Красное (БайкалоПатомское нагорье)

Тарасова Ю.И. [1], Будяк А.Е. [1], Чугаев А.В. [2]

[1]*ИГХ СО РАН, г. Иркутск, j.tarasova84@yandex.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*

В настоящем сообщении приводятся первые обобщенные результаты изучения геохимических характеристик пород и руд лицензионного участка «Красный» расположенного в пределах Бодайбинского синклинория.

1) Ядерная часть антиклинальной складки, представленная углеродсодержащими филлитовидными сланцами, как правило не содержит промышленных концентраций металла. Максимальное количество золота находится в непосредственном контакте филлитовидных углеродсодержащих сланцев с алевролитами, с предпочтением к последним. Это по всей видимости обусловлено их физическими параметрами: большая хрупкость относительно глинистых пород в условиях тектонических деформаций. 2) В результате проведенных работ, отмечается два рудных тела, приуроченных разным пачкам аунакитской свиты характеризующимся различными литологическими характеристиками. Разобщенность рудных тел пачкой филлитовидных сланцев, которые априори являются более пластичными и менее проницаемыми относительно песчаников, говорит в пользу концепции предложенной В.А.Буряком (Буряк, 1982) о самодостаточности вмещающих отложений для формирования месторождений золота, без дополнительного глубинного источника.

3) Эта концепция подтверждается изотопными отношениями $\delta^{34}S$. Полная сопоставимость соотношения $\delta^{34}S$ из пирита рудного и безрудного горизонтов, варьирующая в пределах -6 ‰ – до -9 ‰ месторождения Красное, что кардинально отличается от пирита рудного и безрудных интервалов месторождения Сухой Лог и Голец Высочайший (+7 – +11.5 ‰), располагающихся в хомолхинской свите, имеющей стратиграфически нижележащее положение. Такое распределение изотопных соотношений серы, говорит о том что рудный флюид, приведший к формированию месторождения Красное, был изолирован от рудного вещества месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший. Соответственно напрашивается вывод о том, что сера рудного интервала была заимствована из вмещающих пород без привлечения дополнительного глубинного источника. Соответственно, подтверждается вывод о разном источнике столь близких черносланцевых стратоуровней и соответственно месторождений к ним приуроченных. 4) Изучение органического углерода по средством битуминологического анализа и его ИК-спектроскопии, а также изотопных соотношений $\delta^{13}C$ дали следующие результаты: обнаружен схожий рисунок распределения по ИК-спектроскопии между углеродом отложений чехла юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в пределах месторождений Красное и Сухой Лог. Из этого следуют такие выводы: отложения накапливались в пределах единого бассейна, в схожей геодинамической обстановке; а также о возможной связи формирования месторождений Бодайбинского района с единым рудным процессом, из чего следует, что источник битумоида и характер его участия в рудном процессе может быть однотипным. Изотопный состав валового углерода $\delta^{13}C$ месторождений так же сопоставим между собой и, судя по полученным значениям, соответствует органическому углероду, захороненному в процессе седиментации.

Согласно ИК-спектроскопии, в составе битумоида, присутствует ассоциация элементов N+S+O, которая является меткой его органического происхождения. Значительное содержание азота в составе растворимого углеродистого вещества, объясняет его присутствие в изученных газово-жидких включениях в кварце верхнего рудного тела месторождения Красное. Такой вывод предполагает участие деструктивной составляющей органического вещества

углеродсодержащих пород в виде углекислоты в присутствии азота в рудном процессе, что было подтверждено при изучении ГЖВ из рудного кварца месторождения Красное.

5) По спектрам рамановской спектроскопии полученный состав газово-жидких включений в кварце месторождения Красное установлено, что основным компонентом является CO_2, в подчиненном количестве отмечается N_2 и CH_4. Такой состав возможен при декарбонизации углерода, связанной с деструкцией органического вещества вмещающих толщ. Кроме того, по мнению авторов, наличие N могло иметь каталитическое влияние на степень выщелачивания тяжелых металлов (золото, серебро, ЭПГ) из вмещающих пород в процессе метаморфогенно-метасоматических преобразований и их последующее отложение на геохимических барьерах восстановительного характера. 6) Несмотря на то, что практически вся сульфидная минерализации находится в ассоциации с кварцем, тем не менее, в валовом отношении кремнезем снижается относительно наименее измененных отложений, что говорит о его перераспределении во вмещающие породы и частичном выносе кислым флюидом за пределы рудного интервала месторождения.

7) Для наиболее успешных поисковых работ как непосредственно на месторождении Красное, так и в целом на участке дальнейших работ по объектам Бодайбинского синклинория, проводимых в пределах отложений жуинского горизонта (аунакитскаявачская свиты), наиболее успешным поисковым критерием можно считать ассоциацию из группы коррелирующих между собой элементов, включая As, U, Ni, Co + Fe_2O_3 и CO_2.

Заключение

Таким образом, в пределах Бодайбинского синклинория, перспективными для обнаружения золоторудных месторождений Сухоложского типа, кроме непосредственно хомолхинской свиты вмещающей эталонные месторождения Сухой Лог и Голец Высочайший, необходимо учитывать аунакитский стратоуровень относящийся к жуинскому горизонту. Учитывая приуроченность к аунакитской свите гигантского месторождения Вернинское (более 300 т золота), можно предположить увеличение запасов золота на месторождении Красное связанного с дальнейшим изучением рудного тела месторождения в сторону падения замковой части антиклинали.

Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. Москва: Изд-во Недра, 1982. 256 с.

Минералого-геохимические особенности рудоносных углеродистых сланцев Рыльской структуры КМА как показатель их генезиса.

Токарева В.А.[1], Кузнецов В.С.[1], Абрамов В.В.[1]

[1]*ВГУ, г. Воронеж, vikaczech@gmail.com*

Разновозрастные стратифицированные углеродистые толщи различных регионов Земли являются уникальными источниками цветных, редких и благородных металлов. На территории Воронежского кристаллического массива углеродсодержащие породы встречаются в составе докембрийских метаморфических комплексов различного возраста. Максимального развития углеродистые толщи достигают в оскольской серии нижнего протерозоя, которая перекрывает железорудную курскую серию. Состав и строение оскольской серии характеризуется ритмичной, неоднократно повторяющей сменой конгломератов, гравелитов и метапесчаников, переходящих к верхам разреза в карбонатнослюдистые сланцы с горизонтами амфиболитов, метаморфизованных доломитов и известняков, широким развитием углеродсодержащих пород и вулканитов. Отложения оскольской серии накапливались только в наиболее крупных структурах с длительным устойчивым прогибанием: Тим-Ястребовской, Белгородской, Михайловской, Волотовской, Рыльской (Чернышов Н.М., 2004). Объектом изучения в настоящей работе являлись углеродистые сланцы различного минерального состава, развитые в пределах Рыльской структуры КМА, в которых предыдущими исследованиями были установлены значимые содержания благородных металлов (Кузнецов В.С. и др., 2014[1]). В геологическом строении Рыльской структуры принимают участие породы архея и палеопротерозоя. Осадочнометаморфический комплекс пород палеопротерозойской оскольской серии слагает круто падающую, узкую, осложненную мелкой складчатостью синклинальную складку, ядерная часть которой сложена довольно значительной по мощности (200 – 250 м) толщей углеродистых сланцев и карбонатно-терригенных образований.

Углеродистые сланцы представляет собой темно-серые, почти черные породы, тонкозернистые, нечетко рассланцованные, а потому нередко выглядят массивными. Для них характерны микрозернистая, гранобластовая, лепидобластовая, порфиробластовая структуры. Текстура пород сланцеватая, часто плойчатая. Породы без признаков метасоматических изменений, в частности щелочного метасоматоза. После уточнения минерального состава сланцев, выполненного в том числе с помощью микрорентгеноспектрального анализа, установлено, что основными породообразующими минералами сланцев являются кварц, слюды, представленные серицитом, флогопитом, мусковитом, гранаты (Токарева В.А., 2018). В отдельных участках породы интенсивно обогащены углеродистым веществом (графитом). В кварц-слюдистой матрице сланцев установлены (в количестве около 15 %) калиевые полевые шпаты, представленые отдельными прямоугольными, изометричными зернами размером 0,02-0,05 мм. Также сланцы характеризуются повышенными содержаниями сульфидных минералов: пирит, пирротин, сфалерит, арсенопирит, галенит, халькопирит (5 – 30 %). Углеродистые сланцы характеризуются также значительным разнообразием видового состава акцессорных минералов. В указанных породах оптическими и микрорентгеноспектральными исследованиями диагностированы цирконы, аллотигенные

гранаты, рутил, ставролит, барит, оливин (гиалосидерит). Анализ кристалломорфологических особенностей и химического состава акцессорных минераловпозволяет сделать следующие выводы. Интенсивно окатанные зерна цирконов, рутила свидетельствовуют об их длительном нахождении в экзогенных условиях, в том числе в породах, претерпевших несколько циклов выветривания и седиментации. Промежуточными коллекторами могли выступать метаосадочные породы михайловской и обоянской серий КМА,

подстилающие образования оскольской серии. Магнезиальный состав акцессорного оливина углеродистых сланцев предполагает, что наиболее вероятным его источником могли являться магматические породы ультрабазит-базитового состава, широко развитые в нижележащей михайловской серии КМА. Хорошая сохранность оливина, обычно неустойчивого в гипергенных условиях, свидетельствуют о близости коренных источников сноса к областям седиментации. Таким образом, столь широкий спектр акцессорных минералов, особенно аллотигенных, характерных для пород как кислого, так и основного-ультраосновного состава свидетельствует о полигенной природе исходного субстрата сланцев и наличии в областях размыва пород различного петрографического состава.

С целью уточнения условий осадконакопления и характеристики состава протолита были изучены геохимические особенности углеродистых сланцев Рыльской структуры, на основе 8 анализов химического состава пород, выполненных с методами РФА и ICP-MS (Кузнецов В.С. и др., 2014[2]) В ходе интерпретации полученных результатов с целью уточнения генезиса пород был проведен анализ различных петрохимических коэффициентов и диаграмм (табл. 1)

Таблица 1 Основные петрохимические индексы углеродистых сланцев Рыльской структуры

Компоненты	2586/1	3556/1	3556/2	3557/1	3557/2	3557/3	3557/4	3557/5
$S_{общ}$	2,73	1,70	1,12	3,61	1,38	2,30	1,49	1,47
$C_{общ}$	6,32	4,56	3,19	8,74	10,90	9,60	9,51	8,39
CIA	43,81	41,94	52,97	47,45	39,49	50,50	49,54	52,31
CIW	58,01	47,84	63,66	55,03	44,86	59,16	57,29	61,64
PIA	37,88	39,30	54,48	46,48	36,18	50,71	49,37	53,31
ICV	2,47	2,79	1,91	2,56	3,16	2,24	2,25	1,91
K_2O / Al_2O_3	0,56	0,29	0,32	0,29	0,30	0,29	0,27	0,29
∑REE	290,46	153,23	186,13	155,52	172,93	166,42	142,35	157,74
Eu/Eu*	0,75	0,68	0,63	0,66	0,71	0,71	0,67	0,72
Ce/Ce*	0,88	0,98	0,99	0,89	0,88	0,91	0,93	0,94
Th/Sc	0,70	0,95	1,70	1,03	1,17	1,21	1,01	0,95
Zr/Sc	12,16	10,94	15,99	14,17	15,83	16,18	15,45	15,65
Th/Co	0,36	0,30	0,61	0,69	0,58	0,61	0,83	0,63
La/Sc	3,89	2,69	4,16	3,26	3,78	3,58	2,59	3,11
La/Th	5,59	2,85	2,44	3,15	3,24	2,95	2,57	3,28
(La/Yb)n	7,79	12,32	17,11	6,89	8,10	8,49	6,31	7,83
(Gd/Yb)n	1,62	1,81	2,10	1,36	1,49	1,50	1,33	1,52
	185,45	106,76	134,08	99,66	112,55	109,97	90,52	103,04
∑LREE	14,07	5,13	4,75	8,75	8,60	7,81	8,14	7,39
∑HREE								
(LREE/HREE)n	5,91	9,34	12,66	5,11	5,87	6,32	4,98	6,26

На диаграмме М. Хиррона (Кузнецов В.С. и др., 2014[2]) точки составов изучаемых пород Рыльской структуры располагаются достаточно компактно и попадают в поле вакк, что предполагает наличие в исходном осадке значительного количества обломочной компоненты. По отношению K2O/Al2O3 (калиевый модуль) можно судить о соотношении калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а также о том, какие глинистые минералы могли присутствовать в протолите (Cox, R. и др., 1995). Отношение K_2O/Al_2O_3 уменьшается в следующем порядке: калиевый полевой шпат (≈ 0,4–1,0), иллит (≈ 0,3), другие глинистые минералы (≈ 0). Глинистые сланцы с соотношением K_2O/Al_2O_3 выше, чем 0,5 предполагают значительное количество КПШ относительно других минералов в протолите (поступление из областей сноса петрогенного материала кислого состава). Отношение K_2O/Al_2O_3 в сланцах Рыльской структуры находится в интервале 0,27–0,56, среднее – 0,35, что превышает это отношение в PAAS. Исходя из этого,

можно полагать, что протолитом сланцев Рыльской структуры были преимущественно кислые породы гранитного состава. Данный вывод подтверждается и результатами изучения минерального состава сланцев, показавшими значительное количество КПШ в составе основной ткани пород. По результатам исследования химического состава для углеродистых сланцев оскольской серии КМА рассчитан индекс химического выветривания (CIA) (Nesbitt, H. W. И др., 1982), который характеризует климатические условия в области размыва. Значения CIA для углеродистых сланцев Рыльской структуры изменяются в более узком диапазоне 39,5 – 53 (среднее 47), что свидетельствует об участии в формировании протолита для углеродистых сланцев Рыльской структуры материала, не подвергшегося серьезным изменениям. Этот вывод подтверждается данными по индексу ICV (для изучаемых пород имеет значения в интервале 1,99 – 3,16) (Nesbitt, H. W. И др., 1982). Незрелые исходные глинистые осадки с высоким процентом неглинистых силикатных минералов характеризуются значениями ICV более 1,0. Такие отложения часто устанавливаются в тектонически активных обстановках, в то время как более зрелые глинистые породы, состоящие в основном из глинистых минералов, имеют значение ICV менее 1,0 (Cox, R. и др., 1995). Величина CIW (Harnois, L. 1988) возрастает с ростом степени выветрелости материала палеоводосборов. Для слабоизмененных докембрийских базальтов и гранитов индекс CIW составляет 76 – 59, в корах выветривания по указанным породам он достигает 94 – 98. В углеродистых сланцах Рыльской структуры значения CIW находятся в пределах 44,7 – 63,6. Степень химического выветривания также может быть оценена с использованием индекса изменения плагиоклаза (PIA) (Fedo, C.M. и др., 1995). Невыветрелые полевые шпаты характеризуются значениями PIA = 50, в то время как в PAAS имеет значение PIA = 79. Для углеродистых сланцев значения PIA находятся в пределах 36,2 – 54,48, что указывает на низкую степень выветривания на размываемых площадях. Низкие значения индексов CIA, CIW в интервалах 44,7 – 63,6, а также значения ICV более 1, свидетельствуют об образовании метатерригенных пород за счет слабовыветрелых продуктов в тектонически активной обстановке. Для реконструкции наиболее общих особенностей состава пород в областях размыва по данным о химическом составе алюмосиликатных образований были использованы отношения ряда индикаторных элементов (Zr, Sc, Th, Co, La, Hf) и построены соответствующие дискриминационные диаграммы (Кузнецов В.С. и др., 2014). Полученные результаты дают информацию о составе источников сноса для углеродистых сланцев Рыльской структуры оскольской серии КМА, который соответствует магматическим породам кислого состава (диаграмма Th/Co – La/Sc, отношение Th/Co до 2,5 (Тейлор С. Р. и др., 1988)). Анализ систематики ряда элементов в углеродистых сланцах Рыльской структуры, выполненный с использованием диаграмм La/Th – Hf и Th/Sc, Zr/Sc указывает на размыв кислой континентальной коры. Содержания редкоземельных элементов в углеродистых сланцах Рыльской структуры сопоставимы с их содержанием в PAAS. Суммарное содержание REE изменяется от 142 до 290 г/т, наибольшие колебания содержаний характерны для LREE. Спектры распределения REE, нормализованные к составу хондрита, отличаются отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0,63 – 0,75) и значительным отрицательным наклоном, о чем свидетельствуют величины отношений (La/Yb)n = 6,9 – 17,1, (Gd/Yb)n = 1,3 – 2,1. Отношения Ce/Ce* в сланцах Рыльской структуры изменяется незначительно в пределах 0,88 – 1,02, что указывает на накопление исходных осадков в окраинно-континентальных условиях. (Murray, R.W. 1990). Высокая величина отношения легких редкоземельных элементов к тяжелым (LREE/HREE > 4) объясняется высоким содержанием в протолите полевых шпатов. Отношение La/Th достаточно высокое – 2,4 – 5,6. Указанные особенности (высокое отношение (La/Yb)n, отчетливая отрицательная европиевая аномалия, высокое отношение La/Th) обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии пород кислого состава (Тейлор С. Р. и др., 1988). На диаграмме Th/Sc – Eu/Eu* (Cullers, R.L. и др., 2002) точки составов сланцев Рыльской структуры также попадают в область кислого источника протолита (Кузнецов В.С. и др., 2014[2]).

Таким образом, полученные результаты исследования минералогических и литогеохимических особенностей углеродистых сланцев Рыльской структуры показали, что в представленной выборке образцов присутствовали исходно глинисто-алевритовые породы, содержащие значительное количество обломочных полевых шпатов. На основе анализа систематики петрогенных, а также малых, редких и редкоземельных элементов в углеродистых сланцах Рыльской структуры с использованием ряда дискриминационных диаграмм установлено, что протолитом сланцев Рыльской структуры были преимущественно кислые породы гранитного состава, и в меньшей степени, основного-ультраосновного. Также не исключается присутствие на размываемых площадях значительного количества переотложенных метаосадочных пород, близких по химическому составу к кислым магматическим породам, и влияние рециклирования осадков. Результаты исследований указывают на низкую степень выветривания на размываемых площадях, и участие в формировании протолита для сланцев Рыльской структуры материала, не подвергшегося серьезным изменениям, в состав которого входило значительное количество калиевого полевого шпата и гидрослюд, в условиях достаточно активной тектонической обстановки и незначительной удаленности источников сноса от бассейна седиментации.

Как установленов в ходе исследований последних лет установлено (Чернышов Н. М., 2004), важнейшим компонентом черносланцевых толщ КМА являются благородные металлы (золото, серебро, металлы платиновой группы), а вышеуказанные докембрийские стратифицированные образования могут выступать в качестве одного из крупнейших нетрадиционных источников их селективной и попутной золото-платинодобычи. Результаты, полученные в ходе настоящего исследования, дают ценный материал для изучения возможных источников поступления благородных металлов в черные сланцы, что, в свою очередь, может быть использовано для прогноза и поиска рудных месторождений как в пределах изучаемого региона, так и в сходных геологических обстановках.

Кузнецов В.С., Абрамов В.В. Новые данные по геохимии золота в углеродистых сланцах оскольской серии Рыльской структуры Курской магнитной аномалии // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геология. 2014. № 2. С. 49-55.

Кузнецов В.С., Абрамов В.В. Геохимические особенности и состав протолита углеродистых сланцев Рыльской структуры (Воронежский кристаллический массив) // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геология. 2014. № 4. С. 21-28.

Тейлор С. Р., Мак-Леннон С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М. : Мир, 1988. 384 с.

Токарева В.А. Особенности минерального состава углеродистых сланцев Рыльской рифтогенной структуры КМА / Токарева В.А. // Труды XV Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 100-летию со дня рождения д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Апатиты: Изд-во ГИ КНЦ РАН, 2018. 524 с.

Чернышов Н. М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная

Россия) // Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2004. 448 с.

Cox, R., Lowe D. R. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review // J. Sediment. Res. 1995. V. 65. P. 1–12.

Cullers, R.L., Podkovyrov, V.N. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia // Precambrian Res. 2002. V. 117. P. 157–184

Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P 921-924.

Harnois, L. The CIW index: A new chemical index of weathering // Sedimentary Geology. 1988. V. 55. P. 319-322.

Murray, R.W. Rare earths elements as indicators of different marin depositional environments in chert and shale // Geology. 1990. V. 18. P. 286–271.

Nesbitt, H. W., Young, G.M. Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 229. P 715-717.

Структурно-химическое состояние примеси серебра и индия в синтетических сфалеритах по данным рентгеновской спектроскопии поглощения.

Трофимов Н.Д.[1,2], Филимонова О.Н.[1], Ковальчук Е.В.[1], Абрамова В.Д.[1], Квашина К.О.[3], Чареев Д.А.[4], Никольский М.С.[1], Евстигнеева П.В.[1], Згурский Н.А.[5], Тагиров Б.Р.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, trofim-kol@mail.ru*
[2]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*
[3]*Европейский источник синхротронного излучения (ESRF), г. Гренобль, Франция*
[4]*ИЭМ РАН г. Черноголовка*
[5]*Международный университет «Дубна», г. Дубна*

Введение

За последние десятилетия In стал одним из наиболее востребованных элементов, используемых в области высоких технологий. Главным источником In является сфалерит - основной минерал колчеданных Zn и Zn-Cu руд, при переработке которых попутно извлекается In. Содержание In в сфалерите коррелирует с концентрацией Cu: концентрация обоих металлов может достигать десятых долей масс.% при их совместном нахождении. Повышенные концентрации In и Cu в сфалерите связывают с образованием изоморфного твёрдого раствора с компенсацией заряда по схеме: $Cu^{+}+In^{3+}\leftrightarrow 2Zn^{2+}$ (Cook et. al., 2009). Другим элементом 1b подгруппы периодической системы, встречающимся в сфалерите, является Ag. На основании схожих химических свойств Cu и Ag можно предположить, что аналогичный механизм замещения с образованием твёрдого раствора в In-содержащем сфалерите реализуется и для Ag. Задачей данной работы является определение структурнохимического состояния (степени окисления, позиции в структуре, межатомных расстояний) Ag и In при совместном присутствии в синтетических кристаллах сфалерита методом рентгеновской спектроскопии поглощения (XAS). Экспериментальные и аналитические методы

Легированные Ag и In кристаллы сфалерита были синтезированы методом газового транспорта (образцы № 4152 и 4169) в печах сопротивления с горизонтальным температурным градиентом. Порошкообразная шихта, состоящая из 0,5 г. ZnS и примесей Ag_2S и In_2S_3, вместе с 10 мг транспортного реагента (кристаллический I_2) были помещены в ампулы из кварцевого стекла (8 мм внутренний диаметр, 11 мм внешний диаметр, 110 мм длина). Ампулы с образцами № 4152 и 4169 были запаяны под вакуумом в пламени кислородной горелки и на 20 дней помещены в печи. Температура на горячем (шихта) и холодном (кристаллы) концах составила соответственно 850 и 750°C. Порошкообразный образец № 4197 был приготовлен методом сухого синтеза в вакуумированных ампулах из кварцевого стекла из сульфидов, взвешенных в необходимых мольных соотношениях, при температуре 550°C в течение четырёх недель с одним промежуточным перетиранием. По окончании эксперимента ампулы были закалены в холодной воде. По данным рентгеноструктурного фазового анализа фазовый состав кристаллов отвечал чистому сфалериту (предел обнаружения ~5 об.%). Полученные кристаллы были исследованы методами рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС) и методом рентгеновской спектроскопии поглощения XANES и EXAFS (спектроскопия околокраевой и дальней тонкой структуры соответственно)

Результаты и обсуждение

Химический состав синтезированных сфалеритов приведён в табл.1. СЭМ-изображения не выявили металлического Ag в синтезированных кристаллах. Данные ЛА-ИСП-МС

подтвердили гомогенность распределения ^{113}In и ^{107}Ag вдоль профиля относительно основных компонентов (Zn, S).

Таблица 1 Состав шихты и результаты анализов РСМА и ЛА-ИСП-МС

№ образца	Состав стартовой смеси	РСМА масс.%±2σ					ЛА-ИСП-МС ppm±2σ	
		Zn	S	In	Ag	Всего	^{107}Ag	^{113}In
4152	ZnS+1%Ag_2S	66,43±0,54	33,77±0,37	-	н.п.о.	100,2±0,90	23±1	-
4169	ZnS+0.125%Ag_2S+0.125%In_2S_3	65.76±0.050	33.90±0.32	0.02±0.01	0.03±0.02	99.71±0.84	180±7	160±8
4197	ZnS+6%Ag_2S+8%In_2S_3	Состав образца соответствует составу исходной шихты.						

Измерения рентгеновских спектров поглощения для Ag *K*-края и In *K*-края проводились на линии BM20 Европейского центра синхротронного излучения (ESRF, Гренобль, Франция). Спектры XANES для Ag и In в синтетических сфалеритах и в стандартах (Ag, $AgInS_2$, In_2S_3) показаны на рис. 1а и б соответственно. Форма спектров XANES *K*-края поглощения Ag (рис. 1а) указывает на присутствие двух форм нахождения серебра: Ag^0 (является основной в Обр. № 4152, 4169) и Ag^+ (Обр. № 4197). При этом наблюдается закономерное смещение положения первого интенсивного пика (белой линии, БЛ) в ряду образцов и стандартов: $БЛ_{AgInS2}$<$БЛ_{4197}$<$БЛ_{4169}$<$БЛ_{4152}$<$БЛ_{Ag}$. Эта зависимость связана с увеличением доли металлического Ag^0 в этом ряду. Отметим, что спектр XANES *K*-края поглощения Ag для образца № 4197, в котором Ag находится в степени окисления +1, отличается от спектра стандарта $AgInS_2$. Этот факт свидетельствует в пользу того, что в образце № 4197 Ag находится в виде твёрдого раствора в сфалерите. Форма спектров *K*-края поглощения In в образцах отличается от In_2S_3 (рис. 1б). В то же время, спектры образцов близки по форме и по положению края поглощения (КП) и БЛ к спектру $AgInS_2$. Таким образом, «формальная» степень окисления In отвечает +3, а локальное атомное окружение In в образцах сфалерита близко к фазе $AgInS_2$.

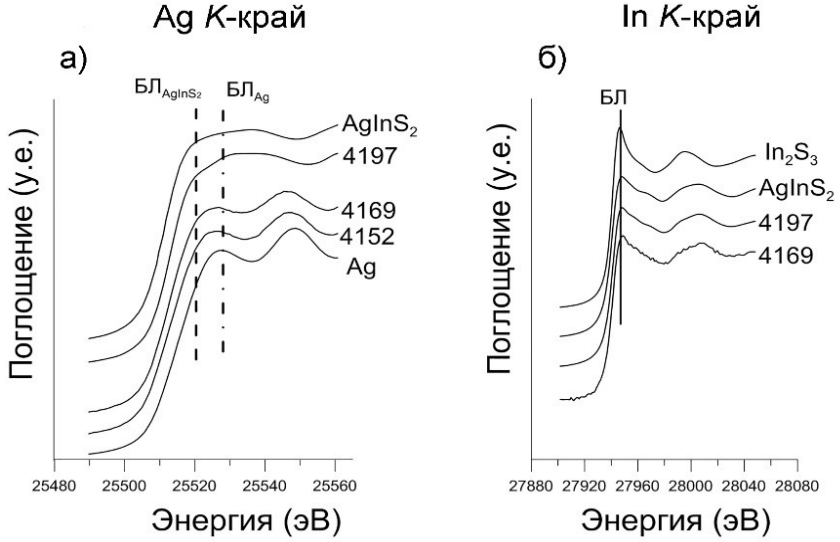


Рисунок. 1. Околокраевая структура рентгеновских спектров поглощения Ag *K*-края (а) и In *K*-края (б) в сфалеритах и стандартах ($AgInS_2$, Ag, In_2S_3).

Вертикальными линиями отмечены максимумы белой линии (БЛ) в стандартах (для Ag *K*края) и синтезированных образцах (для In *K*-края).

Анализ EXAFS-спектров, записанных на Ag *K*-крае поглощения (рис. 2 а) показал, что в образце № 4197 Ag изоморфно замещает Zn в катионной позиции. Ag находится в тетраэдрическом окружении атомов серы, расположенных на расстоянии 2.49±0.02Å. Вторая координационная сфера незначительно расширяется (N_{Zn} ~12, $R_{Ag\text{-}Zn}$~3.91±0.01Å), а межатомные расстояния в третьей координационной сфере (N_S ~12, $R_{Ag\text{-}S}$ ~4.19±0.01Å) существенно занижены относительно чистого сфалерита ($R_{Zn\text{-}S}$ ~4.43Å). В образце № 4152 большая часть Ag присутствует в форме Ag^0 (N_{Ag}~8.3±1.5, $R_{Ag\text{-}Ag}$=2.86±0.01Å; параметры локального атомного окружения для металлического Ag: N_{Ag}=12, $R_{Ag\text{-}Ag}$=2.88Å). В образце сфалерита № 4169 локальное окружение Ag наследуется от металлического серебра и Ag, находящегося в твёрдом растворе в катионной позиции Zn.

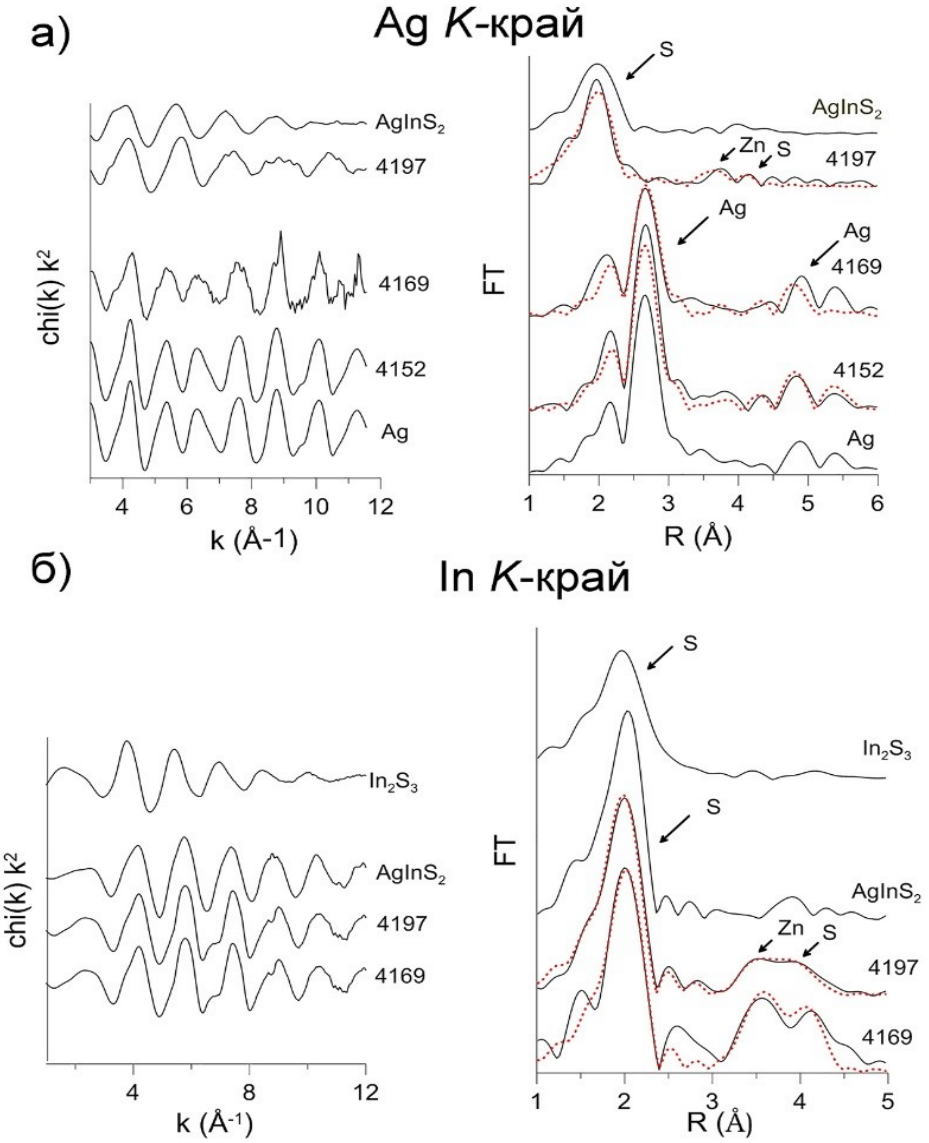


Рисунок. 2. Сравнение осциллирующих частей EXAFS спектров (слева) и их Фурьетрансформант (справа) для Ag *K*-края (а) и In *K*-края поглощения (б).

Сплошные линии – эксперимент, пунктир – результат подгонки.

Наилучшее описание EXAFS-спектров, записанных на *K*-крае поглощения In (рис. 2б), достигается при изоморфном замещении в катионной позиции Zn↔In. Локальное атомное окружение In в образцах № 4197 и 4169 идентично независимо от концентрации Ag (для первой сферы N_S~4, $R_{In\text{-}S}$ ~2.48Å). Отметим, что межатомное расстояние In-S существенно возрастает относительно расстояния Zn-S в чистом сфалерите (2.31Å). В образце № 4197 (Ag в виде твёрдого раствора) вторая координационная сфера In состоит из 12 атомов Zn (R_{InZn}~3.93±0.01), а третья

из 12 атомов S (R_{In-S}~4.48±0.01Å). В образце № 4169, содержащем Ag^0, во второй координационной сфере In наблюдается вклад тяжёлого атома Ag. Таким образом, нами показано, что в случае совместного присутствия Ag и In в сфалерите происходит образование твёрдого раствора с компенсацией заряда: $Ag^+ + In^{3+} \leftrightarrow 2Zn^{2+}$. Образование твёрдого раствора приводит к изменению межатомных расстояний, а симметрия координационных полиэдров наследуется от сфалерита. Эта схема идентична для Cu и Ag. В образце, не содержащем In, доминирующей формой Ag становится металл (Ag^0).

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант 18-77-00078) и ESRF (эксперимент ES-703).

Cook N. J., Ciobanu C. L., PringA., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Melcher F. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study //Geochimica et CosmochimicaActa. 2009. Т. 73. №. 16. С. 4761-4791.

Микроструктурный подход реконструкции путей миграции рудоносных флюидов на примере молибден-уранового месторождения Антей, юго-восточное Забайкалье

Тубольцев И.С.[1], Устинов С.А.[1], Петров В.А.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, john_rus97@mail.ru*

Трещинная тектоника формирует облик структуры рудных полей и месторождений. Изучение ее представляет не только теоретический интерес, но и имеет большое практическое значение. Трещиноватость горных пород часто определяет морфологию и условия залегания рудных тел, закономерности их размещения, влияет на особенности их внутреннего строения, особенно в месторождениях жильно-штокверкового типа (Невский, 1979). Установление путей миграции рудоносных флюидов, а также направлений внутрирудных движений имеет большое значение для определения возможного положения обогащенных рудных столбов, «концентрирующих» в ограниченном объеме минерализацию различных стадий.

Реконструкция путей миграции флюидов, в том числе рудоносных, в гидротермальных системах – процесс сложный и не до конца изученный. Наиболее активная миграция происходит по сети взаимосвязанных систем микротрещин, образующихся в результате действия определённого поля напряжений-деформаций (Гзовский, 1960; Невский, 1979). Микроструктуры в значительной мере определяют как физические и деформационные свойства породы, так и условия минералообразования (Николаев, 1992).

Важную информацию о путях и условиях миграции рудоносных флюидов может дать изучение микроструктур, выполненных рудной минерализацией и выступавших в роли флюидопроводящих каналов в период гидротермальной активности. Их пространственногеометрические параметры могут быть установлены за счет применения специальной методики микроструктурного анализа (СММА) (Устинов, Петров, 2018), а особенности минерального выполнения – с помощью различных методов анализа минерального вещества. Реализация СММА стала возможна благодаря разработанному авторами программному модулю, интегрированному с ГИС (Устинов, Петров, 2015). Важным условием для проведения СММА является отбор ориентированных образцов горных пород, из которых в дальнейшем изготавливаются ориентированные шлифы.

Реконструкция путей миграции рудоносных флюидов проводилась на месторождении Антей.

Это жильно-штокверковое гидротермальное месторождение расположено в Юго-Восточном Забайкалье в пределах Стрельцовской кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона. Месторождение локализовано в гранитном фундаменте кальдеры и входит в одноименное рудное поле. Вмещающие оруденение породы представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами. Последние сопровождают рудоносные зоны, контролируемые системой копланарных разломов (Ищукова и др., 2007).

Ориентированные образцы отбирались как по профилям, так и представительно (с учетом всех разновидностей метасоматических преобразований горных пород) по всей площади 9-го и 11-го горизонтов месторождения на глубинах от поверхности ~550 и 670 м соответственно. На начальных этапах исследования открытые и выполненные рудным веществом микротрещины, из-за технических сложностей разделения, изучались совместно в ориентированных шлифах с помощью СММА. Среди открытых, минерализованных и выполненных рудным веществом микротрещин на розах-диаграммах по всем трём рассматриваемым горизонтам месторождения Антей наиболее отчётливо выделяются две генерации СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простирания. Для

отдельного рассмотрения микроструктур, выполненных рудным веществом, авторами применялись осколковая радиография или fрадиография (метод разработан Ю.А. Шуколюковым, И.Г. Берзиной, М.Ю. Гурвичем, Г.Н. Флеровым, А.Н. Комаровым), а также методика сканирующей электронной микроскопии (СЭМ).

Главным рудным компонентом месторождения Антей является уран, это позволило применить эффективный метод реконструкции путей фильтрации рудоносных флюидов в системе «трещина – околотрещинное пространство» в прошедшие геологические эпохи – осколковую радиографию (f-радиографию) прозрачно-полированных шлифов (Берзина и др., 1974), которая часто используется при изучении урановых месторождений. Метод f-радиографии основан на способности атомов ^{235}U к делению при воздействии на них потока тепловых (медленных) нейтронов и позволяет с высокой точностью выявлять особенности распределения урана как в горных породах и рудах, так и в отдельных минералах. С помощью такого подхода в данной работе были выявлены линейные урановые скопления, приуроченные к микроструктурам.

Облучение препаратов проводилось в вертикальных каналах реактора. В качестве препаратов использовались те же ориентированные прозрачные петрографические шлифы, что и для СММА. Но при этом шлифы были изготовлены на кварцевом стекле для того, чтобы время выдержки на поглощение наведенной радиоактивности после облучения в реакторе было меньше по сравнению со шлифами на обычном стекле. Поверхность горной породы шлифа (предварительно с нее удаляется покровное стекло) покрывается детектором, который фиксирует следы частиц, образующихся при распаде ядер ^{235}U. Вылетающие частицы оставляют на поверхности детектора микроцарапины – треки. Для того чтобы треки были заметны, их углубляли и расширяли с помощью протравливания лавсановой пленки в течение 20-30 минут в 40% растворе KOH при 60°C. Участки скопления урана на поверхности шлифа точно совпадают с участками скопления треков. Ориентированные шлифы и лавсановые детекторы облучались в Ядерном центре МИФИ тепловыми нейтронами с флюенсом $J=8\times10^{15}$ н/см^2.

С помощью оптического микроскопа, оборудованного цифровой камерой были получены цифровые фотографии лавсановых пленок и шлифов для их одновременного изучения. Для выявленных линейных урановых скоплений, приуроченных к микроструктурам, производились замеры геометрических параметров, результаты которых были представлены в виде роз-диаграмм (рис. 1). Сочетание СММА с радиографией ориентированных шлифов позволило авторам на микроуровне не только выявить приуроченность урановых концентраций к определенным типам и генерациям микротрещин и, тем самым, реконструировать пути миграции рудоносных флюидов, но и восстановить направления и этапность внутрирудных тектонических движений. В процессе формирования урановых месторождений роль внутрирудной тектоники особенно важна, так как отложение урановой руды обычно связано с поздними стадиями гидротермального процесса, и локализация ее во многом определяется местами развития внутрирудных тектонических движений. Общей характерной особенностью внутрирудных движений являются незначительные амплитуды смещений блоков пород по рудоносным трещинам скалывания, обычно выражающиеся лишь десятками сантиметров, реже – первыми метрами. В некоторых случаях внутрирудные деформации настолько незначительны, что они приводят к растрескиванию более ранних жил или выражаются в простом приоткрывании рудоносных трещин (Сонюшкин и др., 1960). Так как в представляемой работе тектонические смещения изучались на микроуровне, то это позволило зафиксировать даже самые незначительные смещения, и, тем самым, восстановить последовательность внутрирудных подвижек и все скрытые изменения тектонического режима.

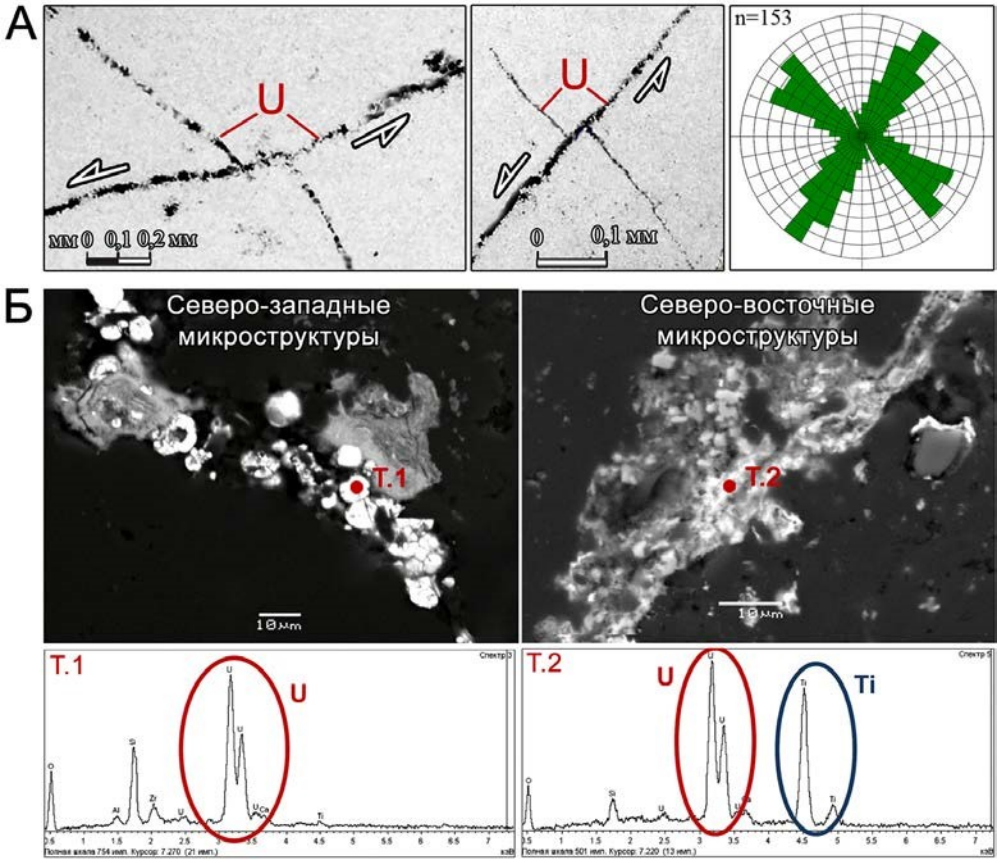


Рисунок 1. Реконструкция путей миграции рудоносных флюидов и процессов внутрирудной тектоники с применением осколковой радиографии (А) и изучением минерального выполнения рудоносных микроструктур с помощью сканирующей электронной микроскопии (Б) в сочетании с результатами СММА.

Наиболее четким доказательством внутрирудных тектонических движений является пересечение ранних трещин и тел более поздними минеральными образованиями, особенно если трещина, вмещающая молодую жилу, смещает более древнюю. Проведённый анализ взаимоотношений различных типов и систем микротрещин, вмещающих урановую минерализацию, показал, что урановорудный процесс на месторождении Антей протекал на фоне нескольких стадий (минимум двух) внутрирудных тектонических смещений (рис. 1).

Причём микротектонические смещения фиксируются не только в шлифе, но и на лавсане. Как видно на рисунке, система трещин, имеющих СЗ-ЮВ простирание, образовалась в первую очередь, а затем на неё наложилась система с СВ-ЮЗ простиранием, что привело к сдвиговым тектоническим смещениям.

Для установления особенностей минерального выполнения рудных микротрещин различных генераций на рассматриваемых горизонтах месторождения Антей использовался метод СЭМ. Полученные результаты позволили выявить отличия различных генераций микроструктур по минеральному выполнению, а также изучить особенности отложения минералов, в том числе рудных, в трещинно-поровом пространстве. Кроме того, были подтверждены выводы о последовательности активизации систем микроструктур и их участия в процессе миграции флюидов. Изучение образцов с помощью методики СЭМ проводилось в ИГЕМ РАН совместно с ведущим научным сотрудником д.г.-м.н. О.А. Дойниковой. В структурном отношении выявленные две системы микротрещин, выполненные урановорудным веществом, могли быть сформированы в результате действия различных полей напряжений-деформаций (ПНД), сменяющих друг друга. В таком случае данные микроструктуры отражают различные стадии тектогенеза. При этом процесс миграции рудоносных флюидов и отложения урана охватывал обе стадии, так как урановая минеральная фаза зафиксирована в обеих системах

микротрещин. В то же время возможен вариант, когда микроструктуры данных ориентировок формировались практически одновременно как «динамопара» при субмеридиональной ориентировке вектора сжатия. Тогда миграция рудоносных флюидов происходила в единой системе взаимосвязанных каналов СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простирания. В первом случае, предполагая, что циркулирующий в микротрещином пространстве поток флюидов эволюционирует, должны быть некоторые отличия в минеральном выполнении СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ микроструктур.

В результате изучения минерального выполнения рассматриваемых рудных микроструктур установлено, что по микротрещинам СЗ-ЮВ простирания широко развиты урановые выделения в форме типичных сферолитов (рис. 1). Подобные сферолитовые выделения часто образует настуран (Ищукова и др., 2007). Иногда в центре урановых сферолитов можно наблюдать сохранившиеся реликты дорудного пирита. По микротрещинам СВ-ЮЗ простирания также широко развиты сферолитовые образования урана. Но, при этом, только в микротрещинах данной генерации установлено наличие примеси титана.

Выявленное различие в минеральном выполнении рассматриваемых микроструктур, возможно, указывает на то, что они сформировались под воздействием различных ПНД, но при этом временной интервал между сменой деформационных режимов был незначительным. Кроме того, не исключен вариант, что данные микроструктуры формировались в крайне неоднородном ПНД. В результате этого вначале сформировалась СЗ-ЮВ система, а затем в качестве эшелона трещин отрыва закладывались микротрещины СВ-ЮЗ ориентировки, постепенно приобретающие сколовый характер, что приводит к микротектоническим смещениям, замеченным в образцах. Важно, что формирование именно этих микроструктур предшествует процессу отложения урановой руды на месторождении Антей в пределах изучаемых горизонтов. Далее на определённом этапе гидротермального процесса данные микротрещины выступают как в качестве флюидопроводящих каналов для рудоносных флюидов, так и в роли вмещающих урановое оруденение микроструктур.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00109 мол_а.

Берзина И.Г., Берман И.Б., Гурвич М.Ю. Определение урана в минералах и горных породах по следам осколков деления. Инструкция. М.: Мингео СССР. 1974. 28 с. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: Типография Глазовская, 2007 260 с.

Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 224 с.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.

Сонюшкин Е.П., Рыбалов Б.Л., Хорошилов Л.В. Выявление дизъюнктивных нарушений и определение их возраста // В кн. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1960. С. 114-171.

Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33-46.

Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 125-131.

Породы руч. Скалистого харбейского метаморфического комплекса и приуроченная к ним рудная минерализация (Полярный Урал)

Уляшева Н.С.[1]

[1]ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nsulasheva@geo.komisc.ru

На госгеолкарте–200 второго поколения в пределах листа Q-42-VII-VIII (Душин и др., 2014) на территории харбейского метаморфического комплекса (PR_1) оконтурены несколько золоторудных прогнозируемых узла, контролируемых местами пересечения северовосточных и северо-западных разломов. Золото с содержанием до 2 г/т приурочено к кварцевым жилам с вкрапленностью сульфидов и к их зальбандам, пересекающим амфиболиты и гнейсы ханмейхойский свиты. Оруденение отнесено к золото-сульфиднокварцевой формации и сопровождается процессами пропилитизации и эпидотизации (Душин и др., 2014; Колганов и др., 2011).

Нами были изучены породы харбейского комплекса по руч. Скалистому вне прогнозируемых участков, где они представлены в различной степени рассланцованными и дислоцированными измененными амфиболитами, к которым приурочены зоны сульфидной минерализации. Район развития рассматриваемых пород контролируется разломом северозападного направления, а также надвигом северо-восточной ориентировки, по которому харбейский комплекс с запада контактирует с позднепротерозойскими отложениями няровейской серии.

Целью работы является выявление условий формирования пород руч. Скалистого, а также изучение состава сульфидной и сопутствующей ей рудной минерализации.

Породы изучались в шлифах под поляризационным микроскопом, а также с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 LMH с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитики Шуйский А. С., Тропников Е.) в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Термодинамические условия формирования минералов подсчитаны с использованием гранат-амфиболовых (Graham, Powell, 1984; Perchuk, Lavrent'eva, 1990) и хлоритовых (Cathelineau, 1988; Hillier, Velde, 1991; Xie, Byerly, 1997; Zang, Fyfe, 1995) геотермометров, а также с помощью диаграммы фазового соответствия (Фации.., 1969). Петрографические исследования. Породы по руч. Скалистому от контакта с няровейской серией и вверх по течению на протяжении 4 км представлены гранат-хлорит-клиноцоизитовыми и гранат-кварц-хлорит-клиноцоизитовыми амфиболитами, а также кварцклиноцоизит-амфибол-хлорит-альбитовыми и гранат-кварц-альбит-хлорит-клиноцоизитамфиболовыми сланцами. Среди них встречаются обособления эпидозитов. Структуры сланцеватости и складок пересекают кварцевые жилы.

Амфиболиты имеют сланцеватую текстуру, порфиробластовую структуру и состоят в основном из амфибола – барруазита, альбита I, граната пироп-спессартин-гроссуляральмандинового ряда, клиноцоизита I и кварца I. Чешуйки хлорита и скопления идиоморфных зерен клиноцоизита II являются по отношению к ним вторичными минералами.

Клиноцоизит-амфибол-хлорит-альбитовые и гранат-кварц-альбит-хлорит-клиноцоизитамфиболовые сланцы имеют полосчатую, плойчатую текстуру и порфиробластовую структуру. По сравнению с амфиболитами в них увеличивается содержание второстепенных минералов – хлорита, кварца и альбита. Полосчатость обусловлена процессами метаморфической дифференциации, в результате чего происходит перемежание альбит (I)кварцевых(I), гранатовых и клиноцоизит (I)-барруазитовых прослоев, а также наложенными процессами хлоритизации, мусковитизации, альбитизации (альбит II) и окварцевания (кварц II). Хлорит образует сноповидные агрегаты и представлен рипидолитом и высокожелезистым пикнохлором. В непосредственной близости от клиноцоитизированных участков в породе появляются

магнезиальная роговая обманка и актинолит. В магнезиальной роговой обманке и барруазите встречаются реликты эденита. Кварц II развивается в виде прожилков и линозовидных выделений.

Эпидозитовые участки состоят в основном из клиноцоизита II, а также хлорита, магнезальной роговой обманки, актинолита, кварца кальцита и мусковита. Они пересекаются мусковитовыми, клиноцоизит-хлорит-кальцитовыми, актинолит-эпидот-хлорит-альбиткварцевыми прожилками.

Условия формирования пород. Наиболее ранним реликтовым минералом в амфиболитах и сланцах является эденит, приближающийся по составу к амфиболам эденит-паргаситгастингситового ряда из массивных амфиболитов центральной части харбейского комплекса и фиксирующим высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации умеренных давлений (Уляшева, 2011, Уляшева, 2012; Глубинное.., 2011). Барруазит, гранат, альбит I, клиноцоизит I являются продуктами метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений. Температура формирования минералов согласно гранатамфиболовому термометру составляла 500–550^{0}С, а давление по диаграмме фазового равновесия ~ 8–10 кбар. Хлорит, магнезиальная роговая обманка, актинолит, альбит II, кварц II, клиноцоизит II, кальцит и мусковит являются метсоматическими образованиями. По хлоритовым геотермометрам получены два диапазона температур: по рипидолиту 245– 355^{0}С, по пикнохлору – 135–255°С, что, возможно указывает на формирование хлорита в два этапа под воздействием среднетемпературных и низкотемпературных растворов. Рудная минерализация. Микрозондовые исследования зон сульфидной минерализации эпидотизированных участков, окварцованных и хлоритизированных пород показало, что сульфиды представлены в основном пиритом и халькопиритом. Впервые выявлены в рассматриваемых породах молибденит, спионкопит, ковеллин, ковеллин-клокманнит, галенит, макинавит, сфалерит, клинопирротин, пентландит, а также минералы серебра и золота, составы которых из-за их дисперсных размеров получены с помощью нормативноминерального расчета: акантит, гессит, акантит-гессит, науммонит-акантит, гессит-акантитнауммонит, ютенбогаардтит, петровскаит, высокопробное золото, самородное серебро, хлорид и йодит серебра. В породах установлен электрум.

Молибденит, спионкопит, ковеллин, ковеллин-клокманнит, галенит, макинавит, сфалерит, клинопирротин и пентландит находятся в породе в основном в виде включений в пирите размером до 60 мкм. Они, также как и пирит, халькопирит, хлорит, клиноцоизит II и другие метасоматические минералы сформировались под воздействием гидротермальных растворов. Ютенбогаардтит, петровскаит, электрум и высокопробное золото имеют размеры до 6 мкм, ассоциируются с эпидотом и пиритом и, скорее всего, также осаждались из низкотемпературных гидротерм (рис. 1).

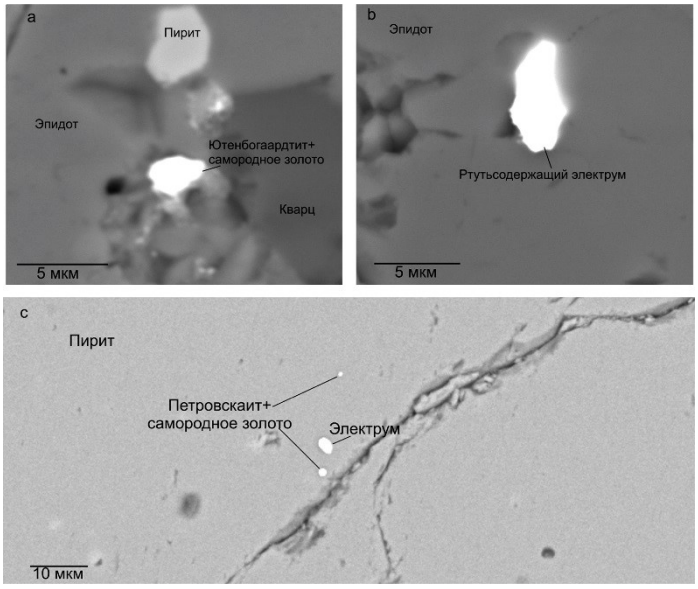


Рисунок 1. Минералы золота и серебра в клиноцоизите (a и b) и в пирите (c).

Акантит, гессит, акантит-гессит, науммонит-акантит, гессит-акантит-науммонит (размеры до 7 мкм) развиваются вдоль трещинок в пирите, на контакте сульфидов и ассоциируют с гетитом, поэтому их образование можно связать с гипергенными процессами (рис. 2). Таким образом, в породах руч. Скалистого можно проследить эволюцию харбейского метаморфического комплекса от ранних метаморфических преобразований до заключительных процессов – метасоматических и рудообразующих.

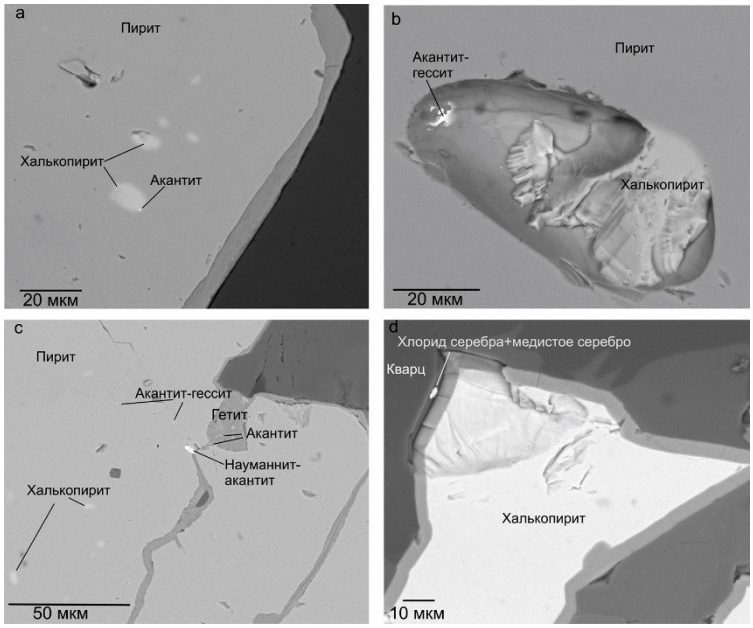


Рисунок 2. Минералы серебра, развивающиеся по трещинкам (c) и контактовым зонам (a, b, d).

Автор выражает благодарность за помощь и консультацию д.г.-м.н., профессору А. М. Пыстину и д.г.-.м.н. В. И. Силаеву, а также Е. Тропникову, А. Е. Шмырову и А. С. Шуйскому. Исследования проведены в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН ГР № АААА17-117121270035-0, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.

Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / Отв. редактор А. М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 264 с.

Душин В. А., О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин, И. А. Никулина и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка. СПб.:

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2014. 384 с.

Колганов Е. Р., Алексеенок И. О.,Тельтевский В. А. Золотоносность Париквасьшорского участка // Материалы международной научно-практической конференции «Уральская горная школа – регионам». Екатеринбург. 2011. С. 13–14.

Уляшева Н. С. Метабазиты харбейского комплекса (Полярный Урал) / Отв. ред. А. М.

Пыстин. Сыктывкар: Геопринт. 2012. 98 с.

Уляшева Н. С. Термодинамическая эволюция метаморфизма пород харбейского комплекса (Полярный Урал)//Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 9. С. 2–6. Фации метаморфизма/В.С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. М. Соболев. М.: Наука, 1969. 432с. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature //Clay Miner.23. 1988. P. 471–485.

Graham C.M., Powell R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. // J. Metamorf.Geol. 1984. V.2. N.1. P. 33–42. Hillier S.,Velde B. Octahedral occupancy and chemical composition of di- agenetic (lowtemperature) chlorites // Clay Miner. 26. 1991. P.149–168.

Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. Some equilibria involving garnet, orthopyroxene and amphibole as geothermometers and geobarometers for metamorphic rocks. Experiment-89, Informative volume, Moscow: Nauka. 1990. P. 44–45.

Xie, X., Byerly G. R., Ferrell R. E. J IIb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt:crystal structure and rock composition constraints withim- plications to geothermometry.

Contrib. Mineral. Petrol. 126, 1997. P. 275–291.

Zang W., Fyfe W. S., Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahiago lddeposit, Carajás, Brazil // Mineral. Depos. 30. 1995. P. 30–38.

Возможности и перспективы развития специальной методики микроструктурного анализа

Устинов С.А.[1], Петров В.А.[1]

[1]ИГЕМ РАН, г. Москва, stevesa@mail.ru

Специальная методика микроструктурного анализа (СММА) на современном этапе развития геологической науки пришла на замену классической методике микроструктурного анализа (МА), которая активно применялась в советский период для решения некоторых структурногеологических задач, реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород, изучения структур рудных полей и месторождений (Лукин и др., 1965). В настоящее время, из-за технической сложности реализации, необходимости сбора и обработки большого количества данных, неоднозначности интерпретации и отсутствия внятных подходов для верификации этих данных, МА практически перестал применяться в геологических исследованиях. При этом результаты СММА могут быть подтверждены и рассматриваться в совокупности с результатами геоструктурных, тектонофизических и структурно-петрофизических методов. На основе дополнительного применения различных методов анализа минерального вещества СММА значительно расширяет свои возможности и позволяет реконструировать пути и условия миграции гидротермальных растворов, устанавливать хронологию флюидопроницаемости пород, восстанавливать этапы эволюции трещинно-порового пространства и количественно рассчитывать фильтрационные характеристики различных типов горных пород в палео- и современных условиях, определять динамику изменения термобарических и физико-химических условий рудообразования на различных этапах тектогенеза.

В российской геологической науке и практике СММА пока не получила широкого распространения, поэтому авторами ранее были сформулированы и обобщены теоретические основы данной методики (Устинов, Петров, 2018). Важным условием для проведения СММА, как и для МА, является отбор ориентированных образцов горных пород. Далее из образцов изготавливаются ориентированные шлифы. Начальный этап реализации включает решение задачи по картированию, пространственному анализу, замеру геометрических параметров микроструктур различных генераций и установлению их взаимоотношений в ориентированных шлифах. Данная задача решается с помощью разработанного авторами ГИС модуля (Устинов, Петров, 2015), который содержит все необходимые инструменты анализа трещинно-порового пространства.

Для установления последовательности смены полей напряжений-деформаций (ПНД), реконструкции хронологии проницаемости пород и эволюции трещинно-порового пространства в процессе миграции флюидов, в качестве структурных маркеров рассматриваются микроструктуры, называемые «планарными системами флюидных включений» (ПСФВ) (Tuttle, 1949). Они представляют собой микротрещины, которые сформировались под действием определённого ПНД (после завершения кристаллизации вмещающего массива), вследствие чего формирующие отчетливо проявленные системы, захватившие в процессе гидротермальной активности вторичные флюидные включения. Сопоставление пространственных замеров ориентировок ПСФВ для уранового месторождения Антей (Устинов и др., 2014) с помощью СММА с результатами реконструкции динамики изменения ПНД, выполненной ранее на основе тектонофизических методов изучения макроструктур (Петров и др., 2009) подтвердили возможность использования ПСФВ для восстановления ориентировок осей напряжений определённых этапов тектогенеза.

СММА позволяет изучать не только тектонодинамические процессы, приводящие к формированию микроструктур, но и открывает возможности для установления физикохимических параметров гидротермального процесса на каждом структурном этапе эволюции массива горных пород. Чтобы увязать структурные и физико-химические параметры гидротермального процесса в одном образце, необходимо воспользоваться различными дополнительными методами, результаты которых возможно рассматривать в совокупности с результатами СММА. На основе синтеза результатов выявления ориентировок ПСФВ с помощью СММА и микротермометрических исследований вторичных флюидных включений, приуроченных к микротрещинам, для месторождения Антей, установлены три структурных эпизода, отражающих действия различных полей напряжений-деформаций, приведшие к формированию определённого набора генераций микроструктур, выступавших в роли флюидопроводящих каналов в рамках гидротермального процесса (Устинов и др., 2018). Каждый эпизод характеризовался определёнными физико-химическими параметрами. При этом могут быть проведены дополнительные анализы флюидных включений, формирующих планарные системы, с помощью других методов, что позволит установить давление, солёность, минеральный состав и, таким образом, дополнить информацию по физико-химическим параметрам гидротермального процесса.

Исследование других типов (открытых и выполненных рудным веществом) микроструктур, в отличие от ПСФВ, не всегда дает однозначную информацию о направлении действия осей напряжений. Но их изучение крайне важно для реконструкции путей и условий миграции рудоносных флюидов в пространственно-временном контексте, а также при расчёте фильтрационных характеристик горных пород. Кроме того, данные микротрещины отличаются от средних геометрических параметров ПСФВ большей протяжённостью и апертурой (шириной раскрытия), способствуя увеличению фильтрационной способности горных пород. Поэтому авторский подход к реализации СММА подразумевает, помимо установления ориентировки ПСФВ, решение задачи по замеру пространственных параметров и установления характера минерального выполнения минерализованных и открытых микроструктур.

На основе комплексного изучения ориентировок выполненных рудным веществом микроструктур с помощью СММА в сочетании с различными методами анализа минерального вещества (сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ, атомно-абсорбционная спектроскопия, радиография и др.) появляется уникальная возможность реконструкции внутрирудной тектоники и путей миграции исключительно рудоносных флюидов (Устинов, 2016).

Помимо прочего, на основе результатов реконструкции пространственных параметров микроструктур с помощью СММА, могут быть количественно рассчитаны фильтрационные характеристики, оказывающие существенное влияние на характер эволюции рудномагматической системы и процесса миграции флюидов. Причем появляется возможность расчёта не только общих, но и директивных (для определённой системы микротрещин) значений фильтрационных свойств. В программный код разработанного ГИС модуля были заложены различные количественные подходы расчёта пористости и проницаемости с учетом геометрии трещинно-порового пространства, сформированного на определённом этапе тектогенеза. Микротрещинная пористость и проницаемость горных пород определялась по формулам, предложенным французскими коллегами, с учетом предположения, что все открытые микротрещины, образовавшиеся на определенном этапе деформаций, взаимосвязаны (Lespinasse et al., 2005). Кроме того, учитывались формулы, полученные по результатам моделирования, проведённого В.И. Мальковским и А.А. Пэком для определения значений проницаемости пород при регулярной системе параллельных несообщающихся трещин и регулярном коридорном расположении несообщающихся трещин (Мальковский, Пэк, 1994, 2005). Данные формулы соответствуют ситуации, когда на ранних этапах деформаций в однородном ПНД происходит формирование единственной системы микроструктур, количество которых невелико, что не позволяет сформировать непрерывно связанную сеть, способствовавшую обмену «поверхность-

флюид». В среде с такой дискретной трещиноватостью движение флюидов происходит как по трещинному, так и поровому пространству пород и сопровождается периодическим фильтрационным обменом поровых и трещинных растворов.

Проведённые авторами расчёты современных фильтрационных свойств различных горных пород на основе данных СММА показали хорошую сопоставимость с результатами лабораторных петрофизических исследований тех же образцов. Результаты расчёта значений пористости и проницаемости, проявившихся на различных этапах деформаций и тектогенеза, на фоне гидротермальной активности и интенсивного процесса миграции флюидов, при влиянии давления и температуры, сопоставлялись с результатами экспериментальных исследований проницаемости пород при температурах до 600°С и эффективных давлениях до 200МПа (Шмонов и др., 2002).

С помощью измерений в лабораторных условиях или математического расчёта фильтрационных характеристик пород, могут решаться задачи по выявлению возможной неоднородности массивов горных пород, что крайне важно при проектировании горных выработок на месторождениях (Минаев и др., 2015). Также при изучении структурной зональности разломов, в том числе рудоносных, большое прикладное значение имеет ширина зон динамического влияния (Лобацкая, 1987), которую на основе результатов СММА возможно устанавливать по характеру микроструктур и формируемым ими фильтрационным характеристикам по мере удаления от ядра разлома.

Несмотря на уже полученные значимые результаты и разработанный авторский подход по установлению пространственно-временной связи между деформациями горных пород и физико-химическими параметрами гидротермального процесса в одном образце, СММА продолжает развиваться и дорабатываться. В ближайшем будущем авторы планируют усовершенствовать методику, решив некоторые задачи, перечисленные ниже.

1. Необходимо осуществить переход от двумерного к трехмерному анализу микротрещин и ПСФВ. Решение этой задачи видится на основе использования Федоровского метода на ограниченном числе замеров, либо расчетным путем с оценкой возникающей погрешности. Кроме того, для полноценного трёхмерного анализа представляется целесообразным изготовление ориентированных шлифов сразу в трёх взаимоперпендикулярных плоскостях ориентированного образца, одна из которых является горизонтальной плоскостью. Это позволит более точно реконструировать пути миграции флюидов с учетом всех направлений, для каждого из которых могут быть рассчитаны фильтрационные характеристики на определённом этапе деформаций. В этом случае можно судить о преобладании вертикальных или латеральных направлениях движения минерализующих флюидов.

2. После решения предыдущей задачи, потребуется доработка авторского ГИС-модуля реализации СММА для отображения и анализа результатов в трехмерном пространстве. Это возможно осуществить за счет подключения стандартных средств трёхмерной визуализации некоторых ГИС программ.

3. Результаты СММА, отображенные в трехмерном пространстве, впервые могут позволить верифицировать результаты классической методики МА, в основе которого лежит установление закономерностей пространственного распределения минералов на базе построения диаграмм ориентировок, обрабатываемых статистически на стереографических проекциях. Типизация узоров позволяет выявить так называемые *R*-, *S*- и *B*-тектониты. Но для этого необходимо разработать алгоритм автоматизации сбора и обработки данных для МА с использованием четырёхосного столика Федорова. Данную задачу планируется решить также с применением ГИС-технологий. МА позволяет получать значимые результаты при решении структурных вопросов, но его можно применять лишь для исследования относительно ограниченного комплекса пород, содержащих достаточное количество крупных зерен определённых минералов. СММА, помимо прочего, позволяет устанавливать последовательность сменяющих друг друга во времени тектонических полей напряжений (что для МА недоступно), характеризующихся различной ориентировкой осей напряжений. Поэтому

совокупное рассмотрение результатов МА и СММА позволит воссоздать полную картину структурной эволюции рассматриваемого объекта (массива, месторождения).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00109 мол_а.

Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965.
124 с.

Мальковский В.И., Пэк А.А. Проницаемость трещинно-пористой среды с регулярной системой параллельных несообщающихся трещин // Петрология. 1994. Т.2. №6. С.646-652.

Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние несвязанной трещиноватости на среднюю проницаемость пород при регулярном коридорном расположении несообщающихся трещин // Петрология. 2005. Т.13. №2. С.207-212.

Минаев В.А. Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Тектоническая неоднородность рудовмещающего гранитоидного массива: петрофизический и микроструктурный аспекты // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Мат. четвёртой мол. тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ. 2015. Т 1. С. 202-209.

Минаев В.А. Структурно-петрофизические условия локализации урановых руд в фундаменте Стрельцовской кальдеры (на примере месторождения Антей): Дис… канд. геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2016. –135 с.

Петров В.А. Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Щукин С.И., Хаммер Й. Природные и техногенные изменения напряженно-деформированного состояния пород на урановом месторождении в гранитах // Физика Земли. 2009. № 11. С. 86-93.

Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Использование планарных систем флюидных включений в структурно-геологических исследованиях гидротермальных месторождений (на примере месторождения Антей) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. № 1. 2014. С. 36-41.

Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33-46.

Устинов С.А. Влияние неоднородности поля напряжений-деформаций на миграцию флюидов в разломных зонах (на примере месторождения Антей, Юго-Восточное Забайкалье): Дис… канд. геол.-минер. наук. –М.: ИГЕМ РАН, 2016. – 183 с.

Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В., Прокофьев В.Ю. Реконструкция пространственно-временной связи между деформациями горных пород и физикохимическими параметрами гидротермального процесса // Вопросы естествознания. 2018. №2(16). С. 123-130.

Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 125-131.

Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Флюидная проницаемость пород земной коры. М.: Научный мир, 2002. 216 с.

Lespinasse M., Désindes L., Fratczak P., Petrov V. Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust // J. Chemical Geology. 2005. № 223. P. 170-178.

Tuttle O.F. Structural petrology of planes of liquid inclusions // Journal of Geology. 1949. № 57. P. 331–356.

Pt в металлургическом переделе на примере Cu-Ni массивной сульфидной руды.

Федоров С.А.[1], Шваб Е.А.[2], Амдур А.М.[2], Готтман И.А.[3], Проскурякова А.С.[2]

[1]*Институт металлургии УрО РАН, Екатеринбург, saf13d@mail.ru*
[2]*Уральский государственный горный университет, Екатеринбург*
[3]*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург*

В настоящее время огромное развитие получают исследования, направленные на изучение минералогии техногенного отходов. За несколько десятилетий работы крупнейших горных предприятий образовались большие объемы таких отходов, в которых, соответственно скопились серьезные запасы полезных компонентов. С совершенствованием и развитием технологий, появилась возможность вовлекать в промышленную цепочку руды с очень низкими кондиционными содержаниями полезных компонентов. В связи с этим техногенные отходы стали потенциальным, вторичным сырьем и источником этих самых компонентов. Один из таких источников - шлако- и шламоотвалы Норильских металлургических комбинатов, которые вместе с хвостохранилищами являются крупнейшим техногенным месторождением платины в мире (Петров и др., 2013). Ресурсы благородных металлов в шлаках только Никелевого завода оцениваются более, чем в 20 т (Петров и др., 2013). Работы по изучению вещественного состава металлургических шлаков как медного, так и никелевого производства, проводились рядом исследователей [3, 4]. Однако для понимания процессов, происходящих в ходе металлургического цикла, необходимо изучить вещественный состав как оксидной составляющей - шлака, так и сульфидной - штейна. Поэтому необходимо произвести моделирование плавления сульфидной руды при температурах металлургического цикла и исследовать вещественный состав получившихся продуктов этой плавки.

В качестве исходного материала взята Cu-Ni сульфидная руда, суммарное содержание в которой платиноидов 4,5 г/т (платины - 1,12 г/т). Минеральный состав руды (в % объем.): пирротин 55%, халькопирит 20%, пентландит 15%, силикаты (диопсид, хлорит, плагиоклаз) 10%. Количество магнетита может доходить до 5%. Среди акцессория установлены монацит, циркон. Главный рудный минерал платины - сперрилит, образует клиновидные зерна возле магнетита. По данным В.И. Смирнова (Рудные месторождения…, 1978), часть платины в таких рудах от 20 до 50 отн.% находится в рудообразующих сульфидах (халькопирит, пирротин) в качестве примесей (Талнахский рудный район).

Плавление модельного образца происходило в печи сопротивления при температуре 1300ºС и выдержке при ней в течении 15 мин. Руда перед плавкой измельчалась до размерности зерен 1 мм и помещалась в алундовый тигель. Размер пробы составлял 0,3 кг. Среда была окислительной, большинство сульфидов в которой начинают распадаться при незначительных температурах. Однако в нижней части пробы, куда в ходе плавления доступ кислорода был затруднен, создалась восстановительная среда. В ней сульфиды разлагаются при очень высоких температурах (1100-1300ºС, 600 ºС у пирротина). В связи с этим составы штейна и сульфидной составляющей исходной руды не должны сильно различаться.

После проведения эксперимента, был получен дифференцированный расплав, в котором хорошо выделялись три слоя: нижний основной (90% от объема расплава) - штейн (смесь сульфидов Fe, Cu и Ni), средний - шлак (силикатное стекло, 8%) и верхний - смесь оксидов Fe и Cu (серебристо-серая корочка, 2%). Для каждого полученного слоя (штейн был разделен еще на 3 части) расплава и исходной руды были проведены анализы на содержания примесных элементов методом ICP MS, данные которых приведены в таблице

1. Все анализы проведены в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Киселева Д.В.).

Таблица 1. Содержание платиноидов и попутных элементов до и после плавления по данным результатам анализа ICP MS (в г/т).

	Исходная руда	Серебристая корочка	Шлак	Штейн		
				Низ	Середина	Верх
Co	767,46	842,83	152,88	1342,05	1294,56	1269,88
Ni	17399,00	4159,42	468,72	32220,30	29616,59	31239,76
Cu	21628,66	20443,92	2149,33	42723,89	38940,66	42092,31
Mo	23,48	13,13	6,58	18,07	31,16	32,72
Ru	0,10	0,054	0,004	0,20	0,21	0,21
Rh	0,92	0,52	0,07	2,15	1,99	2,11
Pd	2,52	1,51	1,66	5,63	4,83	5,63
Ag	9,42	0,27	0,67	5,334	5,91	6,27
Sb	0,11	0,11	0,36	0,10	0,13	0,95
Ir	0,013	0,011	0,013	0,01	0,02	0,01
Pt	1,12	0,537	0,13	1,24	1,21	1,33

Содержание Pt как в исходной руде и так и в штейне практически одинаковое (чуть больше 1 г/т), а количество Pd, Rh и Ru в штейне увеличилось в два раза. В верхней, шлаковой части суммарное содержание платиноидов немаленькое - 1,87 (шлак) и 2,63 (серая корочка) г/т против 4,67 г/т в руде. Данные по шлакам согласуются с данными Петрова Г.В. и др. (Петров и др., 2013): у них суммарное содержание металлов платиновой группы составляет 1-2,2 г/т. Аналогично, значительные содержания в шлаке наблюдаются у цветных металлов - Cu и Ni (0,2-2 %масс. и 0,04-0,4 %масс.).

Полученные фазы после плавки руды изучались под сканирующим электронным микроскопом на базе Института геологии и геохимии УрО РАН.

Первая фаза - серая корочка - располагается на поверхности стекловатого шлака. Она имеет бугристую поверхность, пористую текстуру, состоит из скелетных и октаэдрических кристаллов оксида Fe - магнетита (размеры не превышают 100 мкм, рис. 1). Поверхность кристаллов магнетита инкрустирована октаэдрическими кристаллами оксида Cu - куприта (размер от 1 до 10 мкм) и нитевидными образованиями сульфатов Cu.

Второй фазой является шлак стекловатой структуры с небольшим количеством пор (не более 15%). Размер самих пор - не более 2 мм. Шлак содержит в себе многочисленные корольки и скелетные кристаллы главных сульфидов (пирротина, пентландита и халькопирита, рис. 2). Размеры корольков от 1 до 500 мкм, преобладающий - 10 мкм. Скелетные кристаллы образуют сети: чередующиеся друг за другом корольки создают прямые линии в шлаке, которые пересекаются под разными углами. С поверхности корольки часто переходят в сульфаты, имеющие изометрическую и нитевидную формы. Магнетит в шлаке образует скелетные кристаллы и дендриты размерами до 50 мкм. Встречаются единичные изометрические зерна барита 5-10 мкм. Особый интерес вызывают редкие призматические кристаллы окида Ho, который ранее не упоминался в литературе (касательно шлаков пирометаллургического производства). Этот оксид наблюдается преимущественно в порах шлака, на его стенках, размеры кристаллов не превышают 15 мкм. Содержит примеси Fe (до 6%). Так же интерес вызывает то, что этот минерал не содержит в себе примесей никаких других редких земель.

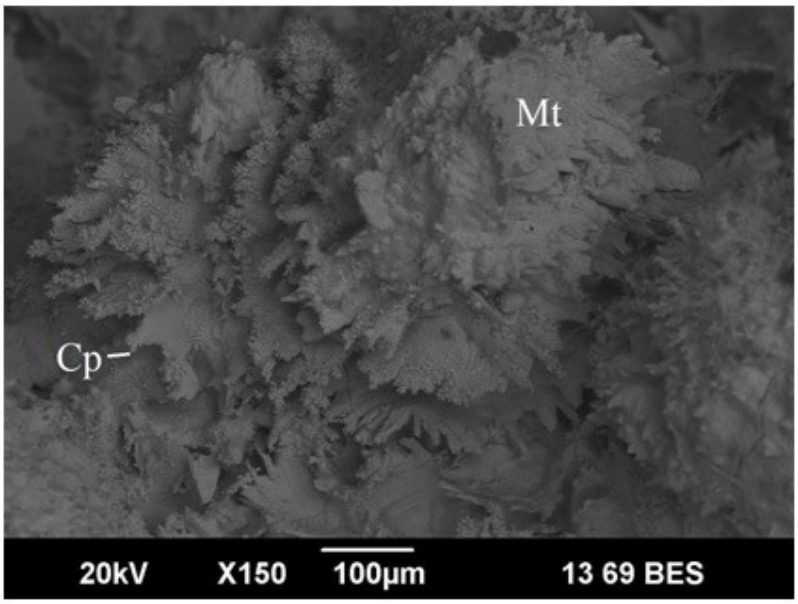


Рисунок 1. Скелетные и октаэдрические кристаллы оксида железа (магнетита, Mt) и их сростки, поверхность которых инкрустирована кристаллами оксида меди (размеры до 10 мкм) и нитевидными кристаллами сульфата Cu.

Снимки получены на СЭМ в режиме BSE.

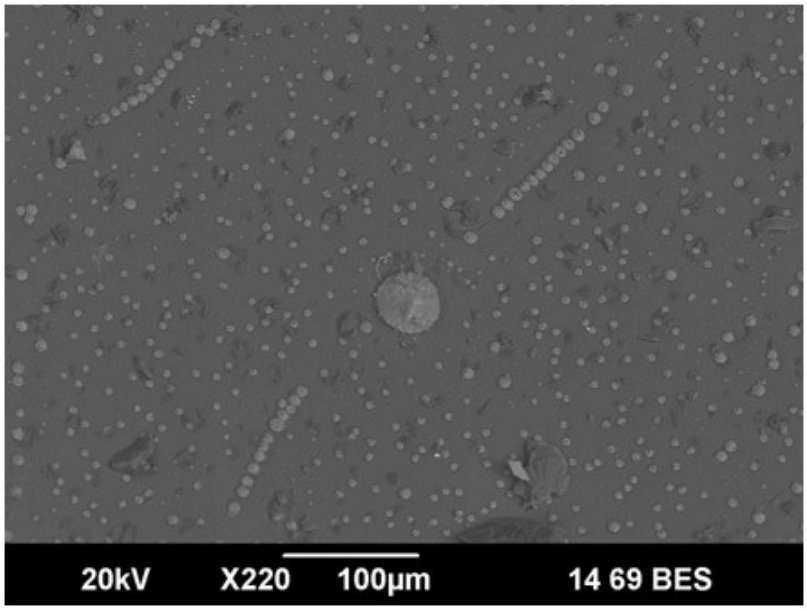


Рисунок 2. Корольки и параллельные сростки скелетных кристаллов основных сульфидов (Fe, Ni, Cu), большинство из которых замещены сульфатами.

Снимки получены на СЭМ в режиме BSE.

Собственные минералы платины, а так же форма ее нахождения в перечисленных двух фазах не установлены. При температуре эксперимента -1300ºС, Pt может образовывать интерметаллиды с основными металлами руды (Fe, Ni, Cu) - одна из возможных форм нахождения благородного металла. В источниках (Шамов и др., 2006; Макаров и др., 2016), в шлаках металлургического производства, описываются интерметаллиды Pt-Ni-Fe, Pb-Pd-S, Pd-Sn, размерами до первых мкм, находящиеся в тесной ассоциации с интерметаллидами Ni и Fe и сульфидами.

В штейновой части фактически сохраняется исходный состав руды (за исключением наличия силикатных минералов, которые все ушли в шлак): преобладающее количество пирротина 60-65% объем., магнетита 5-10% объем., остальная доля приходится примерно в

равной части на халькопирит и пентландит. Магнетит в штейне заполняет интерстиции между зернами сульфидов, а так же образует в них закономерные вростки. Среди новообразованных фаз наблюдается интерметаллид Ni и Fe (Макаров и др., 2016) он описывается, как аваруит FeNi) и платина (возможно также интерметаллид Pt-Fe-Ni, из-за мелких размеров - 0,5-1 мкм трудно идентифицировать), которая находится в тесной ассоциации с первым минералом. Интерметаллид Ni и Fe (рис. 3) образует скелетные кристаллы, преимущественно в пирротине, размер которых варьирует от 0,1 до 15 мкм; забирает в себя значительную долю платины. Содержит примеси Cu (2,77-3,92%). Платина образует каплевидные зерна, размером 0,5-1 мкм, в упомянутом интерметаллиде Существенная часть платины так же находится в виде примеси в пирротине, среднее содержание которой составляет 0,2 %масс.

Таким образом основная часть платины в процессе плавления концентрируется преимущественно с новообразованными интерметаллидами Ni-Fe и выделяется там в качестве собственных минеральных фаз. Другая доля благородного металла сосредоточена в качестве примеси в пирротине, который при 600 ºС переходит в FeS, а это соединение в восстановительных условиях устойчиво при высоких температурах. Потеря платины в шлаковую составляющую связана соответственно с корольками рудообразующих сульфидов, а так как среда там уже окислительная, то вполне возможно образование собственных минеральных фаз вплоть до самородной платины в связи с более активным разложением сульфидов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-29-24081\18.

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.

Рудные месторождения СССР. В 3-х т. Под ред. акад. В. И. Смирнова. Изд. 2-е, пере раб. и доп. Т. 3. М., «Недра», 1978. 496 с.

Шамов В.Н., Юрьев А.И., Матвеева С.И., Алексеева Л.И., Чегодаев В.Д. Изучение вещественного состава шлаков металлургического цеха медного завода ЗФ ГМК "Норильский никель" // Цветные металлы. 2006. №9, С. 49-52.

Макаров В. А., Михеев В. Г., Самородский П. Н. Минералогия шлакоотвалов Норильского никелевого завода // Горный журнал. 2016. №3.

Ag минерализация в аргиллитах Кирченовского месторождения (Забайкалье)

Федоров С.А.[1], Якимов Т.С.[2], Проскурякова А.С.[3]

[1]*Институт металлургии УрО РАН, г. Екатеринбург, saf13d@mail.ru*
[2]*ДФУ, г. Владивосток,*
[3]*ФГБОУ ВО «УГГУ», г. Екатеринбург*

Месторождения, в которых присутствует рудная минерализация в аргиллитах, в особенности благородно-металльная, в настоящее время имеет актуальность в своем изучении. Особенный интерес представляет Au-Ag оруденение, которое на сегодняшний день исследовано не в полной мере. Одним из таких месторождений, включающим данный тип орудинения, является Кирченовское.

Изучаемое месторождение входит в состав Тургинского рудного узла, Кукульбейского рудного района. Оно приурочено к сложной зоне окварцевания, пропилитизации и березитизации в экзоконтакте Шахтаминских гранитоидов. Рудоносные зоны вмещают крутопадающие кварцевожильные тела протяженностью от 25 до 2500 м. Рудные минералы представлены золотом, самородным серебром, аргентитом, арсенопиритом, галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом и блеклой рудой, в зоне окисления - церусситом, скородитом, англезитом. Содержание золота 1,57-2,04 г/т, серебра до - 84,4 г/т (Государственная геологическая карта…, 2001).

Аргиллиты на данном месторождении наблюдаются в виде небольшого слоя, мощностью до 0,5 м, вблизи рудоносных кварцевых жил. Породы относятся к *таменгинской свите* ранней юры (J_1tm), имеют голубовато-серую окраску, слабую слоистость. Структура аргиллитов гранолепидобластовая: сложены гидрослюдой (80-85 %) и небольшим количеством кварца (до 10%), рудных минералов (5%, иногда доходит до 10%). Сами рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом, которые образуют многочисленные вкрапленники (3-4 мм) и линзы (до первых см).

Для аргиллитов Кирченовского месторождения был проведен ICP MS анализ в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Киселева Д.В.), которым было выявлено довольно богатое содержание благородных металлов: 5,8 г/т золота, около 700 г/т серебра и порядка 2 г/т Pd. Данные результата анализа приведены в таблице 1.

Таблица 1. Содержание рудных и сопутствующих элементов в аргиллите Кирченовского месторождения по данным результатам анализа ICP MS.

Элемент	Содержание, г/т	Элемент	Содержание, г/т
Co	8,428	Pd	2,363
Ni	19,439	Ag	686,133
Cu	1106,323	Sb	390,307
Zn	933,052	W	100,988
As	52743,774	Au	5,830
Rh	0,156	Pb	9722,219

Так же в аргиллитах содержатся такие полезные компоненты, как мышьяк (до 5%), свинец (до 1%) и медь (до 0,1%). Эти данные указывают на комплексность сырья и богатую рудную минерализацию.

Исследования под сканирующим электронным микроскопом, помимо основных сульфидов - пирита и арсенопирита, помогли установить наличие еще 10 минералов: сульфид

серебра, ялпаит, фрейбергит, арсенат Ag и Cu, ковеллин, галенит, мацапелит, карминит, скородит, англезит. Для каждого минерала был определен химический состав (в точке) с помощью энергодисперсионной приставки, а для сульфидов рассчитана кристаллографическая формула. В расчетах указаны минимальное и максимальное содержания Ag, при его отсутствие - содержания As и Pb. Расчитаные формулы приведены в таблице 2. Все анализы проведены в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Таблица 2. Кристаллохимические формулы сульфидов, установленных в аргиллитах Кирченовского месторождения.

Название минерала	Кристаллохимическая формула
Сульфид серебра Ag_2S	$(Ag_{1,98}, Fe_{0,08})_{2,06}S_{0,94}$–$(Ag_{2,34}, Fe_{0,01})_{2,35}S_{0,65}$
Ялпаит Ag_3CuS_2	$(Ag_{2,74}, Fe_{0,16}, As_{0,05})_{2,95}Cu_{0,83}S_{2,22}$
Ковеллин CuS	$(Cu_{0,89}, Ag_{0,09}, Fe_{0,01}, Pb_{0,01})_{1,00}S_{0,97}$
Фрейбергит $(Ag, Cu)_{10}(Fe, Zn)_2Sb_4S_{13}$	$(Ag_{1,79}, Cu_{8,09})_{9,88}(Fe_{1,31}, Zn_{0,86})_{2,17}Sb_{4,17}S_{12,78}$–$(Ag_{2,40}, Cu_{7,51})_{9,91}(Fe_{1,13}, Zn_{0,93})_{2,06}Sb_{4,18}S_{12,85}$
Галенит PbS	$(Pb_{0,53}, Fe_{0,32}, Au_{0,02})_{0,87}S_{1,14}$–$(Pb_{1,00}, Fe_{0,06})S_{0,94}$
Пирит FeS_2	$(Fe_{0,94}, As_{0,01})_{0,95}S_{2,05}$–$(Fe_{0,94}, As_{0,02})_{0,96}S_{2,04}$
Арсенопирит FeAsS	$Fe_{0,95}(As_{0,91}, Sb_{0,01})_{0,92}S_{1,13}$–$Fe_{0,93}As_{0,97}S_{1,10}$

Примечание к таблице: для ячеек, где указаны две формулы - первая с минимальным содержанием Ag (либо сопутствующих элементов - As, Pb), вторая - с максимальным содержанием Ag.

Два минерала остались неопределенными (сульфид серебра и арсенат серебра и свинца), так требуют другие специальные методы анализа.

Главный рудный минерал - пирит, образует кубические и пентагондодекаэдрические кристаллы, размерами до 3-4 мм. Минерал преимущественно мышьяковистый: среднее содержание As в нем 1%.

Арсенопирит наблюдается в виде псевдоромбических и призматических кристаллов не более 1 мм, часто образует скопления, содержит небольшую примесь сурьмы (до 0,4%). В процессе окисления с поверхности замещается скородитом (рис.1, г) и мацапелитом (рис.2). С арсенопиритом часто ассоциируют минералы серебра, в частности сульфид серебра (Ag_2S), который обволакивает его, в том числе и окисленные зерна, образуя тонкую 3-4 мкм рубашку (рис. 1, г). В результате получаются зерна, размерами 20-40 мкм, центральная часть которых сложена арсенопиритом, средняя - скородитом и периферия - сульфидом серебра. Это указывает на соответствующую последовательность минералообразования (арсенопирит-скородит-сульфид серебра), в частности на то, что сульфид серебра является более поздним минералом. Значительная часть золота, как указано в источнике (Государственная геологическая карта…, 2001), ассоциирует с арсенопиритом.

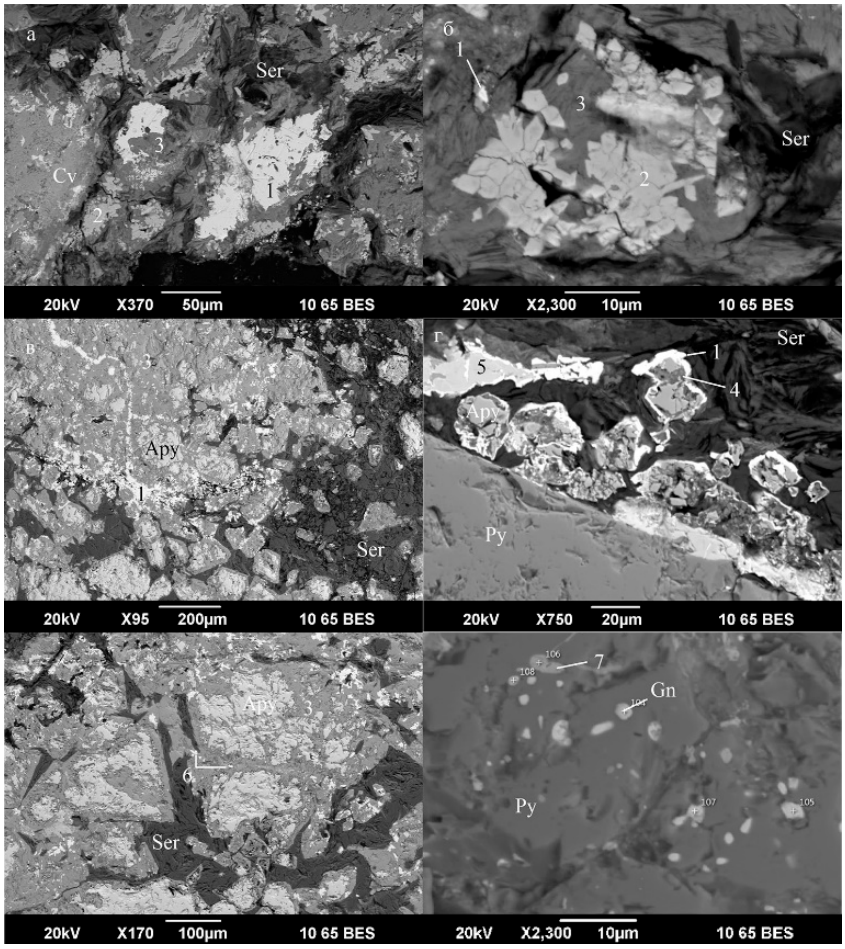


Рисунок 1. а) Зерна и скопления зерен сульфида серебра (1) в общей рудной массе; б) Скопление изометричных, псевдоромбических зерен карминита (2) в зернистом агрегате мацапелита. (3); в) Скопление псевдоромбических зерен арсенопирита (Apy), с поверхности замещаемые мацапелитом (3); г) Зерна арсенопирита (Apy) в рубашке из скородита (4) и сульфида серебра (1), лежащие на крупном кристалле пирита (Py); д) псевдокубические кристаллы арсенопирита замещенные с поверхности мацапелитом (3), мелкие каплевидные включения в мацапелите - ялпаит (6); е) каплевидные включения галенита (Gn) в кубических кристаллах пирита (Py).

Условные обозначения: 1 - сульфид серебра (Ag_2S); 2 - карминит; 3 - мацапелит; 4 - скородит; 5 - фрейбергит; 6 - ялпаит; 7 - англезит; Cv - ковеллин; Ser - серицит; Apy - арсенопирит; Py - пирит; Gn - галенит. Снимки получены на СЭМ в режиме BSE.

Галенит образует изометричные и каплевидные включения в пирите (рис.1, е), часто располагающиеся на периферии. Размер включений не превышает 4-5 мкм. Содержит значительное количество железа (до 10%). Так же некоторые выделения содержат примесь золота (до 2%). Некоторые зерна галенита частично (с поверхности) или полностью замещаются англезитом. Последний образует мелкозернистые агрегаты, размерами до 10 мкм.

Минералов основного рудного компонента - серебра, насчитывается четыре вида (сульфид серебра, ялпаит, фрейбергит, арсенат серебра и свинца) и два вида серебросодержащих минералов (ковеллин, скородит). Что касается второго основного компонента - золота, то ее форма нахождения авторами пока не установлена.

Преобладающим среди минералом серебра является сульфид Ag_2S (рис.1, а), который образует зерна изометричной, близкой к ромбической, формы, а также очень частые их скопления вплоть до зернистых агрегатов. Зерна не превышают размера 5 мкм, агрегаты - до 100 мкм. Количество серебра в формуле (табл. 2) варьирует на 0,3 формульные единицы, содержит примеси Fe. Минерал один из поздних, заполняет интерстиции между зернами и образует

рубашки на них (преимущественно на скородите и арсенопирите). Хороший пример иллюстрирует рисунок 1в, где сульфид серебра проходит тонкой жилкой между зернами арсенопирита и так же местами заполняет оставшееся пространство. В литературе описан, как аргентит (Государственная геологическая карта…, 2001), но это в отношении кварцевых жил в метасоматитах на исследуемом месторождении. В аргиллитах точная температура образования пока не установлена, а значит минеральный вид нельзя точно диагностировать без применения специальных методов анализа.

Ялпаит Ag_3CuS_2 - встречается намного реже сульфида серебра, образует тонкие вкрапленники (4-5 мкм) каплевидной формы в мацапелитовой рубашке арсенопирита (рис. 1, д). Содержит небольшие примеси Fe и As.

Фрейбергит встречается в виде форм, близких к тетрагональной (треугольные сечения, рис.1, г), размер зерен достигает 20 мкм. Так же, как и арсенопирит, покрывается рубашкой из сульфида серебра. Часто ассоциирует с арсенопиритом и пиритом. Содержит небольшую примесь цинка.

Последний серебряный минерал, арсенат серебра и свинца, является продуктом вторичного изменения сульфидов. Он довольно редкий и встречается в виде маленьких (1-2 мкм) немного удлиненных зерен в ассоциации с зернистым агрегатом карминита.

Серебросодержащий ковеллин образует тонкопластинчатые агрегаты размером до 200 мкм. Содержание примеси серебра в минерале значительно и достигает 9%.

Среди вторичных минералов, серебросодержащий один - скородит $Fe(AsO_4)\cdot 2H_2O$, который, как уже говорилось ранее, развивается по арсенопириту, образуя окислительную корочку, толщиной до 5-6 мкм. Содержание серебра в минерале достигает 7%. Наблюдаются примеси свинца и серы.

Более активно арсенопирит замещается, предположительно, мацапелитом $Ca_2Fe_3[AsO_4]_3O_2\cdot 3H_2O$, который образует корочки на поверхности и по трещинам первого, а то и вовсе может полностью замещать кристаллы, образуя тонкозернистые агрегаты псевдоромбической формы (рис.1, в и д), размерами до 1 мм.

Карминит $PbFe_2[AsO_4]_2(OH)_2$ в аргиллите наблюдается исключительно в виде скоплений и агрегатов зерен псевдоромбической и призматической форм, размерами 5-8 мкм (рис.1, б), иногда образует радиально-лучистые агрегаты. Встречается редко. Находится в тесной ассоциации с мацапелитом.

В результате исследования, в аргиллитах Кирченовского месторождения было установлено 12 рудообразующих минералов, в том числе 6 серебряных и серебросодержащих. Ведущими минералами серебра являются сульфид Ag_2S, в подчиненном количестве - фрейбергит и ялпаит, редкие - арсенат Ag и Pb и серебросодержащий скородит. Все эти минералы (за исключением фрейбергита) вторичные, образовались в результате гипергенного процесса изменения основных сульфидов. Причем главным рудным минералом является сульфид серебра, самая поздняя генерация, которая формируется после вторичного изменения сульфидов (тонкая "оболочка" Ag_2S вокруг скородита с арсенопиритом).

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Приаргунская. Лист M-50-IX (Калангуй). Объяснительная записка, СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 156 с.

Структурно-химическое состояние «невидимого» золота в мышьяковистом пирите по результатам изучения природных и синтетических кристаллов методом рентгеновской спектроскопии поглощения

Филимонова О.Н.[1], Тригуб А.Л.[2], Никольский М.С.[1], Ковальчук Е.В.[1], Абрамова В.Д.[1], Ровеззи М.[3], Белогуб Е.В.[4], Викентьев И.В.[1], Тагиров Б.Р. [1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, oliel@list.ru*
[2]*НИЦ Курчатовский институт, г. Москва*
[3]*ESRF*
[4]*ИМиН УрО РАН, г. Миасс*

1 Введение

Мышьяковистый пирит (FeS_2) является типичным концентратором Au в рудах гидротермальных месторождений (например, Cu-Au-порфировый и карлинский типы). Содержания Au и As в мышьяковистом пирите часто связаны значимой положительной корреляцией (Deditius et al., 2014, включая цитированную в ней литературу). Предыдущие исследования структурно-химического состояния примеси Au в природных мышьяковистых пиритах выявили наличие как металлического Au^0, так и химически связанного Au^{1+}. Однако исследования, выполненные методом рентгеновской спектроскопии поглощения (XAS) ограничивались лишь регистрацией околокраевой структуры спектров (XANES, Palenik et al., 2004, включая цитированную в ней литературу). Структурно-химическое состояние As в пирите ранее изучалось методом рентгеновской спектроскопии поглощения XANES/EXAFS (спектроскопия околокраевой/дальней тонкой структуры). Savage et al. (2000) выявили замещение $S^{1-}\leftrightarrow As^{1-}$ в анионной позиции $Fe(S,As)_2$. В работе Le Pape et al. (2016) установлено замещение в катионной $(Fe,As^{2+/3+})S_2$. Целью настоящего исследования является определение химического состояния (степени окисления, локальной атомной симметрии, позиции в структуре) «невидимого» Au в природных и синтетических мышьяковистых пиритах методом рентгеновской спектроскопии поглощения (XANES/EXAFS).

2 Экспериментальные и аналитические методы

Природные образцы Au-As-содержащих пиритов Самолазовского Cu-Au порфирового месторождения, Якутия (No. 8522) и Воронцовского золоторудного месторождения карлинского типа, Северный Урал (No. Vr-134-7, 13), а также синтетические образцы, полученные гидротермальным методом при 450 °C/1кбар (No. 8, 10, 16, 6/14) и 300 °C/Рнас (Рнас – давление насыщенного пара, No. 17/1, 17/2, 5/2), были исследованы методами РФА, СЭМ/ЭДС, РСМА и ЛА-ИСП-МС. Фазовый состав образцов соответствовал чистому пириту PDF#42-1340 (предел обнаружения примесей ~5 об%). СЭМ/ЭДС анализ выявил небольшое количество примесного арсенопирита (FeAsS) и лёллингита ($FeAs_2$) в образце No. 17/2, FeAsS в пробе No. 5/2, и аморфных закалочных фаз состава As-S в образце No. 16.

Остальные образцы не содержали примесей. По данным ЛА-ИСП-МС концентрация «невидимого» Au в образцах пирита варьировала от 75 до 360 ppm, содержание As менялось от < 0.2 ppm (предел обнаружения) в пиритах, не содержащих As (No. 8, 6/14, 17/1), до > 6 мас% в мышьяковистых пиритах. Зависимости между содержаниями Au и As обнаружено не было. Несмотря на то, что количества микропримесей сильно варьировали, их распределение относительно основных компонентов (Fe, S) оставалось равномерным. Собственных микровключений Au или Au-содержащих фаз обнаружено не было.

Измерения спектров Au L_3-края и As K-края поглощения проводились на линии BM16 FAME-UHD (ESRF, Гренобль, Франция) и СТМ (КИСИ-Курчатов, Москва, Россия, только K-

край поглощения As для образцов No. Vr-134-7, 13). Спектры XANES для Au регистрировались в режиме высокого разрешения (HERFD XANES), одновременно производилась запись спектров As в режиме полного флуоресцентного выхода (TFY).

Первичная обработка спектров и последующая подгонка осциллирующей функции были проведены в программном пакете IFFEFITT (Ravel, Newville, 2005).

3 Результаты

3.1 Результаты XANES спектроскопии

Сравнение XANES спектров Au L_3-края поглощения для природных и синтетических пиритов и стандартов показаны на рис. 1 (слева). Положение края поглощения (КП) спектров Au-содержащих пиритов смещены относительно металлического Au в сторону более высоких энергий. В то же время энергии КП всех пиритов, Au_2S и Au в FeAsS не различимы в пределах погрешности (0.5 эВ). Низкая интенсивность белой линии БЛ (первый интенсивный пик спектра) позволяет предположить, что формальная степень окисления Au +1 во всех образцах. Независимо от количества микропримесей и типа пирита (природный/ синтетический), образцы можно разделить на две группы: (i) с относительно высокой интенсивностью белой линии (No. 8522, 17/1 – Au в твердом растворе) и (ii) с относительно низкой интенсивностью БЛ (Au в твердом растворе и кластерах Au_2S).

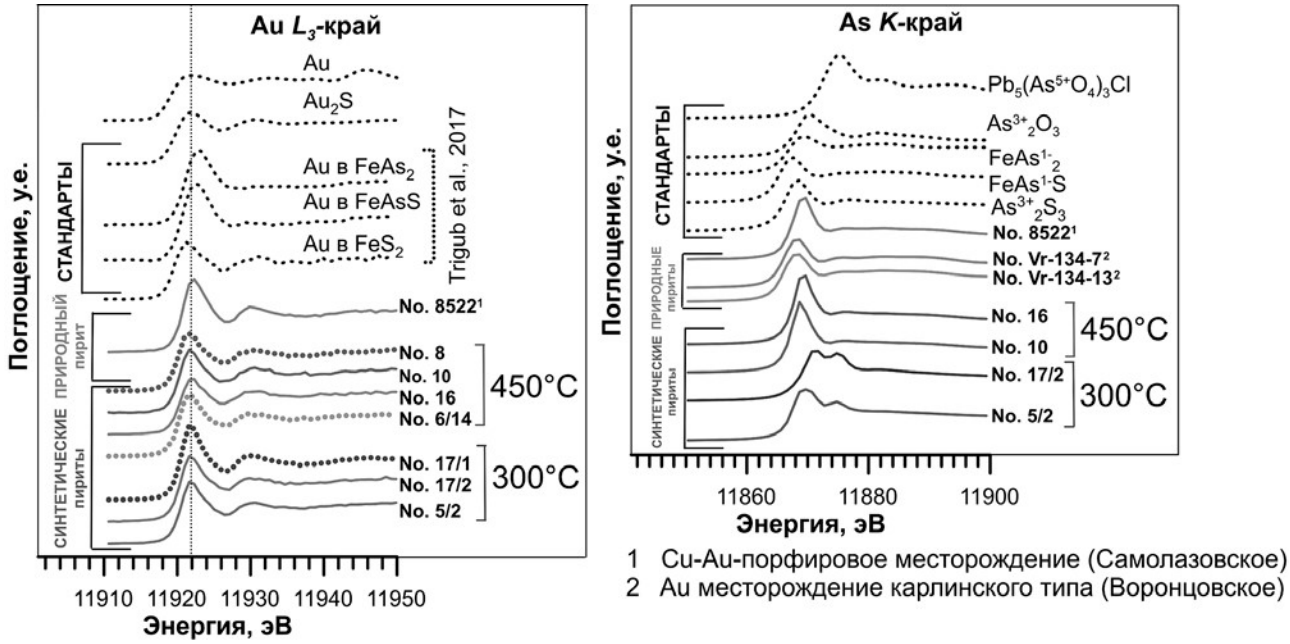


Рисунок 1. Околокраевая структура рентгеновских спектров поглощения Au L_3-края (слева) и As K-края (справа) в мышьяковистых (сплошные линии) и не содержащих As (пунктирные) пиритах, стандартах (штрихпунктирные линии). Вертикальная линия показывает положение первого интенсивного пика (БЛ) Au-содержащих пиритов.

На рис.1 (справа) показаны XANES спектры As K-края поглощения для природных и синтетических пиритов и стандартов. В спектрах пиритов Воронцовского месторождения КП и БЛ (~11865.8 и 11867.8 эВ, соответственно) располагаются между $As^{3+}{}_2S_3$ и $FeAs^{1-}S$.

Положение БЛ в пирите No. 8522 (Самолазовское месторождение) и синтетических образцах No. 10, 16 и 5/2 близко к лёллингиту $FeAs^{1-}{}_2$ (~11869.0 эВ). Мы предполагаем, что большая часть As в пирите находится в виде твёрдого раствора в анионной позиции ($S^{1-}\leftrightarrow As^{1-}$). XANES спектр образца No. 16 немного смещен в сторону As_2S_3, что может быть связано с присутствием аморфной закалочной фазы состава As-S. В образце No. 5/2, помимо As^{1-} (положение БЛ ~11869.7 эВ соответствующее $FeAs_2$), присутствует также As^{5+} (11874.6 эВ). Бóльшая интенсивность второго пика в образце No. 17/2 связана с наличием бóльшего количества окисленного As. Во всех образцах, кроме пиритов Воронцовского месторождения, присутствует примесь As-O соединений.

3.2 Результаты подгонки EXAFS спектров

Результаты подгонки EXAFS спектров Au L_3-края и As K-края поглощения приведены на рис. 2. Для природного пирита No. 8522 (рис. 2 a) наилучшее описание EXAFS спектра Au L_3-края поглощения достигается при замещении в катионной позиции Fe в пирите (N_S ~ 6, R_{Au-S} ~ 2.40Å). Параметры локального атомного окружения Au в мышьяковистом природном и не содержащем As синтетическом (No. 17/1, 300 °C/Рнас, рис. 2 b) пиритах идентичны. В обоих образцах R_{Au-S} и R_{Au-Fe} для дальних координационных сфер соответствуют чистому пириту. Следовательно, примесь As не влияет на локальное атомное окружение Au. В образцах, синтезированных при 450 °C, Au окружено атомами S. Межатомное расстояние R_{Au-S} варьирует между 2.32 - 2.45 Å и зависит от количества атомов S в окружении Au (N_S = 3 - 7) (рис. 2 c, d). Зависимость R_{Au-S} vs N_S может быть связана с образованием кластеров Au_2S (рис. 2 f, для чистого Au_2S(cr): N_S = 2 и R_{Au-S} = 2.30Å). В образце No. 17/2 (рис. 2 e), синтезированном при 300 °C, Au в первой координационной сфере окружено как S (N_S ~ 3, R_{Au-S} ~ 2.37Å), так и As (N_{As} ~ 3, R_{Au-As} ~ 2.55Å). Дальние координационные сферы унаследованы от FeS_2 и FeAsS. В этом образце Au присутствует в катионной позиции в пирите и арсенопирите, и, вероятно, в кластерах Au_2S.

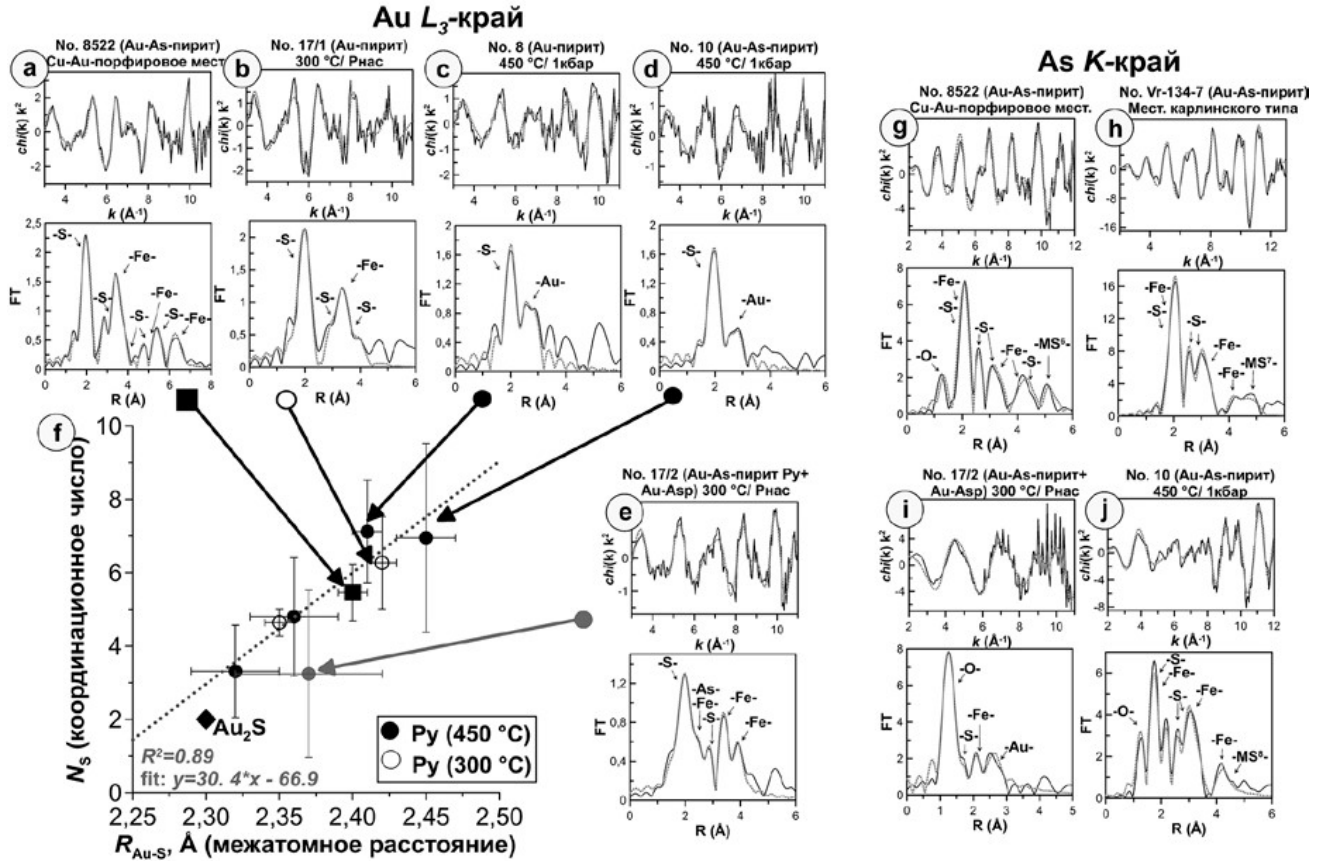


Рисунок 2. Сравнение осциллирующих частей k^2- и k^3-взвешенных спектров (верх) и их Фурье-преобразований (низ) Au L_3-края (слева, a-e) и As K-края (справа, g-j) поглощения соответственно (без поправки на фазовый сдвиг).

Жирные линии - экспериментальные спектры, пунктирными линиями показаны модельные спектры, рассчитанные в соответствии с кристаллическими структурами пирита, арсенопирита и Au_2S. (f): Зависимость межатомного расстояния (R_{Au-S}) от координационного числа Au (N_S) для образцов, содержащих (Fe,Au)S_2 и Au_2S. Примесь кластеров Au_2S приводит к снижению R_{Au-S} и N_S в первой координационной сфере. Тренд показан пунктирной линией.

В наших образцах As имеет два типа окружения: кислородное, унаследованное от As-O примесных соединений (например, As_2O_3), и окружение из атомов S и Fe, унаследованное от пирита. Итак, As находится в окружении атомов O (R_{As-O} ~ 1.73 Å) почти во всех мышьяковистых пиритах (кроме образцов Воронцовского месторождения) за счет присутствия небольшого

количества As-O соединений. Бóльшая часть As находится в структуре пирита. Мы разделили все образцы на две группы согласно значениям R_{As-S}: ~ 2.27Å (природные пириты и 5/2, рис. 2 g, h) и ~ 2.14Å (No. 10, 16, 17/2, рис. 2 j), последнее близко к длине связи S-S в структуре чистого пирита. Подгонка дальних координационных сфер показала, что в обеих группах As^{1-} замещает S^{1-} в анионной позиции. Кроме того, подгонка EXAFS спектров K-края поглощения As не выявила вклада тяжелого атома Au ни в одной из координационных сфер, за исключением образца No. 17/2 (N_{Au} = 1, R_{As-Au} ~ 2.56Å) (рис. 2 i), в котором межатомные расстояния Au-As и As-Au были близки к FeAsS (Trigub et al., 2017).

4 Обсуждение

Подгонка EXAFS спектров показала, что мышьяковистый пирит может содержать две основные формы «невидимого» Au: Au^{1+} в твердом растворе и $Au^{1+}{}_2S$ кластерах. Существенный вклад последних приводит к уменьшению межатомного расстояния Au-S и координационного числа в первой координационной сфере. В одном образце Au находится в окружении S и As, по-видимому, за счет присутствия FeAsS (по данным СЭМ/ЭДС и РСМА), который, наряду с пиритом, содержит структурно-связанное Au. Этот факт подтверждается и тем, что не только ближние, но и дальние координационные сферы Au унаследованы как от FeS_2, так и от FeAsS. Для всех образцов наилучшее описание EXAFS спектров на As K-крае получено для изоморфного замещения в анионной позиции $S^{1-}\leftrightarrow As^{1-}$. Кроме того, образцы содержат небольшое количество As^{5+}/As^{3+}-содержащих фаз. Почти во всех образцах были обнаружены атомы O в первой координационной сфере окисленного As. Полученные данные позволяют утверждать, что пириты гидротермального происхождения могут содержать Au в «невидимой» (структурно-связанной) форме в независимости от количества As.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант 14-17-00693-П) и ESRF (эксперимент ES 602).

Deditius P., Reich M., Kesler S. E., Utsunomiya S., Chryssoulis S. L., Walshe J., Ewing R. C. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits// Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. Т. 140. С. 644-670.

Le Pape P., Blanchard M., Brest J., Boulliard J. C., Ikogou M., Stetten L., Wang S., Landrot G., Morin G. Arsenic Incorporation in Pyrite at Ambient Temperature at Both Tetrahedral S–I and Octahedral FeII Sites: Evidence from EXAFS–DFT Analysis //Environmental Science & Technology. 2016. Т. 51. № 1. С. 150-158.

Palenik C. S., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S. E., Wang L., Ewing R. C. “Invisible” gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit //American Mineralogist. 2004. Т. 89. № 10. С. 1359-1366.

Ravel B., Newville M. ATHENA, ARTEMIS, HEPHAESTUS: data analysis for X-ray absorption spectroscopy using IFEFFIT //Journal of synchrotron radiation. 2005. Т. 12. № 4. С. 537-541.

Savage K. S., Tingle T. N., O’Day P. A., Waychunas G. A., DBird. K. Arsenic speciation in pyrite and secondary weathering phases, Mother Lode gold district, Tuolumne County, California //Applied Geochemistry. 2000. Т. 15. № 8. С. 1219-1244.

Trigub A. L., Tagirov B. R., Kvashnina K. O., Chareev D. A., Nickolsky M. S., Shiryaev A. A., Baranova N. N., Kovalchuk E. V., Mokhov A. V. X-ray spectroscopy study of the chemical state of “invisible” Au in synthetic minerals in the Fe-As-S system //American Mineralogist. 2017. Т. 102. № 5. С. 1057-1065.

Эволюция химического состава высокотитанистого калиевого амфибола из агпаитовых сиенитов Кольского полуострова, Россия

Филина М.И.[1], Когарко Л.Н.[1], Кононкова Н.Н.[1]

[1]*ГЕОХИ РАН, г. Москва, makimm@mail.ru*

Натриевые и натрий-кальциевые амфиболы широко распространены в щелочных, особенно агпаитовых породах, пегматитах и метасоматитах, связанных с щелочными интрузиями (Deer et al., 1997; Hawthorne, 1976). Калий является типичным компонентом многих щелочных амфиболов, но содержание K_2O обычно не превышает 1-2 мас. %. В 2004 г. был утвержден новый минеральный вид – калиевый арфведсонит $KNa_2Fe2+4Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$, найденный в щелочных пегматитах из трех щелочных комплексов: Илимауссакского, Ловозерского и Хибинскиого (Pekov et al., 2004).

Нами были впервые исследованы высокотитанистые калиевые амфиболы из агпаитовых сиенитов интрузии Нива и дайки участка «Мохнатые Рога», расположенных в северозападной части Беломорского подвижного пояса. Сиениты из этих объектов практически идентичны по химическому и минеральному составу (Акименко и др., 2014; Arzamastsev et al., 2000). Главные минералы агпаитовых сиенитов: калиевый полевой шпат (25–30 об. %), натролит (10–15 об. %), эгирин-авгит (10–15 об. %), энигматит (10–15 об. %), калиевый амфибол (5–10 об. %), характерной особенностью породы, является присутствие среди породообразующих минералов в количестве до 20 об. % минералов группы лампрофиллита (МГЛ): лампрофиллита, фторлампрофиллита, баритолампрофиллита, и фторбаритолампрофиллита. По сравнению с нефелиновыми сиенитами Хибинского и Ловозерского массивов изучаемые породы содержат значительно меньше кремнезема, в то время как содержание железа и титана значительно выше, что отражается в химическом составе породообразующих минералов (Акименко и др., 2014; Arzamastsev et al., 2000).

Амфиболы в породе образуют удлиненные крупные зерна, размером 1-1.5 мм буроватокоричневого цвета, со слабым синеватым оттенком, поперечные реже продольные сечения часто имеют шестиугольную форму. Минерал заметно плеохроирует в зеленовато-бурых и синевато-зелёных тонах с обратной схемой абсорбции. В породе амфибол чаще всего ассоциирует с эгирин-авгитом, мелкие игольчатые зерна которого, располагаются как по краям, так и внутри кристаллов, также амфибол может располагаться по краям зерен энигматита, и можно предположить, что энигматит по сравнению с амфиболом более ранний.

Согласно современной классификации группы амфиболов (Hawthorne et al., 2012), исследуемые амфиболы относятся к натрий-кальциевой и натриевой группе, содержание K_2O - 3.11-4.81 вес. %, что позволяет K доминировать над Na в позиции A. Характерной особенностью исследованных амфиболов является высокое содержание титана - до 4.71 мас. %, а также фтора - до 3.54 мас. % (табл. 1). Амфиболы зональные: центральные части по составу соответствуют высокотитанистому калиевому катофориту, калиевому катофориту или высокотитанистому калиевому энкерманиту, краевые части высокотитанистому калиевому арфведсониту или калиевому арфведсониту. Зональность амфиболов выражается в увеличении содержаний натрия, калия, и железа от ядра к периферии, и уменьшении содержаний магния и кальция. Центральные части кристаллов содержат значительные количества титана и фтора, причем содержание фтора, коррелирует с содержанием титана - с уменешением содержания титана, уменьшается содержание фтора (табл.1), что свидетельствует высокой активности фтора на начальных стадиях кристаллизации расплава. В экспериментальных работах по исследованию полей устойчивости амфиболов в зависимости от фугитивности кислорода и температуры, показано, что тренд

изменения состава амфибола от Ca через Na-Ca к Na амфиболам отражает понижение температуры и фугитивности кислорода на уровне или ниже буфера QFM (Mitchell 1990).

Таблица 1 Представительные анализы химического состава (мас. %) зональных кристаллов амфибола из дайки участка Мохнатые рога и интрузии Нива.

Компо-нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	C	R	C	R	C	R	C	R	C
SiO_2	52.62	50.08	49.86	48.65	50.91	49.57	51.03	50.61	50.81
TiO_2	3.16	2.74	3.02	2.11	4.36	2.83	4.38	2.02	4.71
Al_2O_3	0.76	0.83	0.75	0.88	1.57	0.18	1.42	0.59	1.83
MnO	0.52	0.33	0.53	0.27	0.46	0.72	0.55	0.60	0.53
FeO	14.16	25.90	14.19	24.20	13.92	29.32	14.86	25.54	14.15
MgO	12.53	5.69	12.40	6.49	11.64	1.13	11.43	4.58	11.73
CaO	3.11	0.79	3.05	0.75	2.86	0.06	2.97	0.22	3.35
Na_2O	6.43	7.06	6.36	7.15	6.72	7.21	6.63	6.88	6.44
K_2O	3.76	4.55	3.60	4.19	3.25	4.81	3.16	4.77	3.11
ZrO_2	0.79	0.00	0.85	0.06	0.48	нпо	0.12	нпо	0.12
BaO	0.11	0.05	0.07	0.05	0.29	0.22	0.13	0.13	нпо
SrO	0.49	0.03	0.57	0.17	0.33	0.05	0.28	0.07	0.60
Cr2O3	но	но	но	но	0.03	0.01	0.02	0.00	0.06
Nb_2O_5	0.02	0.01	0.05	0.10	но	но	но	но	но
Ta_2O_5	нпо	нпо	0.12	нпо	но	но	но	но	но
ThO_2	0.07	нпо	0.07	нпо	но	но	но	но	но
UO_2	0.64	0.73	0.73	0.88	но	но	но	но	но
F	3.34	0.83	3.54	1.44	3.04	0.02	3.13	0.21	2.97
Сумма	102.51	99.62	99.76	97.39	99.86	96.13	100.11	96.22	100.41
O=F	1.41	0.35	1.49	0.61	1.28	0.01	1.32	0.09	1.25
Сумма	101.10	99.27	98.27	96.78	98.58	96.12	98.79	96.13	99.16

Также эволюция составов амфибола соответствуют общей направленности эволюции составов пироксенов в изучаемом агпаитовом сиените (Филина и др., 2017). Зональность пироксенов выражается в увеличении содержаний натрия, железа и титана от ядра к периферии, и уменьшении содержаний магния и кальция. Пироксены также содержат значительные количества титана до 6.05 мас. % TiO2 в краевых частях кристаллов, что позволяет отнести его к титанистому эгирин-авгиту.

На примере эволюции состава породообразующих минералов из щелочных комплексов, можно исследовать эволюцию магматических систем от ранних этапов до поздних стадий, которые контролируются такими факторами, как состав магматического расплава, фугитивность кислорода, щёлочность, температура минеральных равновесий и др. Работа выполнена за счет средств, выделенных на выполнение госзадания.

Таблица 1. Продолжение.

Формульные коэффициенты									
Na	0.38	0.24	0.43	0.33	0.45	0.30	0.15	0.45	0.45
K	0.71	0.89	0.70	0.84	0.62	1.00	0.96	0.63	0.59
Ca	0.49	0.13	0.50	0.13	0.46	0.01	0.04	0.39	0.54
Σ_A	1.09	1.14	1.13	1.17	1.07	1.30	1.12	1.08	1.05
Ca	0.49	0.13	0.50	0.13	0.46	0.01	0.04	0.39	0.54
Sr	0.04	0.00	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.05
Na	1.46	1.87	1.45	1.86	1.51	1.99	1.96	1.57	1.41
Σ_B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ti	0.28	0.18	0.10	0.08	0.43	0.35	0.24	0.47	0.44
Zr	0.06	—	0.06	0.01	0.04	—	—	0.01	0.01
Al	—	—	—	—	—	0.04	0.11	—	—
Fe^{3+}	—	0.79	0.40	1.02	—	—	0.48	—	—
Mn^{2+}	0.07	0.04	0.07	0.04	0.06	0.10	0.08	0.08	0.07
Fe^{2+}	1.75	2.54	1.41	2.17	1.75	4.01	2.89	2.08	1.77
Mg	2.77	1.31	2.82	1.52	2.61	0.28	1.08	2.27	2.61
Σоктаэдр	4.92	4.87	4.87	4.83	4.89	4.77	4.89	4.90	4.90
Si	7.79	7.71	7.62	7.66	7.66	8.10	8.00	7.69	7.59
Al	0.13	0.15	0.14	0.16	0.28	—	—	0.26	0.32
Ti	0.08	0.14	0.25	0.17	0.06	—	—	0.05	0.09
Σтетраэдр	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.10	8.00	7.99	8.00
OH	0.44	1.60	0.29	1.28	0.55	1.99	1.90	0.73	0.60
F	1.56	0.40	1.71	0.72	1.45	0.01	0.11	1.27	1.40
Σ_w	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

Примечание. 1-4 – амфиболы из дайки участка Мохнатые Рога (образцы № 11-Юк-8, 11-Юк32). 5-9 – амфиболы из интрузии Нива (образцы № Н-8-1, Н-8-3). Зоны кристаллов: С – центральная. R- краевая. нпо – ниже предела обнаружения, но – не определялось. Формульные коэффициенты рассчитаны на 24 (OH, F, Cl, O). Значения содержания OH получены исходя из условия электронейтральности.

Акименко М. И., Когарко Л. Н., Сорохтина Н. В., Кононкова Н. Н., Мамонтов В. П. Новое проявление щелочного магматизма на Кольском полуострове, агпаитовая дайка в Кандалакшском районе // Доклады академии наук. 2014. № 458 С. 193-197.

Филина М. И., Когарко Л. Н., Кононкова Н. Н. Эволюция пироксенов в высокощелочных магматических системах на примере дайкового комплекса агпаитовых сиенитов и интрузии

Нива (Кольский полуостров) // Геохимия. 2017. № 7. С. 653-659.

Arzamastsev A.A., Belyatskiy B.V., Arzamastseva L.V. Agpaitic magmatism in the northeastern

Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 2000. № 51. c. 27–46.

Deer,W. A., Howie, R. A., Zussman, J. Rock-Forming Minerals // London, Geol. Soc.: Volume 2B Double-Chain Silicates. 1997. 764 P.

Hawthorne, F. C. The crystal chemistry of the amphiboles: V. The structure and chemistry of arfvedsonite // Canadian Mineralogist. 1976. № 14 P. 346–356.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. IMA Report Nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist // 2012.V. 97. P. 2031–2048. 3.

Pekov, I. V., Chukanov, N. V., Lebedeva, Yu. S., et al. Potassicarfvedsonite, KNa2Fe2+4Fe3+Si8O22(OH)2, a K-dominant sodic amphibole of the arfvedsonite series from agpaitic pegmatites – Mineral data and type of disorder in the A site // Neues Jahrbuch für

Mineralogie – Monatshefte. 2004. № 12. P. 555–574.

Mitchell R.H. A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexes // Lithos. 1990. P. 135-156.

Модифицирование поверхности минералов при воздействии наносекундных импульсов высокого напряжения

Хабарова И.А.[1]

[1]*ИПКОН РАН, г.Москва, xabosi@mail.ru*

Перспективы применения электроимпульсных технологий в процессах обогащения полезных ископаемых обусловили необходимость проведения специальных исследований по влиянию мощных наносекундных электромагнитных импульсов (МЭМИ) на структурное состояние, фазовый состав и физико-химические свойства поверхности сульфидных минералов (Хабарова, 2011; Чантурия, 2006).

На основе разработанного комплексного подхода к изучению структуры и свойств геоматериалов получены новые экспериментальные данные о механизмах формирования микро- и нанофаз на поверхности халькопирита ($CuFeS_2$) и сфалерита (ZnS) при воздействии наносекундных электромагнитных импульсов (Е ~ 10^7В/м; т (имп) ~ 10 нс).

Методами растровой электронной микроскопии (РЭМ), рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) и сканирующей зондовой микроскопии (СЗМ, ИНТЕГРА Прима, НТМДТ) на поверхности халькопирита обнаружены три морфологических типа новообразований, отвечающих процессам структурно-химических преобразований поверхности минералов в результате электромагнитного импульсного воздействия: 1 – трещиноватые плотные «покровы» размером до 100 мкм с локальными утолщениями натечной неправильной формы, в ряде случаев декорирующие или закрывающие устья каналов пробоя; 2 – сфероидальные образования размером от 3 мкм и менее, расположенные в областях выходов каналов пробоя; 3 – тончайшие пленки третьей фазы (z ≤ 100 нм), предположительно, безводных сульфатов меди, равномерно покрывающие поверхность сульфидов.

В отличие от халькопирита существенное изменение морфологии поверхности сфалерита было отмечено лишь для образцов, подвергнутых продолжительной электроимпульсной обработке (≥ 5·103 импульсов). На поверхности минерала наблюдались выходы микроканалов пробоя и сфероидальные образования размером от 3 мкм и менее, локализующиеся вдоль дефектов поверхности; энергодисперсионные спектры от этих автономных фаз содержали хорошо различимый пик кислорода.

По данным РЭМ – РСМА, АСМ и ИК-спектроскопии высоковольтные наносекундные импульсы в диапазоне изменения дозы электромагнитного воздействия 0.1–1 кДж (10^3–10^4 импульсов) вызывают образование и накопление в составе поверхностного слоя халькопирита сульфата меди CuSO4, а сфалерита – сульфата ZnSO4 и карбоната цинка ZnCO3. Увеличение интенсивности воздействия МЭМИ до 1.5 кДж приводит к окислению сульфатов и образованию оксидов меди CuxOy и цинка ZnO на поверхности сульфидов. Образующиеся микро- и нанофазы способствуют изменению поверхностных и, как следствие, технологических свойств сульфидных минералов.

Для мономинеральной флотации халькопирита и сфалерита установлен и экспериментально обоснован оптимальный режим предварительной электромагнитной импульсной обработки сульфидов (диапазон изменения числа МЭМИ от $0{,}5\cdot10^3$ до $3\cdot10^3$ импульсов), при котором (в среднем на 10-15 %) повышается флотируемость минералов. Получены новые экспериментальные данные об однонаправленном изменении электрохимических свойств халькопирита и сфалерита вследствие предварительной электроимпульсной обработки минералов – увеличении положительного значения электродного потенциала минералов, что способствует увеличению адсорбции анионного собирателя (ксантогената) и флотируемости минералов.

Автор выражает благодарность докт.техн.наук И.Ж. Бунину, канд. геол.-мин. наук Е.В. Копорулиной и канд.техн.наук М.В. Рязанцевой за помощь в выполнении исследований.

Хабарова И.А. Повышение контрастности физико-химических и флотационных свойств пирротина и пентландита на основе использования электромагнитного импульсного воздействия // Автореф. дисс. … канд. техн. наук. М. 2011.

Чантурия В.А., Трубецкой К.Н., Викторов С.Д., Бунин И.Ж. Наночастицы в процессах разрушения и вскрытия геоматериалов. М. 2006.

Закономерности распределения естественных радионуклидов (K, Ra, Th) в докембрийских метаморфических комплексах Татарского свода.

Хайртдинова Л.Р.[1]

[1]*КФУ, г. Казань, liliya10-06@yandex.ru*

Татарский свод занимает центральную часть Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Он представляет собой крупный мегаблок литосферы (гранито-гнейсовое ядро), ограниченный подвижными зонами (зеленокаменные пояса). Татарский свод состоит из двух блоков фундамента - Северо-Татарского и Южно-Татарского блоков. Оба блока разделены системой разломов. Метаморфические породы кристаллического фундамента Татарского свода сформированы в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма (Богданова, 1986; Геология Татарстана, 2003; Ситдиков и др., 1980). Ассоциации пород объединены в структурно-вещественные комплексы, из которых наиболее крупными являются отрадненская и большечеремшанская серии (Богданова, 1986; Геология Татарстана, 2003). Отрадненская серия сложена породами мафитового состава (метабазиты - метаморфизованные вулканогенные, вулканогенноосадочные и интрузивные образования), а большечеремшанская – породами высокоглиноземистого состава, которые большинство исследователей отождествляют с метапелитами (Ситдиков и др., 1980; Хасанов, 2011). Гранулитовые комплексы пород в различной степени мигматизированы и гранитизированы.

В результате обширной программы нефтяного бурения породы кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции вскрыты большим количеством буровых скважин. В основу настоящей работы положены результаты минералого-петрографического и геохимического исследования метаморфических пород вскрытых скважиной № 20009 Ново-Елховской (Кристаллический фундамент…, 1996), достигшей глубины около 5,5 км. Одной из важнейших задач является расчленение метаморфических комплексов фундамента. Ввиду отсутствия палеонтологических останков для их расчленения может быть использован вещественный состав породных комплексов, главным образом минералогические и геохимические особенности (Хасанов, 2011). В связи с этим в исследуемых образцах была произведена радиационная оценка по содержанию естественных радионуклидов по излучающим элементам – ^{40}K, ^{232}Th, ^{226}Ra с определением их активности (А, в Бк/кг).

Разрез скважины 20009 Ново-Елховской представлен переслаиванием пород высокоглиноземистого (большечеремшанская серия) и мафитового (отрадненской серии) состава. Всего в разрезе скважины выделяется 5 пачек пород, представляющих собой комплексы высокоглиноземистых и мафитовых пород. Разрез начинается пачкой пород высокоглиноземистого состава, которая сложена кристаллосланцами и гнейсами с прослоями гранитоидов с гранатом, иногда с кордиеритом и силлиманитом. Породы этой серии представлены тремя пачками, первая пробурена на глубине 1870 – 2026 м (1 пачка), следующая 2325 – 3117 м (3 пачка), третья вскрыта на глубине 4428 метров и прослеживается до 5480 м (5 пачка). Породы мафитового состава представлены биотитпироксеновыми, биотит-амфибол-пироксеновыми кристаллосланцами и гнейсами (свияжский комплекс). В зонах диафтореза встречаются также амфиболовые, биотитовые кристаллосланцы и гнейсы и биотитовые плагиогнейсы. Породы вскрыты скважиной в интервалах 2026 – 2335 м (2 пачка) и 3117 – 4428 м (4 пачка).

Анализ распределения естественных радионуклидов ^{40}K, ^{232}Th, U (^{226}Ra) по разрезу скважины показал их тесную зависимость с минералогическим составом пород. В природе концентрации рассмотренных радионуклидов связаны с такими минералами как калиевые полевые шпаты, гранаты, циркон и монацит. Калий (^{40}K) в исследуемых породах показывает

наибольшие значения удельной радиоактивности в гнейсах и участках, подверженных калиевому метасоматозу. Его концентрации следует связывать, прежде всего, с калиевыми полевыми шпатами – ортоклазом и микроклином. В зонах, подверженных метасоматозу, встречается преимущественно микроклин. Часть калия связана с биотитом. Его удельная активность возрастает также в биотитовых гнейсах и кристаллических сланцах, где она может достигать 300-600 и более Бк/кг. Торий (^{232}Th) является природным радионуклидом. В природе он встречается преимущественно в кислых разностях магматических пород (Занин и др., 2016). В исследуемых породах торий наибольшую активность проявляет в толще высокоглиноземистых пород, где его наибольшие значения связаны с зонами мигматизации. В лейкосомной части мигматитов с гранатом альмандинового ряда его значения могут достигать 70-85 Бк/кг. Радий (^{226} Ra) характеризуется неравномерным распределением. Его удельная активность в высокоглиноземистых и мафитовых породах близка. Увеличением удельной активности отмечено в зонах мигматизации и катаклаза, где она может возрастать в 2-3 раза. Максимальное значение удельной активности радия (152 Бк/кг) отмечено в образце гранита. Граниты классического типа вскрыты скважиной в самой верхней части разреза кристаллического фундамента. В гранитах он может присутствовать в результате распада ^{238}U, содержание которого в гранитах выше фоновых. Радий является химическим аналогом щелочных и также как, и калий встречается в составе полевых шпатов. Концентрации радия могут быть связаны также с такими акцессорными минералами как монацит, циркон и апатит, широко встречающимися в магматических и метаморфических породах.

Таким образом, установлено, что распределение K, Th, Ra в метаморфических породах зависит от их петрографического состава. В рассматриваемых породах концентрации рассмотренных радионуклидов связаны с такими минералами как калиевые полевые шпаты, биотит, гранаты, циркон и монацит. Наивысшие значения активности радионуклидов связаны с гранитоидами в зонах мигматизации высокоглиноземистых пород. Закономерное распределение радионуклидов в исследованных породах может быть использовано для расчленения и сопоставления метаморфических комплексов пород.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М. Наука. 1986. 224 с. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника. Москва. ГЕОС. 2003. 402 с.

Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Уран, торий и калий в черных сланцах баженовской свиты Ззападно-Сибирского морского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 1. С. 82 -94.

Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Под редакцей Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. Казань: Изд. «Дента», 1996. 487 с.

Ситдиков Б.С., Низамутдинов А.Г., Полянин В.А. Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1980. 167 с.

Хасанов Р.Р., Хусаинов Р.Р. Редкоземельные элементы в породах кристаллического фундамента Татарского свода и реконструкция исходной природы метапелитов // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. естеств. науки. 2011. Т. 153. кн. 4. С. 243-252.

Блёклые руды Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал)

Целуйко А.С.[1,2]

[1]*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*
[2]*Филиал ФГАОУ ВО «ЮУрГУ (НИУ)» в г. Миассе, г. Миасс, celyukoa@rambler.ru*

Минералы группы блёклых руд с общей формулой $(Cu^{1+}, Ag, Tl, Au)_{10}(Zn, Fe, Cu^{2+}, Hg, Cd, Pb, Mn, Ni, Co)_2(As, Sb, Bi, Te, Ge, In)_4(S, Se)_{13}$ широко распространены как второстепенные минералы на многих колчеданных месторождениях Урала (Филимонов, Спиридонов, 2005). Благодаря широко проявленному изоморфизму, состав блёклых руд отражает условия и эволюцию процессов рудообразования (Мозгова, Цепин, 1983). Минералы группы блёклых руд присутствуют в составе разновременных минеральных ассоциаций, сформировавшихся на протяжении различных стадий колчеданообразования. Изменение факторов минералообразования в пространстве приводит к скрытой минералого-геохимической зональности блёклых руд на месторождении: состав этих минералов закономерно меняется в направлении от центра к периферии и (или) от глубоких горизонтов к верхним (Мозгова, Цепин, 1983). Однако вариации составов блёклых руд могут быть также связаны с тем, что в выборки попадают блёклые руды, входящие в различные минеральные ассоциации. Предполагается, что на колчеданных месторождениях более корректным было бы сравнение химического состава блёклых руд, входящих в состав различных минеральных ассоциаций или рудных фаций (Масленников и др., 2015). Подходящим объектом для таких исследований могут служить руды Юбилейного медноколчеданного месторождения, на котором минералы группы блёклых руд установлены в сульфидных трубах палеокурильщиков, сульфидных брекчиях, диагенитах и продуктах субмаринного гипергенеза – госсанитах. Целью данной работы является определение минеральных ассоциаций, состава и условий формирования блёклых руд в рудах Юбилейного месторождения.

Микроскопические исследования руд проводились на микроскопе Olympus BX51 с цифровой приставкой. Анализы блёклых руд получены с помощью рентгеновского микроанализатора JEOL-733, оснащенного волновой приставкой (ИМин УрО РАН, аналитик Ю.Д. Крайнев). Дополнительные анализы получены с помощью СЭМ Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (ИМинУрО РАН, аналитик И.А. Блинов). Для сравнительного анализа блёклых руд использованы три известных модуля, рассчитываемые по формульным коэффициентам: железистость – Fe*=100Fe/(Fe+Zn), сурьмянистость – Sb* = 100Sb/(Sb+As+Te+Bi) и формальная медистость – Cu* = 100(Cu10)/(Fe+Zn) (Спиридонов, 1987). Юбилейное медноколчеданное месторождение расположено в 34 км к северу от с. Акъяр

(Хайбуллинский район, Башкортостан). Месторождение приурочено к ЗападноМагнитогорской палеовулканической зоне, колчеданоносные комплексы которой сформировались над палеозойской зоной субдукции восточного падения и принадлежат фронтальной (преддуговой) части энсиматической островодужной системы позднеэмсскораннеэйфельского возраста (Медноколчеданные…, 1988). Рудные тела месторождения локализованы в породах баймак-бурибайской свиты, соответствующей раннедевонскому начальному циклу островодужного вулканизма (D_1e_2b-br) (Косарев и др., 2014). Юбилейное месторождение представлено шестью рудными залежами северо-западного простирания, из которых на данный момент отрабатывается Вторая, Четвертая и Пятая залежи. Основные минералы представлены пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Второстепенными и редкими минералами в рудах являются марказит, пирротин, арсенопирит, галенит, а также

блёклые руды, борнит, магнетит, гематит, барит, электрум, самородное золото, аргентит, алтаит, гессит, энаргит, бурнонит, германит (Медноколчеданные…, 1988; Викентьев и др., 2011).

Наиболее разнообразные минералы группы блёклых руд обнаружены в сульфидных трубах палеокурильщиков. Палеокурильщики обнаружены в массивных халькопирит-пиритовых и сфалерит-халькопирит-пиритовых рудах, а также в виде обломков в сульфидных брекчиях. Цельные палеокурильщики диаметром от 2 до 12 см могут иметь эллипсовидную, треугольную и вытянутую форму. Характерной чертой труб палеокурильщиков является их концентрически-зональное строение, в котором выделяется пиритовая оболочка трубы, халькопиритовая внутренняя стенка и осевой канал. Осевой канал обычно выполнен сфалеритом, халькопиритом, пиритом, кварцем, кальцитом или тальком. Блёклые руды чаще всего встречаются в кальцит-сфалерит-пирит-халькопиритовых, тальк-сфалерит-пиритхалькопиритовых и пирит-сфалерит-халькопиритовых разновидностях сульфидных труб (Масленников и др., 2015).

Среди минералов блёклых руд в палеокурильщиках обнаружены теннантит, теннантиттетраэдрит и тетраэдрит-теннантит. В сфалерите осевого канала теннантит образует включения размером до 200–300 мкм в сфалерите, часто ассоциирующие с галенитом и самородным золотом, нарастает на кристаллы и почки сфалерита. В сфалерите встречается тонкая эмульсионная вкрапленность теннантита, приуроченная к отдельным зонам роста кристаллов. В осевом канале труб теннантит может встречаться в виде сростков с борнитом, сфалеритом и халькопиритом. В халькопирите внутренней стенки труб теннантит присутствует в виде мелких включений, ассоциирующих с галенитом и самородным золотом. Содержания Sb в теннантите труб обычно составляют 1–5 мас. % (табл.). В единичных случаях в теннантите палеокульщиков установлены примеси Te (0.74 мас. %), Ag (0.63 мас. %) и Pb (до 0.98 мас. %) (см. табл. 1).

Таблица 1. Примеры составов блёклых руд Юбилейного медноколчеданного месторождения

(масс.%)

№ п/п	Cu	Ag	Mn	Fe	Zn	As	Sb	S	Te	Сумма
1	38.1	0.23	-	1.27	6.64	5.25	22	26.7	-	100.23
2	37.9	0.17	-	1.37	6.66	6.33	20.4	27.5	-	100.37
3	40.4	0.05	-	3.59	5.78	20.9	0.3	28.8	-	99.86
4	42.89	0.17	0.14	0.37	6.66	17.04	2.81	27.78	1.05	98.9
5	42.99	0.17	0.17	0.19	6.7	17.23	2.71	27.75	0.67	98.58
6	40.57	-	-	3.89	5.61	16.6	4.65	28.27	-	99.58
7	41.09	-	-	2.99	5.42	17.37	5.12	27.53	-	99.52
8	39.48	-	-	2.15	7.24	6.42	19.7	25.83	-	100.8
9	42.64	-	-	1.06	7.11	20.39	-	28.81	-	100

Примечание. Анализы блёклых руд различных ассоциаций: 1-3 – трубы палеокурильщиков; 4-5 – борнитсодержащие брекчии; 6-7 – сульфидные диагениты; 8 – кремнистые алевропелиты; 9 – госсаниты.

В большей степени, чем трубы палеокурильщиков обогащены теннантитом борнитсодержащие сульфидные брекчии. Теннантит связан с борнитовыми, сфалеритхалькопиритовыми, халькопиритовыми и пирит-халькопиритовыми агрегатами и образует изометричные и округлые включения размером до 100–200 мкм ассоциирующие со сфалеритом и галенитом. Для теннантита борнитсодержащих руд характерна низкая железистость (в среднем 8 %) и постоянное присутствие примесей Mn (до 0.21 мас. %), Ag (до 0.37 мас. %), Te (до 2.07 мас. %). Содержания Sb в теннантите обычно не превышают 2–3 мас. % (см. табл. 1).

Теннантит также связан также с полосчатыми сфалерит-пирит-халькопиритовыми диагенитами, обнаруженными на флангах Второй рудной залежи. Изученные сульфидные диагениты представляют собой слоистые мелкообломочные сульфидные руды, которые в процессе диагенеза и катагенеза почти полностью утратили признаки рудокластического

происхождения (Масленников, 1999). Теннантит образует изометричные и ксеноморфные включения в халькопирите и сфалерите размером до 200–300 мкм в ассоциации с галенитом и сфалеритом. По химическому составу он отличается средней железистостью (41 %). Содержания Sb в теннантите варьируют от 3 до 7.5 мас. %, содержания других элементовпримесей находятся ниже предела обнаружения микрозондовым анализом.

В редких случаях теннантит обнаруживается в гематит-кварц-карбонатных госсанитах – продуктами полного субмаринного окисления сульфидоносных осадков (Аюпова, Масленников, 2005). Аутигенная сульфидная минерализация госсанитов представленная метакристаллами пирита, халькопиритовыми, пирит-халькопиритовыми прожилками и гнездами содержащими многочисленные включения галенита, теннантита, электрума, гессита, алтаита и кервеллеита. Для теннантита характерно отсутствие примесей сурьмы и низкая железистость.

Теннантит-тетраэдрит и тетраэдрит-теннантит включают, соответственно, две переходных разновидности в ряду от сурьмянистого теннантита ($1 < Sb < 2$) к мышьяковистому тетраэдриту ($2 < Sb < 3$). В ассоциации с теннантитом, галенитом и электрумом мышьяковистый тетраэдрит и сурьмянистый теннантит образуют включения в почковидном и друзовом сфалерите тальк-кальцит-сфалерит-пирит-халькопиритовых и пирит-сфалеритхалькопиритовых сульфидных труб. В псевдоморфном халькопирите, развитом по колломорфному пириту оболочки палеокурильщиков, обнаруживается вкрапленность теннантит-тетраэдрита. В тетраэдрит-теннантите изученных труб палеокурильщиков устанавлена примесь серебра до 0.23 мас. % (см. табл. 1).

Редкие зерна тетраэдрит-теннантита обнаружены в кремнистых алевропелитах, распространенных на удаленных выклинках Второго рудного тела. В слоях кремнистых алевропелитов мощностью 5–30 мм распространена рассеянная и послойная сульфидная минерализация, представленная метакристаллами и конкрециями пирита размером 0.01–5 мм, а также халькопиритовыми обособлениями размером до 2 мм. Редкие зерна тетраэдриттеннантита размером до 20 мкм обнаружены в виде включений в халькопирите. Тетраэдриттеннантит отличается низкой железистостью (26 %), содержит до 6.4 мас. % мышьяка и относятся к цинкистой разновидности.

В колчеданных рудах Юбилейного месторождения преобладает теннантит, а теннантиттетраэдрит и тетраэдрит-теннантит распространены в меньшей степени. Результаты микрозондовых анализов показали, что в их составе блёклых руд присутствуют примеси Ag, Te и Mn. Железистость блёклых руд убывает от теннантита труб палеокурильщиков (среднее 41 %) к тетраэдрит-теннантиту пирит-сфалерит-халькопиритовых (23 %) и тальксодержащих труб (4.5 %). Низкий показатель железистости характерен для теннантита борнитсодержащих брекчий (8.5 %) и госсанитов (14 %). Почти все обнаруженные блёклые руды характеризуются низкими значениями модуля медистости (0–35 %) что может свидетельствовать о пониженном окислительном потенциале гидротермальных флюидов (Спиридонов и др., 1990). Сурьмянистость теннантитов Юбилейного месторождения возрастает от труб палеокурильщиков (6.4 %) к борнитсодержащим рудам (8.7 %) и пиритхалькопиритовым диагенитам (13.38 %). Подавляющие большинство блёклых руд Юбилейного месторождения представлены цинкистыми разновидностями, которые характерны и для других колчеданных месторождений Урала (Масленников и др., 2015). Блёклые руды Юбилейного месторождения образуют устойчивую ассоциацию со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, самородным золотом, реже с борнитом и электрумом. Предполагается, что формирование блёклых руд осевых каналов сульфидных труб происходило из гидротермальных растворов при температурах 200–350°C. Формирование блёклых руд в сульфидных диагенитах и госсанитах могло протекать совместно с другими сульфидами при процессах диагенеза и катагенеза.

Работа выполнена при поддержке проекта Президиума УрО РАН № 18-5-5-48.

Аюпова Н.Р., Масленников В.В. Гальмиролититы Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 2005. 199 с.

Викентьев И.В., Саенко А.Г., Карелина Е.В., Ежов А.И., Трубкин Н.В. Минералогические особенности руд медноколчеданного месторождения Юбилейное (Ю. Урал). // Вест. РУДН. Сер. Инженерные исследования. 2011. № 1. С. 84–89.

Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.

Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с. Масленников В.В., Масленникова С.П., Третьяков Г.А. и др. Блёклые руды в палеозойских «курильщиках» из колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая // Минералогия. 2015. № 4. С. 53–79.

Спиридонов Э.М., Игнатов А.И., Шубина Е.В. Эволюция блёклых руд вулканогенного месторождения Озерновское (Камчатка) // Известия АН ССР. Сер. Геол. 1990. № 9. С. 82–94.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 239 с.

Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блёклые руды (особенности химического состава и свойств). М.: Наука, 1983. 280 с.

Спиридонов Э.М. Типоморфные особенности блёклых руд некоторых плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1987. № 6. С. 83–92.

Филимонов С.В., Спиридонов Э.М. Блёклые руды плутоногенного гипабиссального золотоантимонитового месторождения кварцитовые горки (север Центрального Казахстана) // Новые данные о минералах. 2005. Вып. 40. С. 96–104.

Силикатные включения в хромшпинелидах малосульфидных ЭПГ-руд интрузии Норильск-1

Чайка И.Ф.[1,2], Изох А.Э.[1,2], Каменецкий В.С. [3], Житова Л.М.[1,2]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск ivanlab211@gmail.com*
[2]*Новосибирский государственный университет*
[3]*Университет Тасмании, Хобарт, Австралия*

Несмотря на то, что основные месторождения Ni и платиноидов (ЭПГ) в интрузиях Норильского типа связаны с нижними горизонтами расслоенных интрузий и приурочены к массивным сульфидным рудам, в верхних эндоконтактовых частях встречаются горизонты такситовых габброидов с концентрациями ЭПГ существенно выше, чем в сульфидных рудах. Аномалии концентрации ЭПГ в этом случае ассоциируют с редковкрапленными сульфидами и сегрегациями хромита, образуя так называемое малосульфидное оруденение. Высокие содержания ЭПГ в такситовых габброидах верхних горизонтов до 70 г/т (Служеникин, 2016) а также сходство данных образований с платиноносными рифами Бушвельдского комплекса объясняют большой интерес к вопросам петрологии и генезиса малосульфидных (МС) горизонтов интрузий Норильского района.

В данной работе рассматривается химизм минеральных фаз включений в хромшпинелидах (далее CrSp) из платиноносных такситовых габброидов верхней эндоконтактовой зоны интрузии Норильск-1. Также приводится сравнение состава этих фаз с породообразующими минералами габброидов, вмещающих CrSp сегрегации. Данные по составу CrSp и других минеральных фаз получены с помощью электроннозондового микроанализа (ЕРМА) на анализаторе JEOL JXA-8320 в Лаборатории рентгеноспектральных методов ИГМ СО РАН, аналитики Нигматуллина Е.Н. и Даниловская В.А.

В общей структуре интрузий норильского типа верхняя эндоконтактовая зона (ВЭЗ) представлена горизонтами контактовых габбродолеритов, гибридно-метасоматическими породами и лейкогаббро. Такситовые габброиды с МС оруденением проявлены в центральной и нижних частях ВЭЗ. Они характеризуются крупнозернистой структурой и крайне неоднородной текстурой. Основными породообразующими силикатами являются плагиоклаз (Pl), клинопироксен (Cpx) и оливин (Ol). Второстепенные нерудные минералы – титанистый биотит (Bt), апатит, ортопироксен (Opx). Породы интенсивно изменены: Pl замещается мусковитом, эпидотом, поздним альбитом, Cpx – слюдой и волокнистым амфиболом, Ol – хлоритом и минералами группы иддингсита/боулингита. Микроскопические (как правило, менее 100 мкм) идиоморфные CrSp в изученных такистовых габброидах образуют сегрегации или густовкрапленную (до 60%) сыпь, при этом образуя хадакристы во всех силикатных фазах за исключением порфировидных индивидов Pl (рис. 1б). Предыдущими исследователями отмечена ассоциация этой вкрапленности с зонами повышенной концентрации минералов, содержащих летучие (амфибол, хлорит, пренит) (Служеникин, 2016). Нами также обнаружены текстуры «налипания» скоплений CrSp на глобулы, сложенные хлоритом и титанистым биотитом. К скоплениям CrSp приурочена сульфидная вкрапленность (пентландит, халькопирит, моносульфидные и промежуточные твердые растворы) и разнообразная платиноидная минерализация: железоплатиновые сплавы, сульфиды, арсениды, теллуриды, станниды, висмутиды ЭПГ.

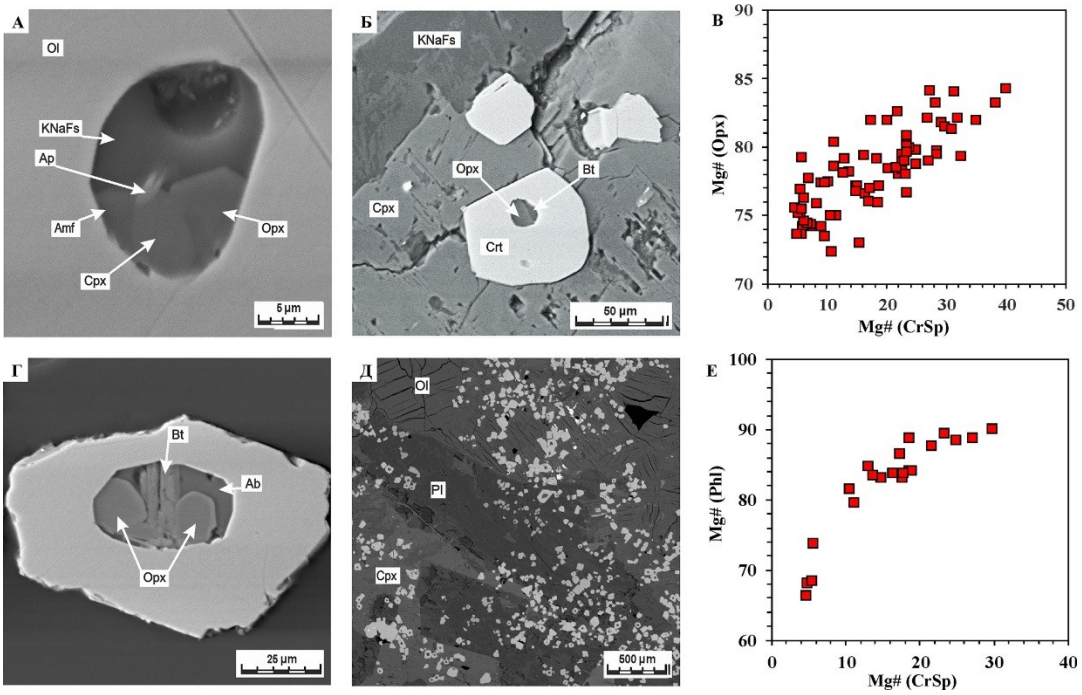


Рисунок 1. А, Б, Г – раскристаллизованные включения в CrSp из такситовых габброидов ВЭЗ интрузии Норильск-1 (BSE фото); Д – фрагмент сегрегации CrSp с зернами, образующими «сыпь», секущую все породообразующие силикатные минералы такситовых габброидов (BSE-фото); В, Е – вариационные диаграммы, отражающие зависимость магнезиальности ортопироксена (В) и флогопита (Е) от магнезиальности CrSp-хозяина

Состав изученных CrSp характеризуется широкими вариациями. Магнезиальность Mg# = Mg/(Mg+Fe) изменяется от 2 до 50, содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 обнаруживают отчетливую положительную корреляцию с Mg#, NiO и TiO_2 – отрицательную корреляцию с Mg#. Отмечаются необычно широкие вариации содержания Al_2O_3 и TiO_2 (3-24 мас. % и 2-17 мас. % соответственно) (рис. 2а, б, в). Значительная разница в составах CrSp наблюдается даже в соседних зернах в сегрегациях, при этом не отмечается общей разницы в составах CrSp, включенных в различные минералы силикатной матрицы. Изученные CrSp МС-горизонта как по составам, так и по эволюционным трендам в целом близки к CrSp из пикритовых габбро нижней части интрузии Норильск-1 (рис. 2а, г). Существенное отличие CrSp нижнего горизонта -- более высокое содержание Fe^{3+} и уменьшение отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} с падением Mg#, тогда как CrSp из сегрегаций в такситовых габброидах характеризуются более высоким отношением Fe^{2+}/Fe^{3+}, которое в целом не меняется с уменьшением Mg# (рис. 2б). С учетом ранее полученных данных по CrSp из керна такситовых габброидов, можно предположить, что данные различия обусловлены более окислительной обстановкой на поздних этапах кристаллизации CrSp из горизонта пикритового габбро. Поскольку считается (Kamenetsky et al., 2001), что содержание TiO_2 в CrSp прямо пропорционально концентрации TiO_2 в среде кристаллизации, то широкие вариации содержания TiO_2 в CrSp такситовых габбро могут указывать на то, что эти CrSp кристаллизовались на широком временном отрезке эволюции системы.

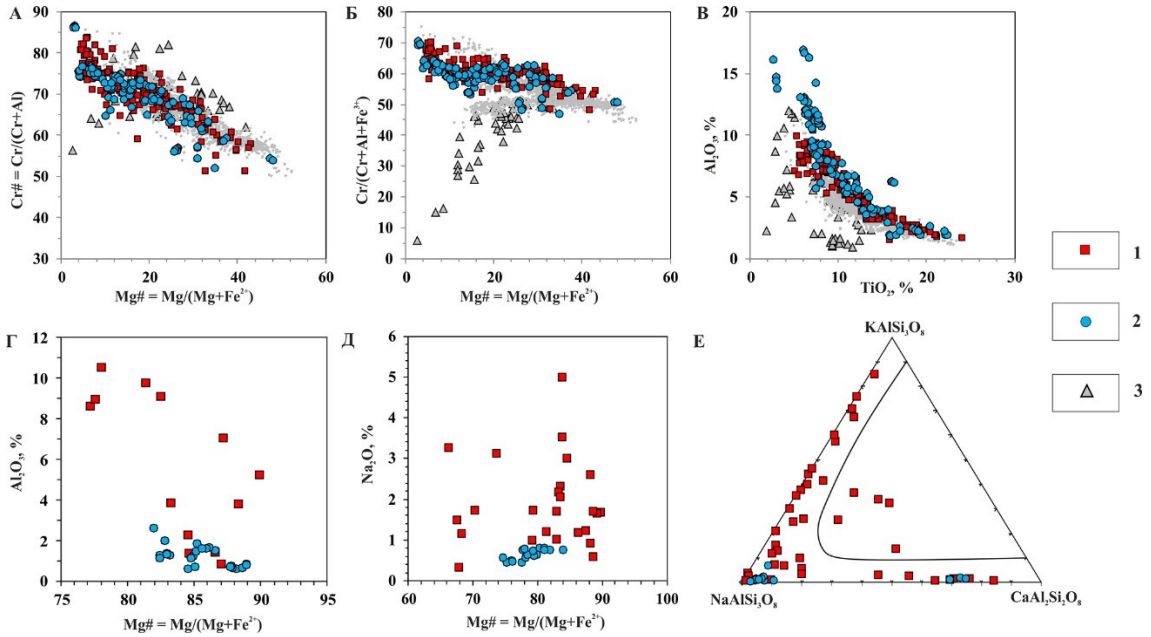


Рисунок 2. А-В вариационные диаграммы составов CrSp из такситовых габброидов ВЭЗ интрузии Норильск-1; Г-Е составы минеральных фаз включений и их аналогов из пород (Г – клинопироксен, Д – флогопит, Е – полевые шпаты). 1 – составы фаз включений и их CrSpхозяев, 2 – составы фаз такситовых габброидов, 3 – составы CrSp из пикритовых габбро нижнего горизонта интрузии Норильск-1 (Ryabov et al., 2014), серыми точками обозначены анализы, ранее полученные по керну скважин в МС-горизонте.

Многофазовые силикатные включения в CrSp имеют округлую или обратнокристаллическую форму, размер от 5 до 50 микрон, в отдельных случаях занимая до половины зерна CrSp в сечении. Главные минералы включений – Opx, Cpx, Na-содержащий флогопит (Na-Phl), Na-Ca и Ca амфиболы, полевые шпаты различного состава. В качестве акцессорных и рудных фаз встречаются апатит, бадделеит, цирконолит, халькопирит, пирротин. Многие включения (больше половины) сложены хлоритом. Также обнаружены включения капель сульфидов, однако в данной работе мы рассматриваем только силикатные включения.

Opx в многофазовых включениях идиоморфен по отношению к другим фазам. Он характеризуется магнезиальностью Mg# от 72 до 85, содержанием Al_2O_3 от 0,3 до 4%, TiO_2 – от 0,1 до 0,7%. Содержание Al_2O_3 увеличивается к более магнезиальным миналам, а TiO_2 обнаруживает слабую обратную корреляцию с Mg#. Примечательным является крайне низкое до полного отсутствия содержание Opx во вмещающих CrSp породах, тогда как в изученных включениях этот минерал наиболее распространен. Более того, редкие призмы Opx в породах ВЭЗ характеризуются более узким диапазоном магнезиальности (74-76) (Служеникин, 1994). Возможно, Opx во включениях является результатом перитектического преобразования оливина в закрытой системе кристаллизации. Содержание En минала в Opx отчетливо коррелирует с Mg# (рис. 1в) и TiO_2 CrSp-хозяина, что указывает на равновесие в системе «минералообразующая среда – CrSp – минерал-узник». Cpx в многофазных включениях также часто имеет кристаллические или субизометричные очертания, по составу отвечает высокоглиноземистому (Al_2O_3 до 11%) авгиту с долей Di компонента 76-88%. При этом выделяются группы анализов, одна из которых совпадает с составами и трендами эволюции Cpx из изученных пород, а другая характеризуется более высоким содержанием Al_2O_3 при общем сохранении Mg-Al тренда (рис. 2г). Высокое содержание Al_2O_3 отличает из включений от клинопироксенов из такситовых габброидов. Минералы группы слюд из включений представлены высокотитанистым Na-флогопитом (Phl) с Mg# 66-90 и содержанием Na_2O до 5 мас. %. Концентрации TiO_2 варьируют от 5,9 до 9,3 %, в целом попадая в диапазон содержаний TiO_2 в флогопитах из такситовых габброидов (5,3 – 8,3 %).

Phl включений резко отличаются от Phl пород высоким содержанием Na_2O, которое для Phl из такситовых габброидов не превышает 0,8 % (рис. 2д). По другим критериям Phl из включений и пород являются весьма схожими. Как и для Opx, Mg# Phl из включений отчетливо коррелирует с Mg# CrSp-хозяина (рис. 2е). Полевые шпаты (Fsp) из рассмотренных включений обнаруживают большой диапазон составов, захватывая практически полный ряд от Ab до An и значительную часть ряда калинатровых составов.

При этом встречаются фазы смешанного Na-K-Ca состава из области высокотемпературных Fsp. Выраженная калинатровая щелочность Fsp из включений отличает их от Fsp вмещающих пород, состав которых образует узкие области An_{70-80} и An_{0-10} (вторичный альбит) (рис. 2д).

Таким образом, первые полученные нами количественные данные по составу включений в CrSp из ЭПГ-содержащих такситовых габброидов ВЭЗ интрузии Норильск-1, а также их CrSp-хозяев позволяют сформулировать следующие гипотезы:

1 Кристаллизация CrSp из сегрегаций в такситовых габброидах ВЭЗ интрузии Норильск-1 происходила сравнительно быстро, о чем свидетельствует необычно высокое количество в них первичных включений, сопоставимых по размеру с самими зернами.

2 Широкие вариации и отчетливые тренды составов хромшпинелидов по элементаминдикаторам химической эволюции среды кристаллизации (Mg, Ti) указывают на то, что образование хромшпинелидов шло на протяжении большей части времени эволюции системы. Отсутствие дифференцированности самих сегрегаций по составу хромитов может объясняться как привносом зерен CrSp извне в кристаллизующийся горизонт такситовых габброидов, так и высокой динамичностью среды (кипение, турбулентность) и сравнительно быстрой кристаллизацией фаз такситовых габброидов.

3 «Ильменитовый» тренд эволюции CrSp такситовых габброидов в противоположность «титаномагнетитовому» тренду для CrSp пикритовых габбро при общих сходных характеристиках указывает на восстановительные условия кристаллизации изученных ассоциаций. Восстановительные условия могут объясняться как флюидным режимом, так и взаимодействием среды кристаллизации с углистыми сланцами вмещающих толщ.

4 Когерентность состава фаз включений и их CrSp-хозяев указывает на равновесие в системе «минералообразующая среда – CrSp – минерал-узник».

5 Состав фаз из включений в CrSp и породообразующих фаз вмещающих такситовых габброидов существенно различается, при этом фазовый состав включений в CrSp не отвечает составам магматических пород, описанных в интрузиях Норильского типа. Это свидетельствует в пользу привноса рассмотренных CrSp в малосульфидный горизонт извне и ставит под вопрос их магматическое происхождение.

Исследование частично поддержано грантом РФФИ (16-05-00945а) и Государственным заданием 0330-2016-0001.

Ryabov, V.V., Shevko, A.Ya., Gora, M.P. Trap Magmatism and Ore Formation in the Siberian Noril'sk Region. Volume 1. Trap Petrology. Series: Modern Approaches in Solid Earth Sciences. Springer. 2014. 390 p.

Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное вкрапленное оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Том 36. № 3. С.195-217.

Служеникин С. Ф., Дистлер В.В., Григорьева А.В., Малосульфидные платиновые руды Норильского района – перспективные источники благородных металлов // Арктика: экология и экономика. 2016. №4 (24). С. 32-45

Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. 2001. V.42 4 P. 655-671.

Создание базы данных геологической информации для моделирования в горногеологических информационных системах

Черемисин А.Е.[1]

[1]*Горный университет, г. Санкт-Петербург, andr.cheremisin@gmail.com*

Внедрение горно-геологических информационных систем (ГГИС) на горнодобывающих предприятиях требует наличия баз данных (БД) геологической и другой информации в электронном виде.

Поговорка «мусор на входе – мусор на выходе» очень точно отражает важность наличия качественной базы данных для моделирования месторождений (Coombes J., 2008). Ведь какими бы совершенными не были методы создания пространственных моделей, если они построены на некачественных данных, то и результат будет неудовлетворительным.

Любая база данных должна быть универсальна и понятна.

Основными файлами при создании базы данных ГГР являются: реестр координат устьев (начала) выработок, файл искривлений скважин, файл опробования (может быть несколько для разных видов проб) и другие (Поротов, 2006).

Ключевым параметром базы данных является имя выработки, которое должно быть уникальным во всех файлах БД и иметь однообразную структуру. Часто бывает, что в первичной документации одни и те же типы выработок имеют разную структуру имен. Например, «Скважина №5», «Скв.6», «скважина 7» и тп. Занесение в электронную БД имен в таком формате не допустимо по следующим причинам: - многие ГГИС чувствительны к регистру букв;

возникают проблемы при импорте данных, написанных кириллицей («иероглифы»);

принятие программным обеспечением пробела за разделитель столбцов;

несоответствие названий выработок в разных файлах БД (например, одна и та же скважина называется в файле устьев «Скважина 1», а в файле опробования «скважина 1») и другие. При создании файла координат устьев выработок возникают сложности с переводом координат точек из местных систем координат (СК) к другим СК (например, WGS 84). В случаях, когда ключ перевода утерян, приходится подбирать его, что сказывается на точности данных. В электронной БД желательно иметь как первичные координаты, так и переведенные в новую систему. Перед внесением координат устьев выработок в БД, необходимо определиться с направлением координатных осей в используемом программном обеспечении.

В различных ГГИС применяется разный алгоритм построения траекторий выработок: в одних данные о глубине берутся в файле опробования, в других из файла устьев (Черемисин, 2017). В виду того, что БД должна быть универсальна, в файл устьев необходимо вносить информацию о глубине (длине) выработок.

При разведке месторождений некоторых месторождений использовались и используются многозабойные скважины. Не редко встречаются случаи, когда в первичной документации устья стволов задают в месте постановки искривляющих инструментов. При загрузке в различных ГГИС из-за разных алгоритмов построения траекторий, может возникнуть ситуация, когда устье «болтается» в недрах. Чтобы этого избежать, необходимо все стволы многозабойной скважины приводить к одному устью и только в месте постановки клина стволы должны расходиться.

Часто можно встретить, когда канавы и траншеи, имеющие не сплошную проходку, имеют одно и тоже название, хотя отдельные промежутки могут находиться в стороне друг от друга на большом расстоянии.

При создании файла замеров искривлений скважин стоит обратить внимание, что в разных ГГИС направление траектории выработки в зависимости от знака перед значением угла наклона будет различным. Немаловажным фактором является магнитное склонение.

Необходимо владеть информаций, учтено ли уже магнитное склонение в первичных данных, которые заносятся в БД или нет. Так же необходимо выяснить, какой угол наклона выработок указан в первичной информации, т.к. в большинстве ГГИС используется угол относительно горизонтальной плоскости.

Распространенным является задание траекторий открытых горных выработок (канав, траншей и тд.) с помощью азимута и наклона, а не координатами характерных точек (точек перегиба). При загрузке в ГГИС, траектории выработок в таком случае могут отклоняться от нанесенных на планах из-за применяемых алгоритмов построения траекторий. Это необходимо учитывать и при создании БД бороздовых проб в подземных горных выработках.

В файле опробования в обязательном порядке должны быть поля, содержащие информацию о названии выработки, интервале опробования (поля «от», «до» и «длина») и значении измеряемых величин (например, содержание золота, серебра и т.п.)

Кроме этого, крайне желательно иметь столбцы с первичными значениями содержаний, в которые данные вносятся в том же виде, что и в первичной документации, без каких-либо замен значений. В названии полей содержаний элементов, необходимо указывать кодировку анализа, с помощью которого определялись содержания. Это позволит производить корректно замену, например, «сл», «н.о» «<0,1» на половину предела обнаружения или другие обоснованные значения. Заменять значения содержаний необходимо в отдельном столбце для каждого элемента.

Информация о номере пробы и лабораторной ведомости поможет найти и исправить «подозрительные» значения.

Важным элементов в каждом файле базы данных, которому часто не уделяется внимание, является столбец для примечаний, в который возможно внесение любой дополнительной информации, которую не удалось предоставить в виде обозначений или кодов в других столбцах.

Всю информацию в БД необходимо вносить с той точностью, с которой указаны данные в первичных документах и ведомостях. Понизить точность можно путем округления или обрезки значений, а повысить точность уже округленных значений невозможно. Ко всем файлам БД необходимо прикладывать файл с расшифровкой названий полей и кодировок, т.к. применяемые обозначения на предприятиях не унифицированы. Корректная база данных позволит сохранить геологическую информацию без потери данных, применять ее на последующих стадиях ГРР и повысить эффективность проводимых работ.

Поротов Г.С. Математические методы моделирования в геологии: Учебник / СанктПетербургский государственный горный институт (технический университет). СПб. 2006. 223 с. + вклейка.

Черемисин А.Е. Построение траекторий скважин в горно-геологических информационных системах // Инновации в науке. 2017. №9(70). С. 14-16.

Coombes J. Art and science recourse estimation. 2008. Perth. Australia.

Особенности сульфидной минерализации золоторудного месторождения Дражное (Республика Саха (Якутия)).

Чикатуева В.Ю. [1,2]

[1]*МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва*
[2]*ООО «Институт геотехнологий», г. Москва, v.chikatueva@igeotech.ru*

Золоторудное месторождение Дражное относят к малосульфидному золотокварцевому типу. Оно локализовано в зоне Адыча-Тарынского глубинного разлома и приурочено к северо-восточному крылу и замыканию Тарынской синклинали, сложенной алевропесчаниками и алевролитами верхнего триаса (Читалин и др., 2018).

Непосредственно на месторождении рудовмещающие толщи представлены морскими терригенными отложениями верхненорийского возраста, в большей степени алевропесчаниками, в меньшей – песчаниками, алевролитами.

Месторождение характеризуется сложной структурой, которая характеризуется сочетанием дорудных и рудных структурных парагенезов сформировавшихся на разных этапах деформации в зоне глубинного Адыча-Тарынского разлома. Структурный анализ данных, полученных специалистами ИГТ в 2016-2018гг при картировании карьера, изучении ориентированного и неориентированного керна разведочных скважин, позволил установить многоэтапное формирование структуры месторождения в зоне субмеридионального левого сдвига. Дорудные соскладчатые структурные парагенезы на рудном и пострудном этапах были активизированы и усложнены. Рудные зоны сосредоточены в участках сопряжения различных структурных парегенезов, связанных с надвиговыми, взбросовыми и сдвиговыми смещениями.

Гидротермальные образования представлены жилами и прожилками кварцевого и карбонат-кварцевого состава, а также неширокими зонами околожильных изменений (до 20-30см). В прожилках с рудной минерализацией часто встречается анкерит, обычен серицит и редок хлорит. Доля карбонатов в прожилках варьирует от 1-2 до 40%. Пострудные прожилки зачастую хлорит-кварцевые и кварц-кальцитовые. Морфология прожилков разнообразна: простые прямолинейные прожилки, извилистые, ветвящиеся с многочисленными апофизами, раздувами и пережимами и т.д. Количество рудных минералов в прожилках обычно от 0 до 5-10%, в редких случаях выше. Основным механизмом рудоотложения является быстрый сброс давления (от 1.4 до 0.2 кбар) и вскипание(дегазация) рудоносных флюидов в зоне разгрузки гидротерм в системах надвиговых нарушений (Аристов, 2015).

Золоторудная минерализация на месторождении характеризуется крайне неравномерным распределением. Сульфиды и самородное золото локализованы как в центральных частях жил и прожилков, так и по зальбандам в виде равномерной и неравномерной вкрапленности. Основными рудными минералами являются пирит и арсенопирит. Второстепенные минералы - сфалерит, халькопирит, пирротин, тетраэдрит; редкие – самородное золото, бурнонит, буланжерит, галенит, марказит, рутил, ильменит, лейкоксен, магнетит.

Вещественный состав руд определен по результатам полевых работ 2016-2017гг. и изучения 80 аншлифов. Определение минералов и выявление микропримесей производилось с помощью электронно-зондового микроанализатора Jeol JXA-8230 Superprobe (МГУ имени М.В. Ломоносова).

Самым распространённым минералом на месторождении является пирит. Было выделено четыре основные генерации минерала. Пирит первой генерации осадочнодиагенетического типа (пирит-I) – наиболее ранний, образует неравномерную вкрапленность в осадочных породах и присутствует в виде скоплений ксеноморфных зерен, часто глобулярных (фрамбоидальных) выделений, размером до 0.06 мм, редко более. Метаморфогенный пирит-II отмечается реже и не

всегда отчетливо отличается от пиритов поздних генераций, он образуется за счет перекристаллизации раннего пирита-I и представлен ксеноморфными зернами, реже кубическими кристаллами, размером от 0.02 мм до 2 мм. Часто перекристаллизованный пирит второй генерации содержит реликты глобулярных агрегатов. В составе пирита-I и пирита-II присутствует примесь As от 1.2 до 2.6 мас%. Пирит-III («золотоносный») наблюдается исключительно в кварц-карбонатных прожилках. Визуально и микроскопически он с трудом отличается от более позднего пирита-IV, так как повсеместно обрастает им (рис. 1). Пирит-III обнаружен во всех образцах с видимыми включениями золота, и по данным масс-спектрометрии и структурного травления обладает рядом признаков, отличающих его от пиритов других генераций. Зерна минерала имеют длиннопризматическую форму выделения с петельчатой структурой и не содержат примеси As. Предполагается, что пирит-III является псевдоморфозой по пирротину. Именно к этой генерации пирита приурочены все включения золота и часто - включения более поздних пирротина, халькопирита, галенита и тетраэдрита. Пирит четвертой генерации имеет широкое распространение на месторождении и отмечается как в кварц-карбонатных прожилках, так и во вмещающих породах. Характерным признаком пирита этой генерации являются кубический, реже октаэдрический габитус зерен минерала и высокие содержания As (от 1 до 3.6 мас%).

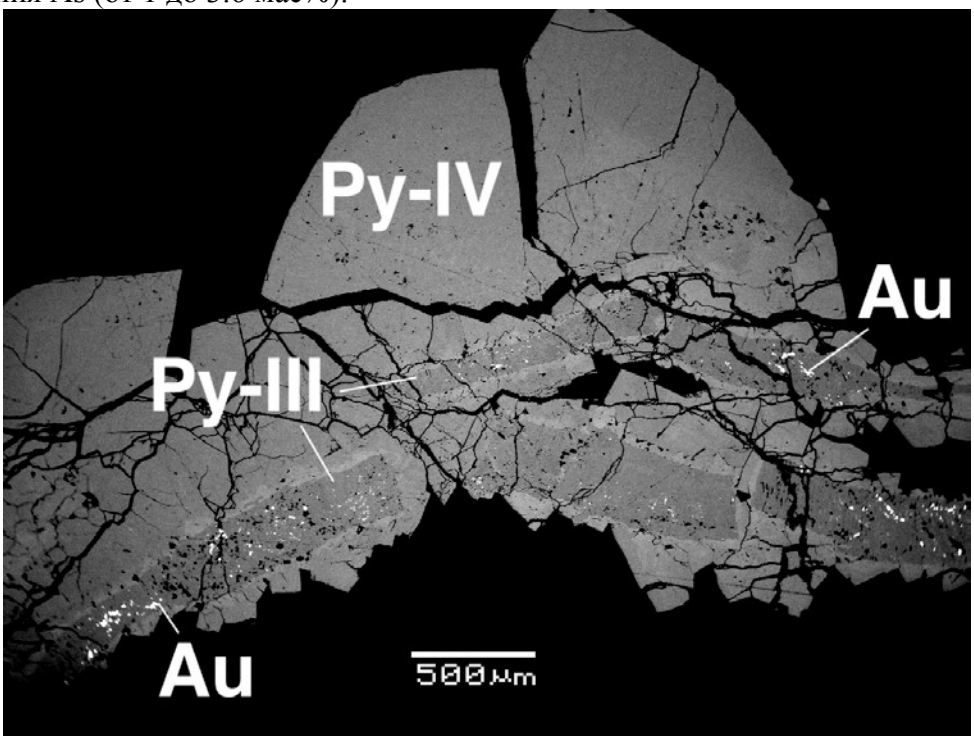


Рисунок 1. Пирит третьей генерации (Py-III) с включениями самородного золота (Au) обрастает пиритом четвертой генерации (Py-IV) (фото в отраженных электронах)

Арсенопирит на месторождении имеет меньшее распространение, чем пирит, при этом он встречается во всех рудных зонах. Минерал присутствует как в жильно-прожилковых телах, так и во вмещающих породах и представлен зернами неправильной формы и изометричными, коротко-длиннопризматическими кристаллами от 0.02мм до 1.5мм, реже до 3-4мм. Во вмещающих породах, в арсенопирите в интервалах с повышенным содержанием золота наблюдаются включения халькопирита и пирротина, размером до 0.05мм. Самородное золото в арсенопирите было обнаружено только в одном образце. По данным масс-спектрометрии в арсенопирите соотношение S/As= 0.53-0.6, при общем дефиците суммы As+S ((As+S)/Fe = 1.77-1.85) как в прожилках, так и во вмещающих породах.

Самородное золото на месторождении представлено (1) включениями в пирите – III (рис.1б), (2) зернами, приуроченными к трещинам катаклаза в пирите третьей и четвертой генераций, (3) самостоятельными выделениями в жильно-прожилковых образованиях и, реже, во

вмещающих породах. Включения золота в пирите третьей генерации представлены ксеноморфными, иногда угловатыми зернами, размером до 0.03мм и пробностью 870-947‰. Минерал часто находится в ассоциации с пирротином, халькопиритом, тетраэдритом и галенитом. Самородные выделения золота, размером до 1.5мм, расположены в центральных и призальбандовых частях кварцевых и кварцкарбонатных жил и прожилков. Минерал находится в ассоциации не только с тетраэдритом, галенитом, халькопиритом и пирротином, но и с буланжеритом, бурнонитом. Самородное золото встречается также во вмещающих терригенно-осадочных породах. Зерна минерала имеют вытянутую или округлую форму, при размере до 0.03мм и пробности 854 – 880‰. Они приурочены к границам пирита второй генерации и к трещинам катаклаза в них, либо расположены в карбонатной матрице в ассоциации с пирротином и в сростках с глаукодотом.

Минералы полиметаллической ассоциации – галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, бурнонит, буланжерит – характеризуются ксеноморфными формами выделения и неравномерным распределением. Часто отмечаются структуры распада твердого раствора сфалерит-халькопирит, в результате которого халькопирит образует округлые, неправильной формы включения в сфалерите. Зерна халькопирита, тетраэдрита и галенита включены в кристаллы пирита третьей генерации, в ассоциации с пирротином и золотом. Крупные выделения тетраэдрита, галенита, буланжерита, бурнонита (размером до 0.13мм), зачастую ассоциируют с золотом и пирротином в мощных кварцевых и кварцкарбонатных жилах.

Исходя из наблюдаемых структурных взаимоотношений минеральных индивидов и их агрегатов, предполагаются три основные стадии минералообразования. К первой (дорудной) стадии был отнесен пирит первой и второй генерации. В рудную стадию кристаллизовались пирит третьей генерации, арсенопирит, золото и минералы полиметаллической ассоциации. К пострудной стадии отнесен пирит четвертой генерации.

Аристов В.В. Особенности рудообразования на золото-кварцевом месторождении Дражное (Восточная Якутия, Россия) // Доклады Академии наук. 2015. №1. С. 65-70.

Читалин А.Ф. и др., Структурно-кинематическая модель золоторудного месторождения Дражное// Геофизика. 2018. № 3.С. 106 – 114.

Минералообразование в термальных источниках Нижне-Кошелевского месторождения (Камчатка)

Шанина В.В., Бычков А.Ю.[1]

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

Кошелевский вулканический массив расположен на юге полуострова Камчатка и состоит из пяти сросшихся, полуразрушенных стратовулканов, вытянувшихся в широтном направлении. Развитие вулканического массива продолжалось от среднего плейстоцена до голоцена. Нижне-Кошелевское термальное поле распложено на отметке 750-800 м на склоне древнечетвертичного Западно-Кошелевского вулкана, от которого сохранилась часть соммы (или уступа кальдеры) (Апрелков и др., 2001; Белоусов, 1978). Нижняя пачка толщи мощностью до 150 м – преимущественно переслаивание лав оливин-двупироксеновых андези-базальтов и долерито-базальтов, реже - оливин-клинопироксеновых базальтов и линз агглютинатов. Верхняя пачка – короткие потоки общей мощностью до 120 м андези-дацитов и дацитов. Современные лавы и шлаки оливиновых базальтов мощностью до 120 м, формируют отчетливый конус с отметкой 486 м (Поздеев, Нажалова, 2008).

Степень гидротермального изменения пород, вскрытых скважинами, постепенно нарастает сверху вниз в последовательном появлении вторичных минералов: гидроокислы железа → глинистые минералы → иддингсит-хлорит-цеолит-кварц + пирит- → эпидот + альбитпренит. В центральной части Нижне-Кошелевского участка в замещении решающую роль играют глинистые минералы, кварц, ангидрит, гидрослюды, цеолиты. В скважинах полностью измененные породы появляются на глубине 200 м. Эти изменения относятся к диагенетичным, т.е. отражают поверхностные фации регионального метаморфизма пород района (Поздеев, Нажалова, 2008).

Выходы Нижне-Кошелевских парогидротерм сосредоточены на площади 100х300м в эрозионной котловине. На территории термального поля представлены различные термопроявления: газовые струи, грязевые котлы, кипящие озера, крупные пульсирующие водные источники с гейзерным режимом, мелкие разгрузки термальных вод. Общая минерализация вод в среднем составляет 0,3-0,7 г/л, за исключением грязевых котлов (2-3 г/л, за счет более высоких концентраций SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}) (Калачева и др., 2006). На территории термального поля под действием субнейтральных вод гидрокарбонатного состава (pH 6-8, T~95°C) андезиты постепенно преобразуются в монтмориллонитовые глины (Лучко и др., 2009).

Исследование минералообразования в термальных источниках Нижне-Кошелевского поля проводилось следующим образом: 1) полевое изучение гидротермальных проявлений на термальном поле (температурная съемка, геохимическое опробование), отбор проб термальных вод, донных осадков и образцов неизмененных горных пород; 2) лабораторное изучение химического и минерального состава, строения и свойств пород, определение химического состава термальных вод и донных осадков; 3) проведение натурных исследований, направленных на изучение процессов минералообразования в естественных проявлениях термальных вод за год.

В местах заложения образцов (прямоугольные параллелепипеды со сторонами от 2 до 5 см) андезитов и базальтов, изученного состава и свойств, с помощью портативного мультипараметрового анализатора WATER TEST определялись физико-химические параметры растворов: температура, pH, Eh, минерализация. Для определения минерализации вод использовали электрокондуктивность – SEC (specific electrical conductivity), которая замеряется инструментально in situ. С помощью коэффициента (0,55-0,76) SEC переводится в минерализацию – TDS (total dissolved solid) (Чудаев, 2002). Минеральный состав исследуемых

вулканогенных пород определялся в шлифах при помощи поляризационного микроскопа Olympus BX 41. В лаборатории рентгеноструктурного анализа кафедры инженерной и экологической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова В.В. Крупской, Л.А. Левицкой и С.В. Закусиным был проведен количественный рентгеноструктурный анализ полученных минеральных новообразований на дифрактометрах «Дрон-УМ1», «Дрон3» и «ULTIMA-IV». Под руководством профессора В.Н. Соколова совместно с научным сотрудником М.С. Черновым проведены исследования морфологии порового пространства, а также точечные химические анализы минералов с помощью растрового электронного микроскопа LEO 1450 VP и микроскопа «Jeol JSM-6480LV» на кафедре петрологии (в лаборатории локальных методов исследования вещества) доцентом В.О. Япаскуртом. Состав рудных минералов уточнялся с помощью исследования магнитных свойств образцов (ступенчатое температурное размагничивание до температур 540-700 °С (полного размагничивания образца)) в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ Р.В. Веселовским. Химический состав донных осадков изучен на кафедре инженерной и экологической геологии МГУ на рентгеновском кристалл-дифракционном вакуумном спектрометре «Спектроскан Макс GV» под руководством доцента Е.Н. Самарина. Для оценки изменения химического состава пород при гидротермальных преобразованиях был использован метод расчета баланса вещества метасоматических горных пород с учетом их пористости (Казицын, 1972; Казицын, Рудник, 1968).

На Нижне-Кошелевском термальном поле было отобрано 18 проб термальных вод. В ряду сидерофильных элементов в водах месторождения наибольшие концентрации имеет железо, достигая максимальных значений (33,9 мг/л) в водно-грязевом котле (точка НК-13) и фосфор (2,6 мг/л) в пиритовом котле Сухой воронки (точка НК-3). Никель в половине проб ниже предела обнаружения, максимальное содержание 2,39 мкг/л в пиритовом котле на Верхнем участке (точка НК-5). Из литофильных элементов наибольшими содержаниями отличаются кальций, магний и марганец, достигая (0,18, 0,03 и 0,005 гл/л соответственно) в пиритовом котле, а так же кремний до 0,065 гл/л в небольшом водно-грязевом котле (точка НК-13). Среди халькофильных элементов повышенные содержания характерны для цинка (164 мкг/л в небольшом котле на склоне Сухой воронки (точка НК-11)), мышьяка и селена (3,9 и 0,4 мкг/л соответственно), максимальные содержания которых также наблюдаются в точке НК3. Изученные донные осадки на территории Нижне-Кошелевского поля характеризуются высоким содержанием кремния (при этом и в осадке и в растворе его максимальное содержание в пробе из кипящего водно-грязевого котла НК-13, а минимальное – в Термальном озере (точка НК-14)), алюминия и железа (табл.). Содержание оксида титана в большинстве точек укладывается в диапазон для изученных пород, его минимальное количество в пробах осадка и раствора из точки НК-17 (ручей Гремучий на окраине поля).

В самых агрессивных по кислотно-щелочным условиям кипящих котлах в изученных образцах пород наблюдаются следы сернокислотного выщелачивания, даже в плотных андезитах. В кислых условиях идет растворение вулканического стекла и образование мелкодисперсного пирита. В самых спокойных на данном термальном поле условиях со слабокислыми и нейтральными водами образуются минералы группы смешаннослойных с преобладанием монтмориллонита, в нейтральных условиях образуется корочка, сложенная из глобул кремнезема. Так же характерной особенностью самых спокойных условий является наличие псевдоморфоз пирита по диатомовым водорослям (Bacillariophyta) с кремниевым скелетом (рис. 2). На новое направление в разработке проблемы низкотемпературной гидротермальной минерализации, связанное с обнаружением в толще миоценовых платобазальтов фоссилизированных фрагментов микробиоты – возможных активных агентов формирования слоистых силикатов и ряда других минералов, указывал в своей докторской диссертации А.Р. Гептнер (Гептнер, 2009). В пределах термальных площадок, на которых обильно развиваются альгобактериальные биоценозы (маты), отмирающие термофильные микроорганизмы фоссилизируются, как правило, с участием кремнезема, а вулканическое стекло и силикаты в разной степени смектитизируются, цеолитизируются, а местами образуются

смешанослойные каолинитсмектитовые минералы (Труды геологического института, 2007), альгобактериальные образования в процессе фоссилизации концентрируют рудные компоненты.

Таблица. Химический состав донных осадков термальных источников Нижне-Кошелевского поля

Проба	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO(t)	MnO	CaO	MgO	K_2O	P_2O_5	Ba	As	Hg
	%										ppm	
НК-1	57,85	0,91	18,08	10,55	0,08	2,08	3,64	1,55	0,22	0,07	но	0,07
НК-2	58,30	1,02	18,79	10,42	0,08	1,38	3,20	1,31	0,16	0,06	но	но
НК-3	62,36	1,11	19,44	8,59	0,05	0,95	2,64	1,31	0,16	0,07	0,15	0,19
НК-6	68,17	0,86	15,06	5,70	0,06	0,91	1,97	1,39	0,12	0,06	0,23	но
НК-10	58,56	1,13	19,82	11,22	0,05	0,87	3,25	1,55	0,18	0,09	но	0,11
НК-13	70,83	1,26	17,24	6,04	0,03	0,03	1,59	1,19	0,15	0,12	0,14	0,12
НК-14	33,26	1,44	21,98	18,54	0,11	2,34	5,52	1,42	0,27	0,08	но	0,17
НК-17	59,31	0,78	18,18	9,96	0,10	3,45	4,17	1,27	0,13	0,06	но	0,02
НК-18	42,26	1,80	19,41	15,23	0,21	9,09	8,21	1,45	0,29	0,05	1,38	0,10

Примечание: FeO(t) – общее содержание оксидов железа, но - ниже предела обнаружения За год в открытом поровом пространстве изученных андезитов и базальтов, находившихся в термальных источниках, произошло образование барита, марказита и пирита (рис. 1). Большинство рудных минералов – аутигенные образования, возникшие in situ в результате гидротермального разрушения первичных минералов, содержащих рудные компоненты. Данному процессу способствовало увеличение открытой пористости пород (в пористых базальтах до 46%); поэтому и новообразованных минералов в них оказалось максимальное количество.

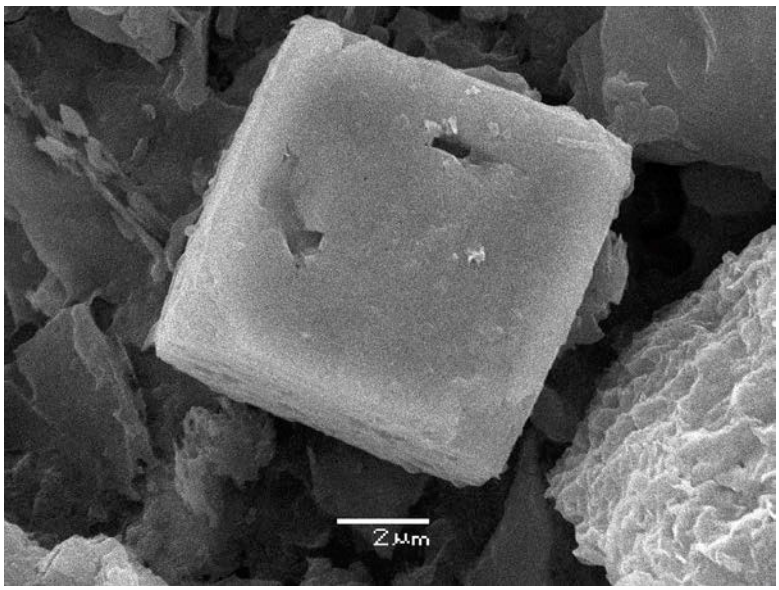


Рисунок 1. Новообразованный пирит (автор фото В.О. Япаскурт).

Из слабокислых растворов в восстановительных условиях кристаллизуются сульфиды железа - пирит и марказит, которые наряду с глинистыми минералами покрывают всю открытую поверхность пород и существенно увеличивают плотность твердой компоненты грунтов. Необходимо отметить, что прочность базальтов увеличилась на 38 % из-за образования дополнительных контактов за счет активного минералообразования в открытом поровом пространстве пород и кристаллизации пирита и марказита

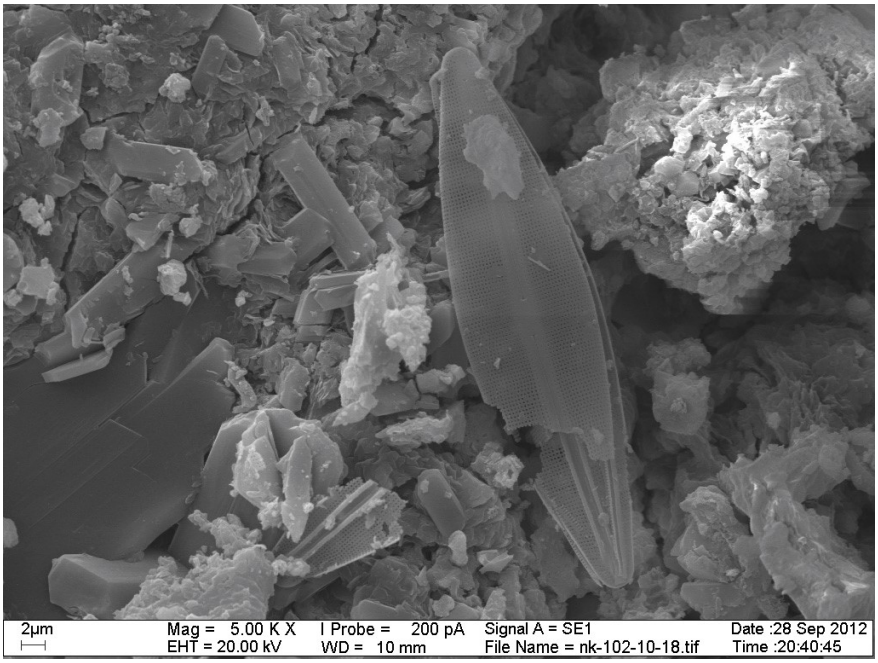


Рисунок 2. Псевдоморфозы пирита по кремниевому скелету Navicula (автор фото М.С. Чернов).

Апрелков С.Е., Попруженко С.В., Богдан П.С., Касьянюк Е.Е. Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки / Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. 428 с.

Белоусов В. И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 176 с.

Гептнер А. Р. Вулканогенно-осадочный литогенез в наземной рифтовой зоне Исландии. Автореф. дис. на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук. М. 2009. 31 с.

Казицын Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений (введение в учение об околорудном метасоматизме). Л.: Недра, 1972. 144 с.

Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.

Калачева Е.Г., Королева Г.П., Сандимирова Е.И., Шульга О.В. Условия формирования и геохимические особенности Нижне-Кошелевских гидротерм (Южная Камчатка) / Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ.2006. Т. 3. С. 717-719.

Лучко М.В., Зухубая Д.З., Фролова Ю.В. Петрофизические преобразования андезитов на Кошелевских термальных полях (Южная Камчатка) / Матер. X междунар. конф. «Физикохимические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: Ин-т физики Земли, 2009. С. 250-254.

Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 3245.

Труды геологического института. Вып. 566: Постэруптивные процессы современного вулканизма Камчатки: БТТИ, КВЦ, Вулкано-гидротермальная система Узон, океанические и континентальные современные и палеотипные рудопроявления / Ерощев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А., Набоко С.И., Артамонов А.В. М.: Наука. 2007. 183 с.

Чудаев О.В. Геохимия и условия формирования современных гидротерм зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Томск. 2002. 59 с.

Золотоносные флюиды Благодатного месторождения (Енисейский кряж, Россия): по данным изучения флюидных включений в кварце

Шапаренко Е.О.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, Новосибирск, shaparenkoe@gmail.com*

Крупное золоторудное месторождение Благодатное находится в зоне влияния Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже. В настоящее время Благодатное месторождение представляет огромный интерес для изучения, так как является одним из крупнейших в российской золотодобывающей отрасли с запасами золота более 220 т и средним его содержанием в руде 2,5 г/т. На месторождении выделено два рудных тела, содержание золота в которых составляет от 0,2 до 1,4 г/т в первом и от 0,5 до 31,5 г/т во втором (Полева и др., 2012). Золотоносные ассоциации (ранние – кварц±пирит±пирротин±арсенопирит и поздние – кварц-сфалерит-халькопирит±галенит) сконцентрированы в кварцево-жильной зоне мощностью до 150 м, протяженностью 2,5 км и вертикальной амплитудой оруденения более 250 м. Кварц является основным минералом, образуя жилы, линзы, желваки и прожилки. Выделено 3 генерации кварца: белый кварц, слагающий жилы, рассредоточенный по всей территории рудного поля; серый кварц с пылевидными включениями графита и золото-сульфидной минерализацией; кварц третьей генерации совместно с карбонатами, слагающий нитевидные прожилки, секущие ранние минеральные ассоциации (Сердюк и др., 2010, Sazonoa et al, 2009). Для исследования первичных, первично-вторичных и вторичных включений применялся следующих комплекс методик: термометрия, криометрия и рамановская спектроскопия. Проанализированы следующие типы включений (рис.1): однофазные ($Ж_{CO_2}$, $Г_{CO_2}$, $Ж_{CO_2±CH_4±N_2}$,$Г_{CO_2±CH_4±N_2}$), двухфазные ($Ж_{H_2O}$+Г) и трехфазные ($Ж_{H_2O}$+$Ж_{CO_2}$+Г , $Ж_{H_2O}$+Г+КР).

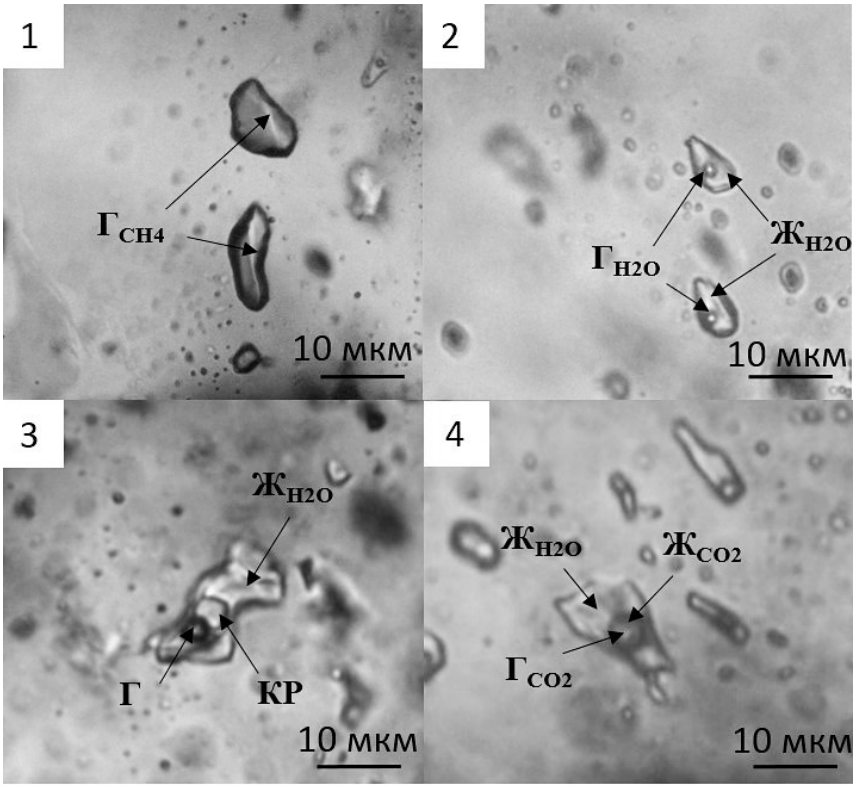


Рисунок 1. Типы флюидных включений в кварце Благодатного месторождения.

Состав газовой фазы флюидных включений в кварце Благодатного месторождения определялся с помощью двух методов: криометрии и раман-спектроскопии. В составе газовой фазы флюидных включений были определены углекислота, метан и азот, на это указывают температуры плавления сжиженного газа во включениях, которые меняются в интервале от -145 до -56,6 °С, а в некоторых случаях ниже -170 °С. Раман-спектроскопический анализ газовой фазы индивидуальных включений подтвердил наличие CO_2, CH_4 и N_2. В некоторых образцах отмечается повышенное содержание метана. Различие в процентом соотношении содержаний летучих элементов указывает на смену окислительновосстановительных условий в процессе рудообразования (рис.2) (Gize et al, 1993, Gize, 1999). В результате проведенного анализа было установлено, что кварцевые жилы с высоким содержанием золота были сформированы водно-углекислотно-углеводородными флюидами в интервале температур от 230 до 350°С, давлений – от 1,8 до 2,6 кбар и солености от 9,0 до 23,5 мас.% (NaCl-экв.) с преобладанием хлорида магния.

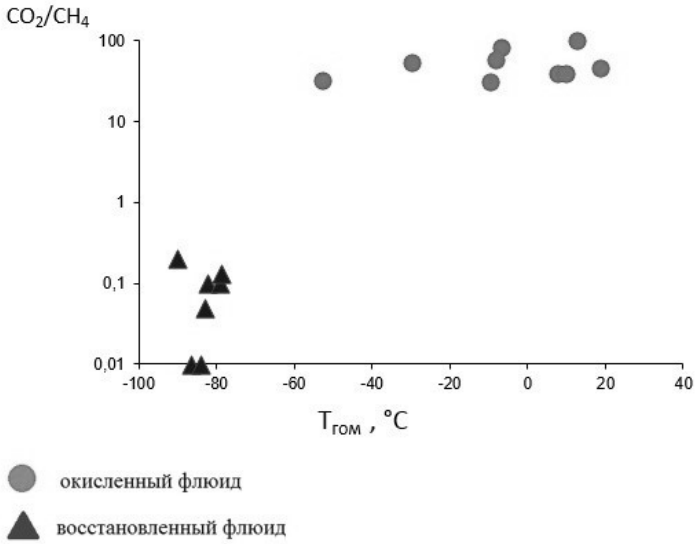


Рисунок 2. Окисленные и восстановленные флюиды Благодатного золоторудного месторождения.

В формировании кварцевых жил с низким содержанием золота принимали участие флюиды в интервале температур от 140 до 230°С, давлений 0,2 до 0,5 кбар и солености 0,5 – 4 мас.% с преобладанием хлорида Na. На уже сформированные жилы накладывался высокосоленый (>40 мас.%) флюид, который в виде вторичных включений присутствует в кварце. Состав этого флюида определяют хлориды Ca и Na. Температура растворения кристаллика и общая гомогенизация составляет интервал 190-260°С. Полученные данные свидетельствуют о том, что в формировании и преобразовании кварцевых жил месторождения Благодатное принимали участие несколько типов флюидов с различными термобарогеохимическими характеристиками.

Полева Т. В., Сазонов А. М. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже / Москва. Недра. 2012. 292 с.

Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Ояберь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск. СФУ. 2010. 584 с.

Anatoly M. Sazonov, Igor F.Gertner, Elena A.Zvyagina, et al. Ore-forming Conditions of the Blagodat Gold Deposit in the Riphean Metamorphic Rocks of the Yenisey Ridge According to Geochemical and Isotopic Data // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies v.2. 2009. P. 203-220.

Gize A.F. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits//Econ. Geol. 1999. v. 94. P. 967980. Gize A.F., Macdonald R. Generation of compositionally atypical hydrocarbons in CO2-rich geologic environment//Geology, 1993, v. 21, p. 129-132.

Структурно-тектонические факторы процессов рудообразования жильных месторождений золота

Шарафелдин Х. Э.[1], Васильев Н.Ю.[1], Верчеба А.А.[1]

[1]*МГРИ-РГГРУ, г. Москва, aa_ver@mail.ru*

Оруденение золота на месторождении Сукари относится к золото-кварц-сульфидной формации. Месторождение Сукари локализованное в одноимённом интрузивном массиве на территории золоторудной провинции Аравийско-Нубийского щита. Месторождение Сукари располагается в горных породах складчато-надвигового пояса, образованного в верхнем протерозое–рифее (900—650 млн. лет) в процессе панафриканского орогенеза. Рудообразование на месторождении связывают с образованием интрузивов гранитов и гидротермально-метасоматическими процессами заключительной фазы орогенеза.

Рудовмещающий гранит Сукари приурочен к висячему боку надвига Сукари, при этом, длинная ось интрузива ориентирована в соответствии с простиранием региональной сланцеватости, характеризующейся крутым 50-70° падением восток. Интрузив вытянут в этом направлении (ССВ – ЮЮЗ) на 2,3 км. В северном, наиболее широком его фланге, поперечный размер массива достигает 700—800 м. Его ширина на южном фланге резко сокращается до 100—150 м. Контакты интрузива с вмещающими породами ориентированы субвертикально и местами характеризуются опрокинутым залеганием. Простирание контактов гранита с вмещающими породами определяется ССВ и СВ румбами, как и надвигов.

Надвиговые деформации соответствуют началу тектонической активизации в Восточной Пустыне Египта. Они сформированы в раннюю фазу сжатия пород земной коры, связанную с формированием вулканической островной дуги. Отмечаются листрические панафриканские надвиги с расположенными «внахлест» пластинами метавулканических пород и серпентинитов. Пликативные структуры проявлены в метавулканических породах и образуют антиклинальные и синклинальные складки в зоне контактов массива Сукари. Осевые плоскости складок имеют, как правило, падение в ЮЗ румбах, а крылья умеренно погружаются на СЗ. Формы складок изменяются от асимметричных до умеренно опрокинутых параллельно простиранию зон надвигов. В целом, следует отметить, что складки и разрывы разной формы, а также сланцеватость пород, являются надёжным признаком проявления тектонических напряжений в зоне, ориентированной параллельно фронту надвига Сукари.

Тектонические деформации в районе месторождения Сукари имеют длительную историю развития, в ходе которой на тектонические структуры северо-западного простирания (локализованные на юго-западе района) были наложены, ориентированные с СВ на ЮЗ, разрывные структуры, собственно, контролирующие положение месторождения Сукари. Падение тела гранитоидов Сукари на восток и надвигание некоторых его фрагментов на вмещающие породы является свидетельством того, что тело гранитоидов было смещено по зоне главного надвига Сукари (рис.1).

Сдвиги в районе Сукари имеют два типа ориентации плоскости сместителя. Один тип отличается углами падения 45º - 60º на восток, что было установлено по документации керна скважин. В плоскости сдвига при этом была зафиксирована интенсивная каолинизация. Другой тип сместителя с более крутым падением (> 70°) обычно вмещает основные золотокварцевые жилы.

По интенсивности проявления тектонических деформаций в рудовмещающем граните Сукари выделены четыре рудные зоны с севера на юг: Фараон, Газель, Ра и Амун. Морфологически рудные зоны можно рассматривать как линзовидные штокверки. Рудные зоны Ра, Газель и Фараон расположены в широкой части штока, при этом они занимают ограниченные

пространства интрузива. В широкой части штока сеть рудовмещающих нарушений развивается масштабнее, проникая на большие глубины и обусловливая локализацию руд в количестве выше, чем в южной зоне Амун. Вдоль западного контакта интрузива руды не установлены (рис.1).

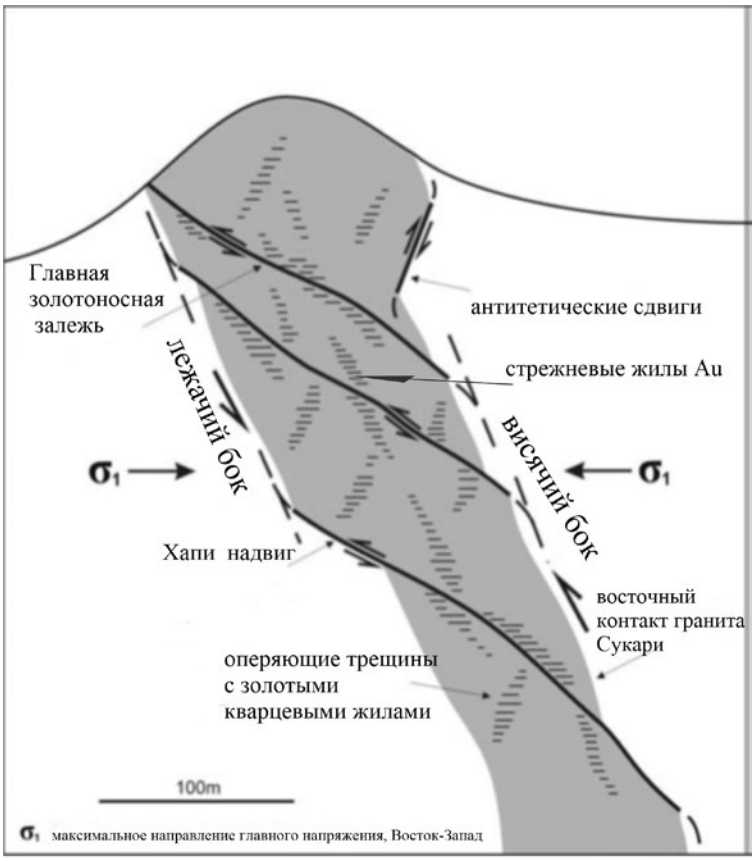


Рисунок 1. Геолого-структурная карта и разрез рудной зоны Амун (Некрасов, 2015).

Комплекс выполненных геологических исследований позволяет сделать следующий вывод. Рудная минерализация месторождения контролируется сопряженными зонами правосторонних и левосторонних сдвигов по системе субширотных разломов, диагонально ориентированных относительно простирания зоны коллизии. Этот вывод сделан на основе анализа структурных данных об элементах залегания сдвиговых смещений, зафиксированных в породах и рудах месторождения (Шарафелдин,2018). Следовательно установлена несомненная генетическая связь золотого оруденения с тектоническими деформациями.

В работе проведен тектонофизический анализ, результатом которого явилось детальное описания условий развития деформаций взбросового типа, как представляется, имевших фундаментальное значение для формирования геолого-структурных обстановок эндогенного гидротермального рудообразования. Наличие фактических данных об ориентировке сдвиговой трещиноватости горных пород определило возможность проведения такого описания (Mohamed, 2016).

В работе рассмотрены условия развития деформаций месторождения в процессе формирования его структуры на основе реконструкции параметров дорудных и синрудных (внутрирудных) тектонических напряжений. Исходным материалом для работы явились опубликованные данные об ориентировке 228 сдвиговых трещин, измеренных на месторождении. Постановка задачи для такой работы основана генетической связи процессов эндогенного рудообразования с взбросовыми механизмами деформации земной коры, определявшими синрудные условия её объемного разуплотнения. Поэтому конкретная цель работы заключалась в поиске подобных тектонических механизмов развития структуры месторождения Сукари.

В основу работы положена методика проведения тектонофизического анализа, разработанная П.Н. Николаевым (Николаев,1992), которая определяет последовательность работы с данными о статистических максимумах сопряженных систем тектонических трещин для нахождения точек выхода осей главных нормальных (σ_1, σ_2, σ_3) и максимальных касательных ($\tau_m^{лев}$, $\tau_m^{прав}$) напряжений на верхней полусфере равноугольной стереографической сетки Г. Вульфа. Индексами осей (σ_1,σ_2,σ_3) в тектонофизике принято обозначать соответственно (σ_1) «растягивающие» напряжения (синий цвет плоскости действия), (σ_2) «промежуточные» напряжения (серый цвет плоскости действия) и (σ_3) «сжимающие» напряжения (красный цвет плоскости действия). Знак сдвиговой компоненты в индексах максимальных касательных напряжений (τ_m) обозначается сокращениями «лев.» (зеленый цвет плоскости действия) и «прав.» (фиолетовый или розовый цвет плоскости действия).

В соответствии с методикой П.Н. Николаева, первой операцией является определение точки выхода на полусфере осей (σ_1 или σ_3). Для этого на дуге большого круга сетки Вульфа находят биссектрису телесного угла между сопряженными максимумами полюсов трещин. В зависимости от величины телесного угла (тупой угол или острый угол) точке пересечения биссектрисы с полусферой присваивают наименование оси, соответственно, (σ_1 или σ_3). Определив одну из указанных осей, вторую находят на той же дуге большого круга на расстоянии в 90° телесного угла от первой. Следующая операция, – определение точки выхода оси (σ_2) «промежуточного» напряжения на верхней полусфере сетки Вульфа. Этот выход определятся точкой пересечения полусферы с нормалью к плоскости, проведенной по дуге большого круга и соединяющей оси (σ_1 и σ_3). Оси максимальных касательных напряжений ($\tau_m^{лев}$, $\tau_m^{прав}$) находят на дуге большого круга, проведенной через оси (σ_1 и σ_3). Точки выхода этих осей ($\tau_m^{лев}$, $\tau_m^{прав}$) располагаются на этой дуге в 45º от осей (σ_1 и σ_3) (рис. 2).

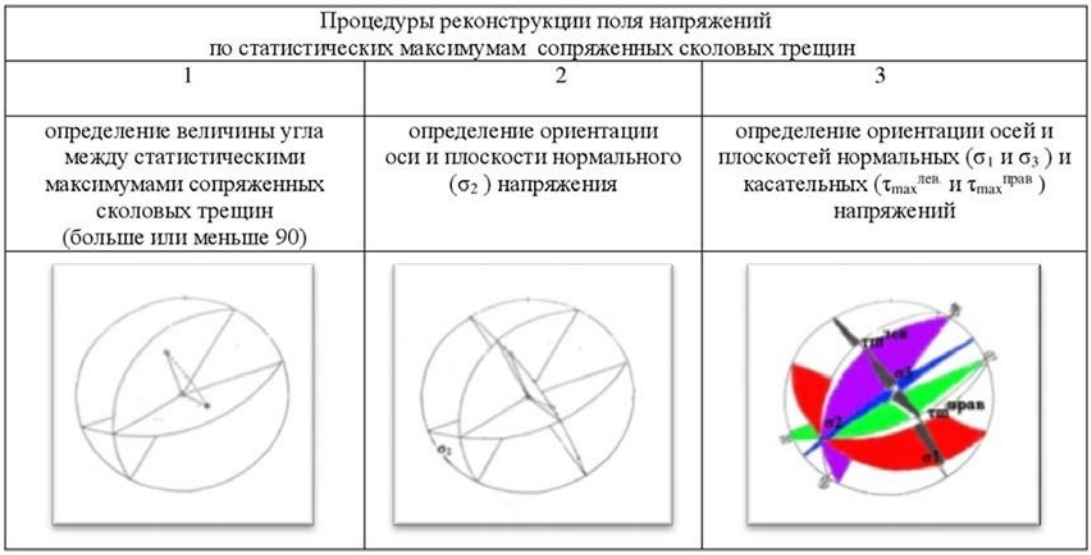


Рисунок 2. Последовательность операций реконструкции осей главных (σ_1,σ_2,σ_3) нормальных и ($\tau_m^{лев}$, $\tau_m^{прав}$) касательных напряжений (по методике П.Н.Николаева).

Пояснение к цвету плоскостей действия различных напряжений см. выше в тексте.

Результаты проведенного анализа представлены на рис.3. На рисунке синим цветом показана ориентировка плоскостей действия «растягивающих» напряжений (σ_1), серым цветом – «промежуточных» напряжений (σ_2) и красным цветом – «сжимающих» напряжений (σ_3). Зелёным цветом показаны плоскости действия максимальных касательных напряжений с левосдвиговой (левосторонней) компонентой тектонических движений ($\tau_m^{лев}$), а розовым цветом, – с правосдвиговой (правосторонней) компонентой тектонических движений ($\tau_m^{прав}$). Сравнительный анализ параметров поля тектонических напряжений позволяет сделать выводы, существенно дополняющие результаты тектонофизического анализа. Для большей

информативности анализа ниже дан рисунок, на котором удобно сопоставить простирания рудоносных жил параметрами напряжений (рис. 3).

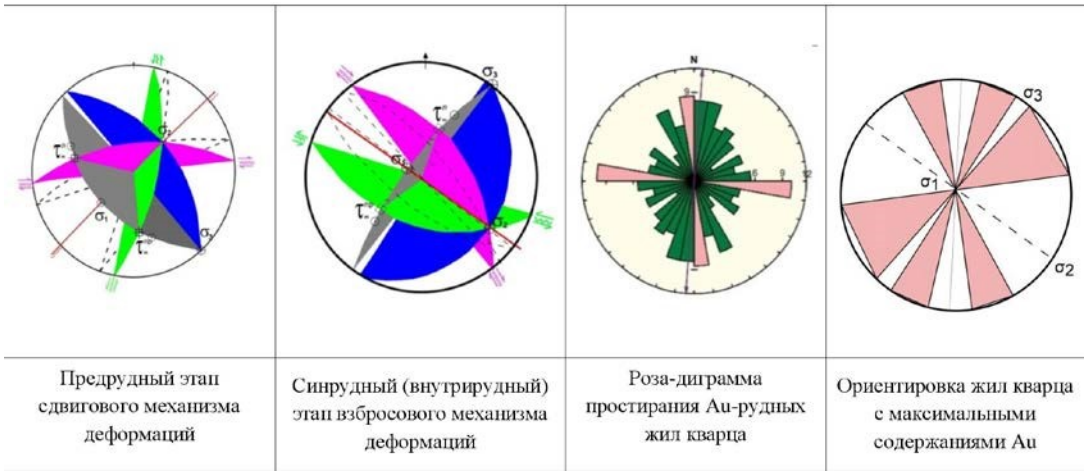


Рисунок 3. Ориентировка Au-рудных жил кварца (правая диаграмма, розовым цветом показаны статистические максимумы жил) и ориентация плоскостей действия главных напряжений на предрудном и синрудном этапах развития месторождения Сукари.

Таким образом, по данным о трещиноватости горных пород проведена реконструкция тектонических полей напряжений и определена ориентация главных нормальных (σ_1, σ_2, σ_3) и максимальных касательных ($\tau_m^{лев}$, $\tau_m^{прав}$) напряжений, контролировавших развитие тектонических деформаций на предрудном и синрудном (внутрирудном) этапах формирования месторождения. По соотношению ориентации главных нормальных (σ_1, σ_2, σ_3) напряжений установлено, что развитие предрудного этапа контролировалось действием сдвигового механизма, а синрудного, – действием взбросового механизма деформационных процессов.

Действие взбросового механизма происходило при субвертикальной ориентации «растягивающих» (σ_1) напряжений. Активизация этих напряжений в ходе тектогенеза определила ведущую роль вертикальной компоненты деформации в объёмном разуплотнении горных пород. Таким образом, формировались зоны повышенной проницаемости пород, – благоприятной среды для развития процессов рудообразования (движения рудоносных флюидов). В работе показано, что по этой схеме взбросовым механизмом деформации происходило формирование основных золотокварцевых жил и штокверковых рудных зон массива гранита Сукари в структуре горста.

Некрасов Е.М., Дорожкина Л.А., Дудкин Н.В. Особенности геологии и структуры крупнейших золоторудных месторождений эндогенного класса. М.: Астрея-центр, 2015. 192 с.

Николаев П.Н. Методика тектодинамического анализа. М.: Недра,1992. 295с.

Шарафелдин Хани, Васильев Н.Ю. К проблеме структурно-тектонического контроля золотого оруденения на месторождении Сукари (Египет). Междунар. науч.-прак. Конф. «Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее». М. МГРИ-РГГРУ, 2018. Том 1. с. 351-352. ISBN 978-5-9906475-6-5.

Mohamed A. Abd El-Wahed , H. Harraz, M. H. El-Behairy, Transpressional imbricate thrust zones controlling gold mineralization in the Central Eastern Desert of Egypt., Ore Geology Reviews. 2016 V.78 pp. 424–446.

Особенности поведения микроэлементов в латеритных корах выветривания

Макарова М.А.[1], Шипилова Е.С.[2], Бочарникова Ю.И .[2], Ковалив Я.О.[1], Мелькин А.[2]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, frolikovam@gmail.com*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, lenusik.shipilva@rambler.ru*

Коры выветривания (КВ) играют колоссальную роль в формировании осадочной оболочки

Земли, поэтому представляют большой теоретический и практический интерес для изучения. Они несут в себе уникальную информацию о составе и изменениях, которые происходили в ходе эволюции литосферы Земли. Месторождения бокситов связаны с латеритной корой выветривания (ЛКВ). Изучением бокситов занимались и продолжают заниматься ученые всего мира, но, несмотря на это, остаются спорными вопросы, связанные с формированием зональности в ЛКВ, с влиянием органических кислот на процессы перераспределения вещества в профиле, с ролью бактерий и микроорганизмов на образование минералов в ЛКВ. Поэтому, изучение зональности латеритной бокситоносной коры выветривания на примере наиболее благоприятной природной модели – бокситоносной провинции Фута ДжалонМандинго – является весьма актуальным. Провинция Фута Джалон-Мандинго расположена на северо-западе Гвинейской Республики и включает крупные бокситорудные районы (Боке, Когон-Томине, Фатала и другие). Существенная часть бокситов этих районов образовалась в результате латеритного выветривания алевро-аргиллитов девона и долеритов мезозойской трапповой формации (Mamedov, 2010). Бокситоносные коры выветривания имеют однотипное зональное строение, не смотря на различный состав и текстурно-структурные особенности. В вертикальном разрезе можно выделить два горизонта: нижний – сложен преимущественно глинами от полиминеральных до существенно каолинитовых с повышающейся в верхней части железистостью и верхний – сложен в основном минералами свободных оксидов и гидроксидов железа и алюминия (латериты переходной зоны, бокситовый горизонт, кираса) (Мамедов и др. 2016). Нами было проведено комплексное исследование твердых пород из колонковых скважин, поверхностные и подземные водные пробы, отобранные из пьезометрических скважин, а также проведена серия модельных динамических экспериментов по влиянию органических кислот на адсорбционнодесорбционные процессы на породах ЛКВ.

Первая и объемная часть исследований включала определение микроэлементного состава в породах из различных горизонтов бокситоносной ЛКВ по разному материнскому субстрату, с использованием мультикислотного разложения с ИСП-МС окончанием на приборе «ELEMENT 2», в лабораториях геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В соответствии с изменениями физико-химических условий и геохимических обстановок в профиле латеритного выветривания закономерно формируются зоны – горизонты гипергенных новообразований различного минералогического и геохимического состава. Этот процесс происходит сверху вниз по направлению инфильтрации дождевых вод и поровых растворов. Следовательно, профиль латеритного выветривания необходимо рассматривать как результат гипергенного инфильтрационного метасоматизма в условиях влажного и жаркого тропического климата экваториального типа. Соответственно продукты каждого нижележащего горизонта коры выветривания следует рассматривать как исходные для каждого вышележащего. Сравнение содержаний элементов в абсолютных количествах (на изоволюметрической основе) позволяет оценить их поведение, установить привнос или вынос их от зоны к зоне профиля выветривания (Казицын и др., 1968). Эта оценка была проведена для 55 химических элементов через величину коэффициентов концентрации (Кк), полученных отношением абсолютного содержания каждого

из химических элементов по отношению к нижележащим породам. Величина Кк>1 свидетельствует об абсолютном накоплении, а величина Кк<1 о выносе,также абсолютная величина Кк отражает интенсивность процесса в данном горизонте. Тенденции поведения микрокомпонентов при формировании горизонта полиминеральных глин по отношению к материнскому субстрату в основном однонаправленны. Отмечается вынос наряду с главными элементами подавляющего числа элементов-примесей. Это характеризует главную геохимическую тенденцию этого горизонта – выщелачивание и вынос. При формировании по материнскому субстрату полиминеральных глин происходит разложение исходных алюмосиликатов, вынос кремнезема, щелочных и щелочноземельных компонентов и существенное увеличение связанной воды – гидратирование. Этот процесс еще более усиливается выше, при образовании каолиновых глин и сопровождается некоторым увеличением абсолютного содержания Fe_2O_3 и Al_2O_3.

В каолиновых глинах дальше происходит преобразование исходных материнских пород, а, следовательно, вынос кремния. В профиле ЛКВ по материнским породам - алевроаргиллитам - наблюдается небольшое накопление железа и алюминия; по долеритам - выносится алюминий и также незначительно накапливается железо. Формирование каолиновых глин сопровождается дальнейшим выщелачиванием вещества. Начинает проявляться тенденция к разделению кремния (вынос) с алюминием и железом (накопление, хоть и слабое) – главный породообразующий процесс латеритного выветривания. В каолиновых глинах также накапливается широкий спектр элементов-примесей, однако, различный для двух рассматриваемых типов профилей (по алевро-аргиллитам и долеритам). При формировании по каолиновым глинам вышележащих железистых латеритов в зоне колебания зеркала грунтовых вод происходит очень интенсивный привнос железа и заметный – алюминия. Имеет место активный железистый, а также алюминиевый метасоматоз на фоне практически полного (снизу-вверх) выноса SiO_2. Расширяется и спектр накапливающихся элементов-примесей. Внутри этой зоны очень часто образуются плиты и линзы высокожелезистых крепких пород, получивших название ферриплантитов (Mamedov, 2005.). Изученный на изоволюметрической основе баланс вещества показывает очень существенный в 5-8 раз привнос (абсолютное накопление) железа в ферриплантитах (высокожелезистых латеритах Fe_2O_3 55 %). Очевидно, что в зоне колебания уровня грунтовых вод имеет место окислительный геохимический барьер, благодаря которому и происходит накопление Fe^{3+} в форме гетита и реже гематита. Накапливаются также широкий спектр элементов-примесей.

Горизонт бокситов располагается в профиле выветривания над железистыми и высокожелезистыми латеритами. Бокситы в нижней части горизонта обычно (если не нарушены интенсивной трещиноватостью) имеют более высокий алюминиевый модуль, менее железистый состав и светлую окраску. В бокситовом горизонте, по сравнению с нижележащими железистыми латеритами наряду с Al_2O_3 накапливаются Zr, Ba, Y, Ga, REE, Nb, Hf, Sn, Pb, Bi, U, Ag. Таким образом, в первую очередь концентрируются элементы, для которых ярко выражены их гидролизатные свойства и тесная связь с алюминием. Выше по разрезу количество CO_2 в подземной атмосфере уменьшается, а O_2 – увеличивается, приближаясь к нормальным атмосферным значениям у поверхности (Mamedov, 2009). Соответственно, накапливается железо - бокситы становятся более красноцветными или даже сменяются железистой кирасой. Снова имеет место железистый метасоматоз.

В почве, которую следует рассматривать как тыловую зону метасоматической колонки, все минеральные фазы и элементы становятся метастабильными – происходит растворение (протаивание) латеритного покрова сверху.

В результате полученных данных по содержанию элементов-примесей в каждой зоне латеритного профиля выветривания, все элементы можно разделить на элементы, испытывающие вынос при латеритном выветривании, и элементы для которых характерно накопление в латеритном покрове в целом и с выделением максимумов в высокожелезистых латеритах (Fe_2O_3 55 %) и в бокситовом горизонте. Абсолютный вынос при латеритном

выветривании независимо от материнского субстрата характерен для Co, Ni, Sr, Tl, Rb, Cs, Li. Большинство элементов-примесей накапливаются в латеритном профиле выветривания.

Начиная с горизонта латеритов переходной зоны начинается увеличение содержаний, в соответствии с интенсивностью близкой накоплению алюминия и железа, для Zr, Nb, Ta, Ga, Hf, V, Sc, Th, Bi, U, Zn, Mo, Ag, Cr, Cd, Sb, Te. Для высокожелезистых латеритов характерно накопление HREE, в то время как LREE накапливаются в глинах. Наиболее контрастно эта дифференциация прослеживается для профиля выветривания по долеритам.

Анализ полученных Кк для пары боксит-коренная порода позволяет сделать следующий вывод. Малые элементы так же, как и главные петрогенные элементы, четко делятся на две группы - испытавшие накопление (Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, Cd, Zr, Nb, Bi, Cr, Hf, Th, W, Ga, Sb, Mo, V) и вынос (Rb, Sr, Li, Be, Co, Ni, Cu, REE и др.) в процессе латеритной трансформации исходных пород до боксита. В бокситах всех месторождений, по сравнению с материнскими породами, происходит увеличение или уменьшение содержаний одних и тех же элементов, таким образом, исходные породы принципиально не влияют на общую геохимическую направленность процесса латеритного бокситообразования, определяя лишь количественные различия (интенсивность). Различия в концентрации элементов для различного материнского субстрата могут быть связаны с несколькими факторами: 1) разность в пористости пород кор выветривания определяет разную скорость движения реагирующих растворов и площади соприкосновения раствора с породой, и, следовательно, неодинаковую эффективность реализации геохимических тенденций – привноса и выноса элементов; 2) фактор времени – длительность протекания процессов.

На втором этапе исследований проводилось экспериментальное изучение адсорбционнодесорбционных процессов в ЛКВ. Изучение относительной подвижности микроэлементов проводилось методом последовательной фильтрации раствора через тонкослойную мембрану. Формирование мембраны было проведено на фильтрационной установке Amicon 50 ml путем фильтрования взвеси на инертной лавсановой перегородке (фильтры ФиТрэм 0,4 мкм). Через сформированные мембраны последовательно фильтровали: дистиллированную воду и полиэлементный стандартный раствор с одинаковыми концентрациями элементов порядка 100 мкг/л (68B Solution A High-Purity Standards) с одинаковыми концентрациями элементов (Макарова и др., 2014). Проведенный лабораторный эксперимент и рассчитанные коэффициенты межфазного взаимодействия материала мембраны (нами были выбраны образцы с наибольшим содержанием алюминия в одном случае и железа в другом) и фильтрующегося раствора позволили построить адсорбционно-десорбционные кривые для случая фильтрации полиэлементного стандарта без органических кислот и для случая с введенными органическими кислотами. Рассчитаны как текущие на определенный момент времени значения коэффициентов межфазного взаимодействия $R' = (C_{исходная} - C_{фильтрации})VN^{-1}m^{-1}$, так и их интегральные величины $R'\sum = \Sigma((C_{исходная} - C_{фильтрации})V)N^{-1}m^{-1}$, где Сисходная - концентрация элемента в растворе до фильтрации, мкг/л; Сфильтрата - концентрация элемента в растворе после фильтрации, мкг/л; V - объем профильтровавшегося через мембрану раствора, литры; N - содержание химического элемента в пробе, мкг/кг; m – масса латеритной пробы в мембране. Коэффициент межфазного взаимодействия отражает участие каждого элемента мембраны в химических реакциях с используемым полиэлементным раствором на текущий момент времени, как долю от его общего поступления с фильтрантом. При доминировании процессов экстракции из материала мембраны $R'<0$, при преобладании процессов адсорбции элемента на мембране $R'>0$. В результате проведенных экспериментов (вне зависимости от фильтрующегося раствора) можно выделить группу элементов, которые накапливаются на мембране в двух этих экспериментах, то есть накапливаются при выветривании в латеритном покрове в целом. Это элементы: Cd, Ba, Ga, Pr, Yb, V, Sm, Sc, U, Th, Ho, Y, Bi. Все эти элементы совпадают с перераспределением элементов по профилю латеритной коры выветривания. В ходе проведения данной серии экспериментов было установлено, что при воздействии на породы бокситоносного латеритного профиля раствора

органических кислот происходит более интенсивное перераспределение микроэлементов в профиле латеритных кор выветривания.

Таким образом, одним из ключевых факторов перераспределения микроэлементов в латеритном профиле выветривания являются именно органические кислоты. В заключительную часть исследования входили гидрогеохимические эксперименты с природной водой с использованием метода каскадной фильтрации. Каскадная фильтрация (Алехин и др, 2015) – метод разделения растворов на размерные фракции, когда одна проба фильтруется через серию частично проницаемых мембран с уменьшающимся диаметром пор. Водные пробы, отобранные в пределах провинции Фута Джалон-Мандинго характеризуются низкой общей минерализацией (Sобщ < 100 мг/л) вне зависимости от водовмещающей толщи. Для вод, отобранных из бокситовых горизонтов минерализация, составляет 63 мг/л для 7 метров и 115 мг/л для 12 метров; для вод из глинистого горизонта (3 м) – 37 мг/л; для вод из коренных пород (алевро-аргиллитов) – 34 мг/л; для поверхностных вод (вода со дна шурфа) – 7,6 мг/л; для атмосферной (дождевой) воды – 4,2 мг/л; грунтовая вода (из колодца) имеет минерализацию 26,5 мг/л. Главная причина низкой минерализации связана с интенсивным водообменом, и малым временем взаимодействия с вмещающими горными породами. С увеличением времени взаимодействия в системе вода-порода минерализация растет.

В зависимости от поведения химических элементов при каскадной фильтрации нами выделено три группы. К первой группе относятся Hf, Tl, W, Ta, U, Th, Nb, Bi, Ga, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. На протяжении всей каскадной фильтрации содержание этих элементов не меняется, т.е. все они находятся в растворе либо в виде простых комплексов, либо незаряженных комплексных форм при обратноосмотической фильтрации через килодальтонные фильтры. Во вторую группу входят элементы - Fe, Al, Y, La, Ce. У этих элементов, концентрация химических элементов с каждой следующей ступенью каскадной фильтрации плавно уменьшаются, что может нам говорить, о том, что элементы задерживаются на мембранах, т.е. находятся в виде комплексов с коллоидами железа и алюминия. Для третьей группы - As, Cd, Sb, Cu, As, Co, характерно резкое повышение содержаний на последних ступенях каскадной фильтрации на килодальтонных фильтрах, т.е. характерны ионные формы.

Алехин Ю.В., Ильина С.М. Принципы фильтрационного выделения размерных фракций в водных пробах с высоким содержанием органического вещества гуминовой природы (каскадная фильтрация) // Мат. II Всероссийской науч. конф. Геологическая эволюция взаимодействия вода с горной породой. 2015, с. 587-590.

Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Москва Недра. 1968 363с.

Макарова М.А., Шипилова Е.С., Алехин Ю.В., Пухов В.В. Экспериментальное изучение перераспределения элементов под действием органических кислот в латеритных корах выветривания // в сб. Всерос. Ежегод. семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (15-16 апреля 2014 г.), ГЕОХИ РАН Москва, том 1, тезисы, с. 83-83.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Корреа Гомеш Ж., Чаусов А.А., Оконов Е.А., Лопухин М.В. Особенности бокситоносных латеритных покровов района Сангареди (Гвинейская республика) // Международный научно-исследовательский журнал, № 7 (49), с. 114-135 2016)

Mamedov V.I. The separation between Al and Fe the supergene zone as the determining factor of premium bauxite formation // Status of bauxite, alumina, aluminum, downstream products and future prospects. Materials XVI International Symposium ICSOBA-2005. Nagpur, India, 2005. P. 84 – 96.

Mamedov V.I., Vorobyev S.A. Lateritic Sheet Air. // Geochemical et Cosmochemical Acta. 2009 Goldschmidt Conference Abstracts. 2009. P.A824.

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

Скрытые проявления кислого магматизма в медленно-спрединговой габбро-перидотитовой ассоциации (рудный узел Ашадзе, Центральная Атлантика)

Шолухов К.Н.[1], Борисовский С.Е.[1], Жиличева О.М.[1], Перцев А.Н.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, kote1155708@gmail.com*

Несмотря на то, что магматические породы с содержанием SiO_2 выше 70% характерны главным образом для континентальной коры, к настоящему времени собрано достаточно данных, включая материалы по океанскому бурению, о закономерном присутствии небольшого количества (менее 1%) плагиогранитов (трондьемитов) в современной океанической коре (Koepke, 2007). В настоящее время существуют три основных модели формирования кислых расплавов в океанической коре (Koepke, 2007): (1) экстремально высокая степень дифференциации магмы типа MORB; (2) частичное плавление гидратированных коровых базитов; (3) частичное плавление габбро в результате взаимодействия с гидротермальными производными морской воды. В данном сообщении мы рассматриваем возможность применения последней модели к специфической габброплагиогранитной ассоциации из современной океанической коры. Основная задача работы – изучение скрытых признаков кислого магматизма и ассоциирующих преобразований в габбро на основе анализа локальных минеральных ассоциаций и вариаций состава минералов.

Габбро-перидотитовый массив в западном борту рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на 13° с.ш. вмещает активные поля гидротермального сульфиднополиметаллического рудоотложения Ашадзе-1 и -2. Этот массив относится к характерной медленно-спрединговой структуре «внутреннего океанического комплекса», т.е. обнажается в лежачем боку долгоживущего разлома растяжения (Ondreas, 2012). Ранее изучено уникальное макропроявление плагиогранита в этом массиве и определен возраст породы по выделенному циркону – 1-1,5 млн. лет (Костицын, 2012; 2015). Гидротермальные флюиды, опробованные непосредственно в жерлах чёрных курильщиков полей Ашадзе-1 и -2, характеризуются аномально высокими содержаниями H_2 и CH_4, что объясняется взаимодействием морская вода-перидотит (Charlou, 2010). В габбро из этого массива изучено высокотемпературное взаимодействие с восстановительным рассолом – предполагаемым продуктом взаимодействия морская вода-перидотит (Перцев, 2018). В имеющейся коллекции габбро из четырех станций опробования в районе гидротермальных полей Ашадзе при петрографическом изучении нами обнаружены локальные плагиогранитные ассоциации кварца с кислым плагиоклазом ± апатит, циркон, амфибол. Особый интерес представляет дифференцированный оксид-габбронорит с ортопироксен-содержащими плагиогранитными прожилками как ключевой объект исследования.

Предполагаемый генезис габброидного матрикса изученной породы включает: раннюю магматическую кристаллизацию грубозернистого пироксен-плагиоклазового агрегата и последующие его преобразования, связанные с деформациями, синдеформационной кристаллизацией интерстиционных Fe-Ti оксидов и последующим формированием мелкозернистых агрегатов ортопироксена, оливина и роговых обманок. Плагиогранитные микропрожилки имеют размеры до 2–3 мм с отдельными раздувами до 5 мм. Сложены микроагрегатами кислого плагиоклаза и кварца с подчиненным количеством ортопироксена, циркона, апатита и биотита.

Выделяемые структурные разновидности ортопироксена (рис. 1) заметно различимы по Mg#=Mg/(Mg+Fe) и содержанию Al_2O_3 (рис. 2а): наиболее высокие значения обоих параметров имеет раннемагматический ортопироксен из грубозернистого габбрового агрегата (рис. 1а);

средние значения Mg# и Al_2O_3 характерны для последеформационного мелкозернистого ортопироксена (рис. 1б); тогда как в плагиогранитном микроагрегате (рис. 1в) ортопироксен заметно менее магнезиален. Плагиоклаз в грубозернистом агрегате габбро имеет An#=100Ca/(Ca+Na+K) 40-46 и наиболее высокие содержания TiO_2 (рис. 2б). Поздний габбровый плагиоклаз варьирует по An# от 51 (в агрегатах с магнезиальными роговыми обманками) до 32 (в агрегатах с железистыми роговыми обманками). Наиболее кислый плагиоклаз (An# 29-19) – в плагиогранитных микропрожилках (рис. 2б). При развитии плагиогранитного микропрожилка по трещине в грубозернистом габбровом плагиоклазе наблюдается контрастное падение An# (рис. 2в).

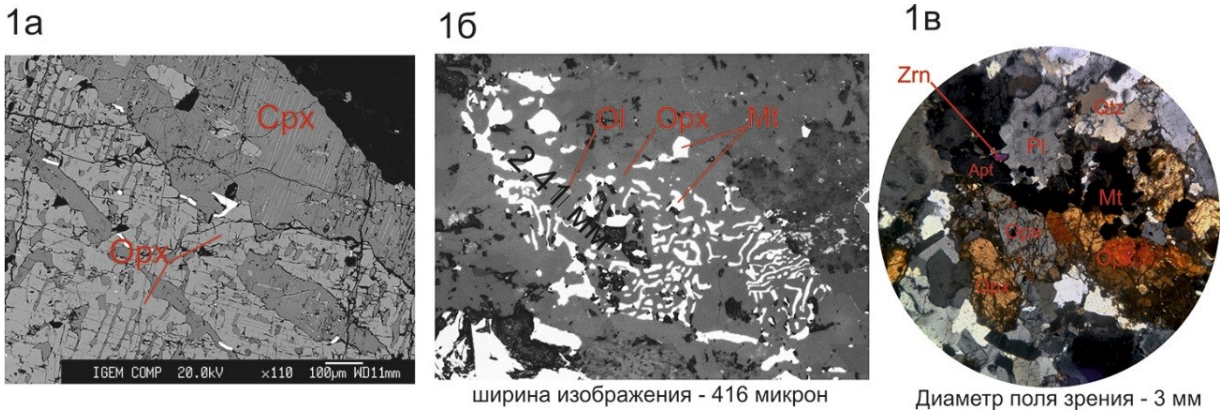


Рисунок 1. Структурные разновидности ортопироксена: (а) раннемагматический ортопироксен из грубозернистого габбрового агрегата; (б) мелкозернистый ортопироксен в агрегатах с магнетитом и амфиболом, в том числе в виде магнетит-ортопироксеновых симплектитов; (в) ортопироксен-содержащий плагиогранитный микроагрегат.

В мелкозернистых ортопироксеновых агрегатах в габбро присутствуют магнетитортопироксеновые симплектиты, предположительно развитые по оливину, с единичными резорбированными реликтами оливина $Fe_{1,5}Mg_{0,5}SiO_4$, размерами менее 10 мкм (рис. 1б). Составы оливина и симплектитового ортопироксена близки к смещению равновесия

$$6 \cdot Fe_{1,5}Mg_{0,5}SiO_4 + O_2 = 3 \cdot MgFeSi_2O_6 + 2 \cdot Fe_3O_4$$

вправо и приблизительно соответствуют расчетным объёмным соотношением ортопироксен/магнетит около 1,4. Вместе с тем, симплектитовый магнетит содержит явный избыток TiO_2 - около 10%. Мы предполагаем, что замещение оливина происходило в присутствии Ti-содержащего расплава. В любом случае появление железистого оливина свидетельствует о необычно восстановительных условиях на поздних стадиях преобразования габбро.

Полученные предварительные данные позволяют предполагать генетическую взаимосвязь между ортопироксен-содержащими плагиогранитными прожилками и поздними ортопироксеновыми агрегатами с роговой обманкой и основным плагиоклазом (An# до 51) в габбро. Такие агрегаты могут рассматриваться как продукты выплавления и отделения плагиогранитного расплава при взаимодействии габбро с гидротермальными производными морской воды (Wolff, 2013; Koepke, 2014). Сосуществование ортопироксена с плагиогранитным расплавом при частичном плавлении равносильно насыщению последнего ортопироксеном. В нашем случае это подтверждается ортопироксен-содержащими плагиогранитными прожилками. Проявление восстановительных условий при частичном плавлении, выраженных в появлении железистого оливина и железистых роговых обманок, можно объяснить участием флюида – продукта более раннего низкотемпературного (<300°C) взаимодействия морская вода/перидотит, характерного для медленно-спрединговых структур тектонического растяжения.

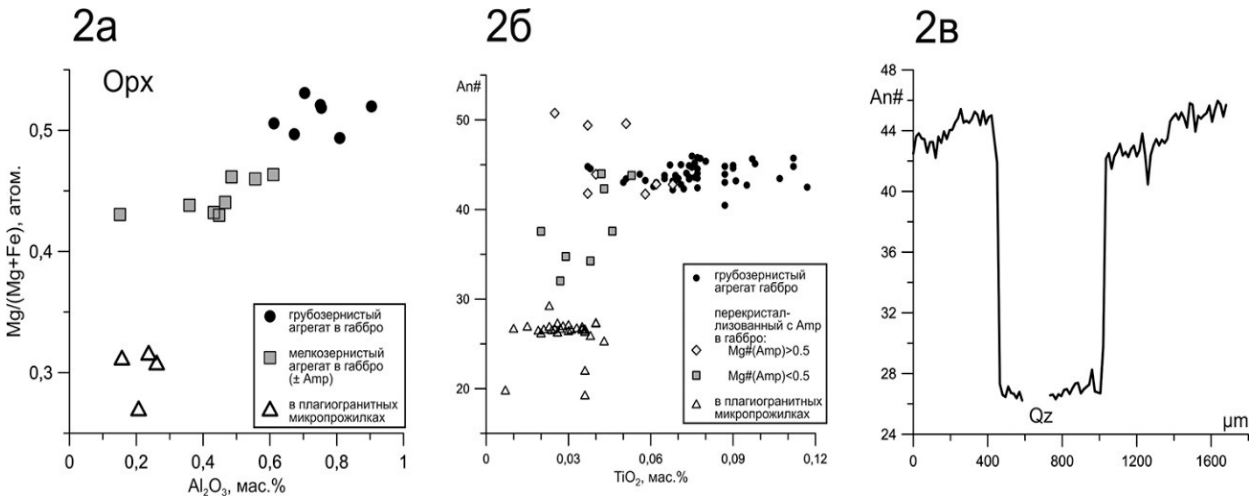


Рисунок 2. Особенности состава ортопироксена и плагиоклаза: (а) вариации состава ортопироксенов по Mg#=Mg/(Mg+Fe) и содержанию Al 2 O 3 ; (б) вариации состава плагиоклазов по An#=100Ca/(Ca+Na+K) и содержанию TiO 2 ; (в) микрозондовый профиль с шагом 15 мкм поперек плагиогранитного микропрожилка в крупном зерне первичного габбрового плагиоклаза.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-05-00691).

Charlou J.L., Donval J.P., Konn C., Ondréas H.,Fouquet Y., Jean-Bapti ste P., Fourré E. In: Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading OceanRidges. Wash. 2010.

Juergen Koepke Jasper Berndt Sandrin T. Feig The formation of SiO_2-rich melts within the deep oceanic crust. Contrib Mineral Petrol // 2007. 153:67–84.by hydrous partial melting of gabbros Francois Holtz

J. Koepke, J. Berndt, I. Horn1, J. Fanhle & P. E. Wolff. 13 march 2014 ear Partial melting of oceanic gabbro triggered by migrating water-rich fluids: a prime example from the Oman Ophiolite. // Geological Society. London. Special Publications. 2014. 392. P. 195–212.

Ondréas, H., M. Cannat, Y. Fouquet, and A. Normand (), Geological context and vents morphology of the ultramafic-hosted Ashadze hydrothermal areas (Mid-Atlantic Ridge 13N), // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. 13. Q0AG14, doi:10.1029/2012GC004433.

P.E. Wolff, J. Koepke, S.T. Feig The reaction mechanism of fluid-induced partial melting of gabbro in the oceanic crust. Eur. J. Mineral. 2013. 25, 279–298. Published online June 2013

Ю. А. Костицын, С. А. Силантьев, Е. А. Белоусова, академик Н. С. Бортников, Е. А. Краснова, М. Каннат. Время формирования внутреннего океанического комплекса гидротермального поля Ашадзе (Срединно-Атлантический хребет, 12°58′ с.ш.) по результатам исследования циркона //ДАН. 2012. Т. 447. №4, С. 424–428.

Ю. А. Костицын, Е. А. Белоусова, С. А. Силантьев, Н. С. Бортников, М. О. Аносова. Современные проблемы геохимических и U – Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // Геохимия. 2015. №9. С. 771–800.

А. Н. Перцев, Н. С. Бортников, В. Ю. Прокофьев, Л. Я. Аранович, О. А. Агеева, В. Е. Бельтенев, О. М. Жиличева, Е. В. Ковальчук. Магматическо-гидротермальный переход и генезис рассола во внутреннем океаническом комплексе Срединно-Атлантического хребта на 13° с.ш // ДАН. 2018. Т.480. №3. с. 333–338.

Хромшпинелиды Кемпирсайского ультрамафитового массива: вещественный состав и вопросы генезиса (Южный Урал)

Юричев А.Н.[1]

[1]*НИ ТГУ, Томск, juratur@sibmail.com*

Ультрамафитовые реститовые массивы дунит-гарцбургитового состава являются составной частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности – своей промышленной хромитоносностью с благороднометальной минерализацией, асбестоносностью и никеленосностью (коры выветривания).

С помощью рентгеноспектрального микроанализа на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 (ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ, г. Томск), выполнено изучение рудных и акцессорных хромшпинелидов в ультрамафитах Кемпирсайского массива, являющегося крупнейшим объектом ультрамафитов на Южном Урале. Сам массив и его гигантские по масштабам хромитовые месторождения были и являются предметом многочисленных фундаментальных исследований. Современные представления о возрасте, строении, составе массива и его оруденении базируются на работах В.П. Логинова, Н.В. Павлова, Г.А. Соколова, И.И. Григорьевой, Г.Г. Кравченко, Г.Н. Савельевой и др. (Логинов и др, 1940; Павлов, Григорьева, 1974; Павлов и др.,1968; Савельева, Савельев, 1991). Кемпирсайский массив сложен метаморфическими (тектонизированными) ультрамафитами офиолитовой ассоциации, располагающимися в крупном Сакмарском аллохтоне, шарьированном в позднем палеозое на восточную окраину Восточно-Европейского палеоконтинента при закрытии Уральского палеоокеана (История…, 1984; Fershtater, 2013; Melher et al, 1994).

Образцы пород для исследования были представлены профессором Томского государственного университета А.И. Чернышовым, который отобрал их ранее в ходе полевых тематических исследований (петроструктурные особенности оливина из реститовых ультрамафитов) в юго-восточной части Кемпирсайского массива в карьере «Объединенный» хромитового месторождения «Алмаз-Жемчужина».

Проведенные исследования показывают, что все проанализированные акцессорные хромшпинелиды характеризуются высокоглиноземистым составом (Al_2O_3 до 26,1 %) при содержаниях MgO до 13,9 % и Cr_2O_3=41–46,5 %, а рудные хромшпинелиды – высокохромистым (Cr_2O_3=62–64 %) и «нетипичным» высокомагнезиальным (MgO=14–15 %) химическим составом. Согласно классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов, 1949) акцессорные хромшпинелиды соответствуют преимущественно алюмохромитам и, в меньшей степени, субферриалюмохромитам, а рудные хромшпинелиды – хромитам (рис. 1а). На рис. 2а–г, фигуративные точки составов хромшпинелидов образуют линейно вытянутый рой точек, через который можно провести эволюционный тренд, отражающий преобразование вещественного состава хромшпинелей в процессе высокобарического динамометаморфизма, а также степень рестирования вмещающих их ультрамафитов (Макеев, 1992; Юричев, 2015; Юричев, 2016). Увеличение степени плавления рестита сопровождается возрастанием хромистости и магнезиальности при уменьшении глиноземистости и железистости.

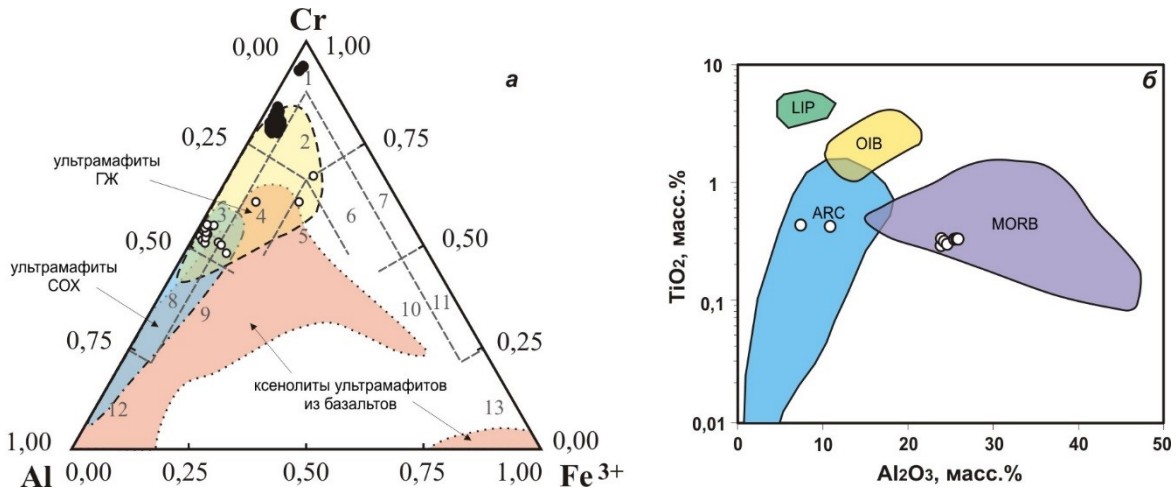


Рисунок 1. Составы рудных и акцессорных хромшпинелидов из ультрамафитов Кемпирсайского массива

а – на классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов, 1949), совмещенной с полями геодинамических обстановок (Barnes, Roeder, 2001); *б* – на диаграмме геодинамических обстановок Al_2O_3–TiO_2 (Kamenetsky et al, 2001). 1) хромиты; 2) субферрихромиты; 3) алюмохромиты; 4) субферриалюмохромиты; 5) ферриалюмохромиты; 6) субалюмоферрихромиты; 7) феррихромиты; 8) хромпикотиты; 9) субферрихромпикотиты; 10) субалюмохроммагнетиты; 11) хроммагнетиты; 12) пикотиты; 13) магнетиты. LIP – большие магматические провинции, OIB – базальты океанических островов, ARC – островодужные базальты, MORB – базальты СОХ.

Положение фигуративных точек составов шпинелидов на представленных диаграммах (рис. 2е–ж) указывает на их генетическую связь с офиолитовыми мантийными ультрамафитами и принадлежность к подиформному типу.

Для оценки геодинамической обстановки формирования Кемпирсайского массива, автором были привлечены диаграммы зарубежных исследователей (рис. 1; рис. 2д). На тернарной диаграмме Al–Cr–Fe^{3+} и диаграмме Al_2O_3–TiO_2, интерпретирующих геодинамические обстановки по акцессорных хромшпинелидам, фигуративные точки составов акцессорных хромшпинелидов Кемпирсайского массива попадают в область ультрамафитов срединноокеанических хребтов (СОХ). Однако на графике Mg#–Cr# (рис. 2д) акцессорные хромшпинелиды ложатся в область океанических надсубдукционных перидотитов (SSZ), а рудные хромшпинелиды – в область бонинитов.

Такие наблюдения, наряду со структурными особенностями и составом пород, позволяют предположить сложную многостадийную тектоническую историю ультрамафитов и хромититов Кемпирсайского массива. Очевидно, плавление исходного рестита происходило в срединно-океаническом центре спрединга океанической коры Уральского палеоокеана. В дальнейшем, в надсубдукционной обстановке (преддугового надсубдукционного спрединга?), эта аномальная океаническая литосферная мантия подверглась взаимодействию с бонинитовыми расплавами, что привело к появлению хромититов с химическими характеристиками данных расплавов. Данный вывод хорошо согласуются с ранее полученными результатами (Савельева, 2011; Рязанцев и др., 2012; Batanova et al, 2014; Pearce, 2003).

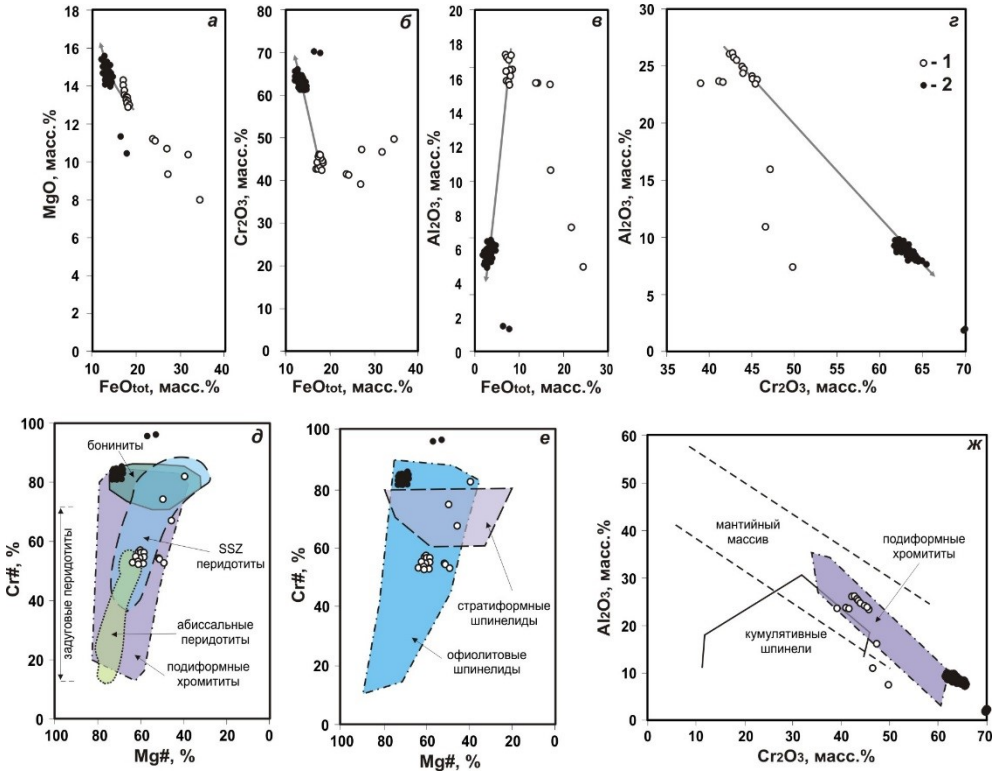


Рисунок 2. Бинарные диаграммы для хромшпинелидов Кемпирсайского ультрамафитового массива.

Диаграмма (д) отражает геодинамическую обстановку формирования (Ghazi et al, 2011), а диаграммы (е–ж) – происхождение хромшпинелидов и их тип (Melcher et al, 1997; Ghazi et al, 2011).

История развития Уральского палеоокеана / Ред. Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеенков. Москва:

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1984. 164 с.

Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского массива на Южном Урале // Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 5–199.

Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. 1949. Вып. 103. № 3. 91 с.

Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. М.: Наука, 1974. Т. 1. С. 168–220.

Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты в Кемпирсайском плутоне. М.: Наука, 1968. 197 с.

Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника. 2012. № 2. С. 65–96.

Савельева Г.Н. Офиолиты варисцид Европы и уралид: обстановки формирования и метаморфизм // Геотектоника. 2011. № 6. С. 24–39.

Савельева Г.Н., Савельев А.А. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.

Юричев А.Н. Калнинский ультрамафитовый массив Западного Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 2. С. 61–69.

Юричев А.Н. Критерии регионального и локального прогнозирования потенциальной хромитоносности подиформных ультрамафитовых массивов складчатых областей // Руды и металлы. 2016. № 3. С. 5–14.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of petrology. 2001. V. 42. № 12. P. 2279–2302.

Batanova V.G., Sobolev A.V., Lyaskovskaya Z.E., Savelieva G.N. Peridotites from the Kamchatsky mys: evidence of oceanic mantle melting near a hotspot // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. № 12. P. 1395–1403.

Fershtater G.B. Magmatism in the epochs of ural paleocean closure and mobile belt development: composition, distinctive evolutionary features, and sources // Petrology. 2013. V. 21. № 2. P. 181– 202.

Ghazi J.M., Moazzen M., Rahghoshay M., Moghadam H.S. The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks // Ofioliti, 2011. V. 36. № 1. P. 59–76.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 4. P. 655-671.

Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a Study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite // Journal of Petrology, 1997. V. 38. № 10. P. 1419–1458.

Melher F., Stumpfl E.F., Distler V.V. Chromite deposits of the Kempirsai massif, southern Urals, Kazakhstan // Inst. Mining Metall., 1994. V. 103. P. 107–120.

Pearce J.A. Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues / Dilek Y., Newcomb S. (eds.) Ophiolite concept and the evolution of geological thought // Geol. Soc. Am. Spec. Paper 373. 2003. P. 269–293.

Минеральный состав руд проявлений Топь и Лучик, Баимская зона, Западная Чукотка

Юсупова А.В.[1]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, yusupovalena.v@gmail.com*

В настоящее время имеется детальная минералогическая информация по крупному Au-MoCu порфировому месторождению Песчанка и месторождениям и проявлениям в рудном поле Находка, входящих в Баимскую рудную зону (Читалин и др., 2016). Однако данные по минералогии и условиям образования проявлений на флангах зоны спорадические. Поэтому цель настоящей работы попытаться восполнить этот пробел на материале из проявлений Топь и Лучик, расположенных на севере Баимской зоны.

Проявление Топь расположено в 15 км к северу от месторождения Песчанка и приурочено к западному эндо- и экзоконтактам егдыгкычского массива, который представлен в этой части габброидами и монцодиоритами. Интрузив прорывает вулканиты верхневолжского яруса. Габброиды и монцодиориты в разной степени пропилитизированы. Магматические минералы габброидов содержат оливин, авгит, андезин-лабрадор, титаномагнетит и редкий биотит. К первичным магматическим минералам монцодиоритов относятся биотит, магнезиогастингсит, андезин, калиевый полевой шпат, титаномагнетит. В результате пропилитизации пироксен и амфибол магматических пород преимущественно превращены в агрегаты эпидота, клинохлора, магнезиогорнблендита и актинолита, в которых локально сохранились первичные минералы. Пропилиты рассечены прожилками с пренитом, натролитом и шабазитом.

Главными рудными минералами проявления являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит; к редким относятся молибденит, самородное золото, гессит, петцит.

Пирит образует выделения размером до нескольких сотен микронов и выполняет трещины в хлорите. В нем наблюдаются вростки халькопирита, теллуровисмутита, пирротина и селенистого галенита (рис. 1А). Пирит содержит примесь Co (0.44 а.ф.) и Ni (0.06 а.ф.).

Халькопирит цементирует трещиноватые кристаллы пирита и нарастает на последний, образуя выделения размером несколько сотен микронов (рис 1А). По химическому составу халькопирит, цементирующий брекчированный пирит, и халькопирит крупных выделений идентичны. Содержание примесей в халькопирите находится ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом.

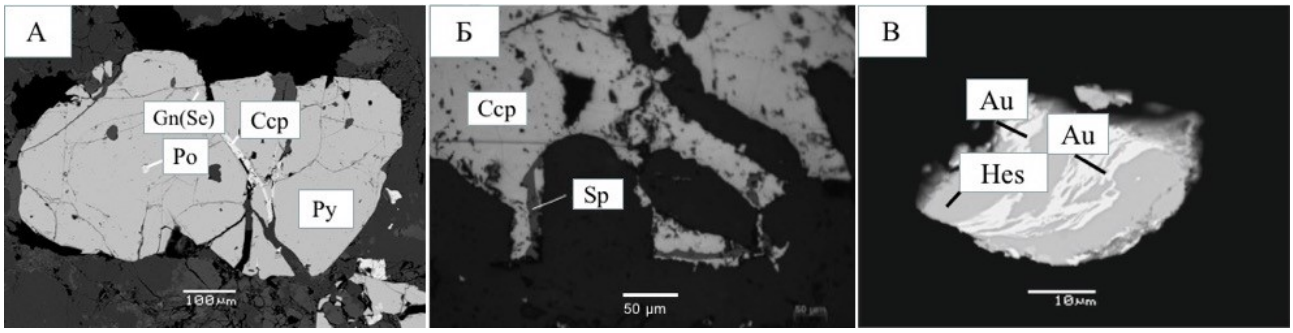


Рисунок 1. Рудные минералы проявления Топь. А) Зерно пирита (Py) с трещинами выполненными халькопиритом (Ccp) и вростками пирротина (Po) и селенистого галенита (Gn(Se)); Б) Сфалерит (Sp), выполняющий трещину в халькопирите; В) Самородное золото в срастании с гесситом.

Фото в отраженных электронах

Сфалерит (клейофан) слагает выделения размером первые сотни микронов; он нарастает на халькопирит или выполняет трещины в нем (рис. 1Б). Минерал содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. Минерал характеризуется низким содержанием Fe (2.56 масс. %), содержание Cu не превышает 1.29 масс. %, концентрация Cd и Mn до 0.67 масс.% и 0.08 масс. % соответственно.

Гессит, петцит и самородное золото представлены мелкими выделениями размером до первых десятков микронов. Самородное золото выполняет трещины в гессите. Пробность золота 831-855 (рис. 1В).

Проявление Лучик расположено в 25 км к северо-востоку от месторождения Песчанка. Большую часть площади проявления занимают выходы интрузивных пород егдыкгычского комплекса: габброиды, диоритовые порфириты и монцониты. Гидротермальные метасоматиты представлены в основном пропилитами и в меньшей степени биотит-калишпаткварцевыми и кварц-серицит-хлоритовыми породами,. Пропилиты сложены актинолитом, хлоритом, калиевым полевым шпатом, альбитом, кальцитом, редко отмечается эпидот; акцессорные минералы - титанит и магнетит.

Рудное тело – штокверк кварц-сульфидных прожилков, рассекающий пропилиты и кварцсерицит-хлоритовые породы. Главными рудными минералами сульфидных прожилков являются пирит, марказит и халькопирит; к редким относятся молибденит и сфалерит.

Установлен *пирит* двух типов. Первый тип образует выделения размером до нескольких сотен микронов и содержит незначительное количество Co (0.44 масс.%) и Ni (0.06 масс.%). Пирит брекчирован и трещины залечены халькопиритом. В пирите обнаружены вростки сфалерита. Второй тип представлен более крупными зональными зернами. Зональность обусловлена колебаниями содержания As (от 0.04 до 2.86 масс.%) (рис. 2 (А)) Высокая концентрация As в пирите обычно указывает на эпитермальный генезис минерала.

Халькопирит слагает выделения размером несколько сотен микронов, заполняя трещины в кристаллах пирита. Содержание примесей в халькопирите находится ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом. Изредка халькопирит содержит вростки галенита.

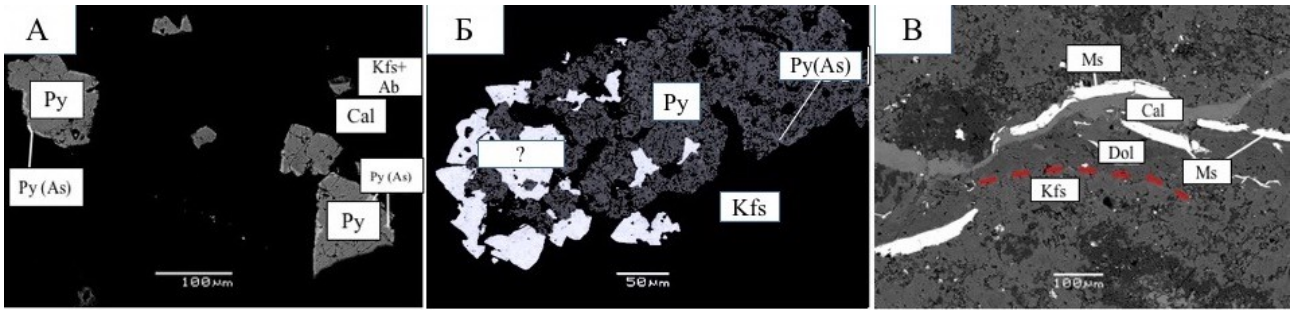


Рисунок 2. Рудные минералы проявления Лучик. А) Зерна зонального пирита (Py); Б) Срастание фазы Cu-Fe-Zn-Hg-Sb-As-S (?) и зональных кристаллов пирита (Py); В) Кальцитдоломит-марказитовый прожилок.

Фото в отраженных электронах

Марказит представляет редкие кристаллы длиной до 200 микронов в кварцевых и кальцитовых прожилках. Кристаллы марказита наблюдаются рядом с кальцит-доломитовыми прожилками, т.е. они поздние (рис. 2В). В зернах марказита наблюдаются вростки арсенопирита. Содержание примесей в марказите находится ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом.

Обнаружена фаза, представленная зернами несколько сотен микронов в срастании с зональным пиритом. Ее химический состав: Cu (33.89 масс.%), Fe (2.71 масс.%), Zn (3.37 масс.%), Hg (1.37 масс.%), Sb (10.49 масс.%), As (3.41 масс.%), S (44.78 масс.%) (рис. 2 (Б)).

Таким образом, основным типом метасоматитов на описанных проявлениях являются пропилиты. На проявлении Топь выявлена поздняя метаморфическая ассоциация пренита и цеолитов. Главными рудными минералами на обоих проявлениях являются незональный пирит

и более поздний халькопирит. На проявлении Лучик обнаружены зональные по содержанию As кристаллы, обрастающие ртуть-содержащей фазой, что свидетельствует о наличии эпитермальной стадии оруденения. Самородное золото обнаружено в ассоциации с теллуридами серебра (гессит и петцит).

Автор выражает благодарность научному руководителю И.А. Бакшееву за внимание и поддержку, а также аналитикам В.О. Япаскурт и Н. А. Кошляковой за помощь в электронномикроскопических исследованиях.

Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., и др. Порфирово-эпитермальные системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Смирновский сборник – 2016. Изд-во Макс-Пресс. Москва. С. 82-115.

Минералогические особенности кор выветривания Томь-Яйского междуречья

Янченко О.М. [1]

[1]*НИ ТПУ, г. Томск, olmininayanchenko@mail.ru*

В региональном плане территория Томь-Яйского междуречья находится в области сочленения крупных геологических структур – Колывань-Томской складчатой зоны, Западно-Сибирской плиты, Кузнецкого прогиба и Кузнецкого Алатау (Парначев, 2010). На изучаемой территории коры выветривания широко распространены, выявлена их золотоносность, но детального изучения ранее не проводилось, этим и объясняется актуальность проведения исследования.

Коры выветривания образуются по терригенным черносланцевым отложениям, вулканитам и дайкам основного состава. Продукты выветривания имеют монтмориллонит-каолинитгидрослюдистый состав и представлены песчано-алевритовым, глинистым и щебнистодресвяным материалом, с преобладанием песчаной и алеврито-глинистой составляющей. По генезису коры подразделяются на остаточные и переотложенные, по морфологии – на площадные и линейные. Линейные коры выветривания приурочены к тектонически ослабленным участкам, контролируемым разрывными нарушениями, и узлам пересечения дайковых поясов с продольными зонами трещиноватости. Зоны трещиноватости нередко вмещают послойную кварцевую минерализацию. Линейные коры выветривания характеризуются наибольшей степенью преобразования исходных пород и глубиной распространения (Черняев, 2016). В строении полного профиля выделяются зоны: дезинтеграции, гидратации и гидролиза.

Фактическим материалом для проведения исследования морфологии и внутреннего строения, химического состава глинистых, акцессорных минералов и золота послужили пробы, полученные из керна скважин. Проведен сокращенный полуколичественный минералогический анализ шлихов из керновых проб при помощи стереомикроскопа OLYMPUS SZX10, отобраны мономинеральные фракции золота, пирита и карбонатных минералов. Аналитические работы заключались в определении элементов-примесей и химического состава монофракций методом ИСП-масс-спектрометрии. На рентгенофлюоресцентном микроскопе HORIBA Scientific XGT-7200 и сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 SBU изучены химический состав и внутренняя структура минералов. Минеральный состав пелитовой фракции определялся методом рентгенофазового количественного анализа на дифрактометре D8 Advance фирмы Bruker.

На основе изучения особенностей минерального состава продуктов выветривания, морфологических особенностей и химического состава минералов происходит выделение границ между переотложенной и остаточной корой выветривания, а также зонами остаточной коры выветривания.

В зонах гидратации и гидролиза, переотложенной коре выветривания преобладают частицы пелитовой размерности. В зоне дезинтеграции содержание щебнисто-дресвяной фракции превышает 50%, количество песчано-алевритового и глинистого материала варьирует. По содержанию минералов во фракции пелитовой размерности выделены переотложенная кора выветривания, зона гидролиза и зона гидратации. В зоне дезинтеграции породы по трещинам замещаются хлоритом, по плагиоклазам развиваются гидрослюды, калиевые полевые шпаты замещаются минералами группы каолинита. Согласно результатам рентгенофазового анализа наибольшей степенью преобразования характеризуются продукты переотложенной коры выветривания, для них характерно высокое содержание кремнезема (31,7-58,9%, в среднем

48,37%), иллита (0,0-39,0%, в среднем 18,38%), каолинита (6,7-13,5%, в среднем 8,51%), хлорита (1,2-6,8%, в среднем 4,38%) и диккита (2,7-8,5%, в среднем 6,06%). Характерна тенденция уменьшения содержания новообразованных минералов (каолинит, хлорит, диккит) вниз по разрезу и напротив повышение содержания кварца (28,0-78,3%, в среднем 53,16%). Для всего разреза характерно не значительное содержание калиевого полевого шпата (рис. 1).

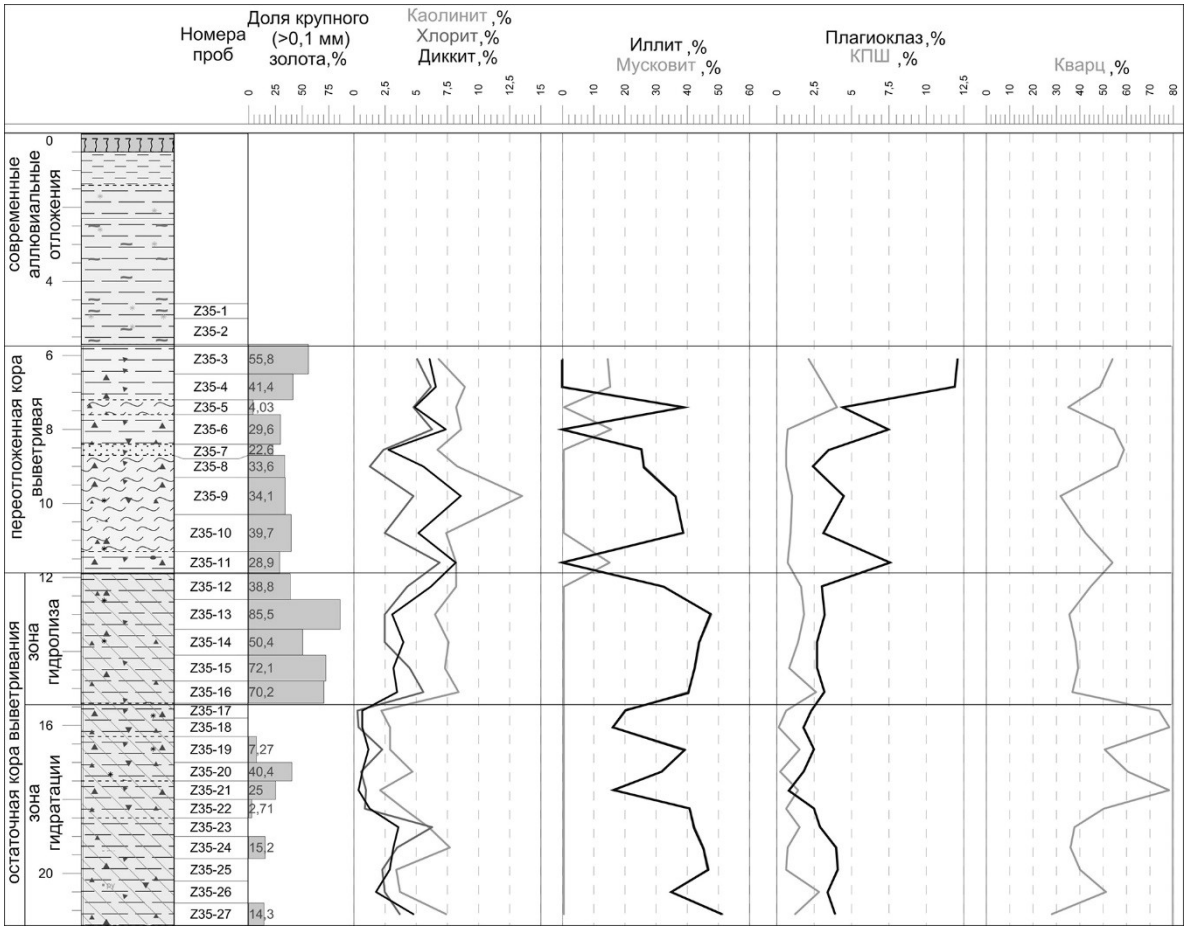


Рисунок 1. Графики изменения минерального состава пелитовой фракции по профилю выветривания.

Переотложенная кора выветривания характеризуется наибольшим разнообразием акцессорных минералов, большинство минералов окатаны, для этой части разреза характерно присутствие окатанного золота и золотин со сглаженными вследствие транспортировки очертаниями. В остаточной коре выветривания акцессорные минералы отличаются заметным разнообразием лишь в зоне гидролиза, в зонах дезинтеграции и гидратации их общее количество снижается, при этом минералы тяжелой и легкой фракций не несут следов окатывания, золотины остаточной коры выветривания также имеют рудный облик.

Минералогическим анализом установлены карбонатные минералы, пирит, магнетит, титановые минералы, фосфаты, турмалин, циркон, апатит, шпинель, корунд, гранат. Выявлена морфологическая зональность карбонатов выражающаяся в преобладании среди карбонатов коры выветривания микросферолитов размером преимущественно менее 0,2 мм и их агрегатов, которые выше по разрезу в перекрывающих четвертичных отложениях сменяются трубками и пластовыми залежами в области развития грунтовых вод.

Преимущественным распространением минералы пользуются в электромагнитной фракции шлиха. Выявлена зональность химического состава карбонатных минералов, выражающаяся в повышении содержания марганцевой составляющей в карбонатах верхней части разреза. Карбонаты остаточной коры выветривания представлены анкеритом и сидеритом, карбонаты переотложенной коры выветривания по составу отвечают кутногориту, анкериту и

сидериту, в перекрывающих отложениях тайгинской свиты карбонаты представлены сидеритом и марганцовистым кальцитом. Исследование химического состава монофракций методом ИСП-масс-спектрометрии показало, что в карбонатах остаточной коры выветривания в виде элементов-примесей присутствуют в повышенных содержаниях цинк (до 1,4 кг/т), свинец (до 0,85 кг/т) и золото (до 0,8 г/т), в карбонатах переотложенной коры выветривания и перекрывающих отложений не установлено значительных концентраций примесных элементов (Янченко, 2017).

Из сульфидов в остаточной коре выветривания постоянно присутствует пирит, для которого характерна тенденция повышения содержания от единичных зерен до значительных концентраций в тяжелой фракции минералов по направлению от зоны гидролиза к зоне дезинтеграции. Подобным образом ведет себя в остаточной коре и магнетит, встречающийся преимущественно в обломках, реже в форме октаэдрических кристаллов. По результатам химического анализа методом ИСП-масс-спектрометрии содержание золота в мономинеральных фракциях интенсивно окисленного первичного пирита в зоне гидратации остаточной коры выветривания достигает 258 г/т, в монофракциях пирита полностью замещенного гидроокислами железа в зоне дезинтеграции содержание золота не превышает десятых долей г/т. Гипергенный новообразованный пирит установлен в зонах гидролиза и гидратации остаточной коры выветривания. Он отличается от реликтового слабоокисленного пирита кубического габитуса свежим обликом, ассоциацией с гидрослюдами и каолинитом, сложным габитусом кристаллов (октаэдр, пентагондодэкаэдр и др.), мелким размером (десятые – сотые доли мм).

Титановые минералы – ильменит и рутил в зоне гидролиза остаточной коры выветривания частично либо полностью замещаются лейкоксеном, в переотложенной коре выветривания присутствуют единичные зерна анатаза и сфен.

Минералы группы фосфатов, турмалин и циркон присутствуют во всех частях разреза. Для переотложенной коры выветривания характерны фосфатные минералы монацитового состава, в остаточной коре присутствуют монацит, ксенотим, алюмо-бариевый фосфат предположительно горсейксит. Присутствие апатита отмечается только в зонах гидратации и дезинтеграции остаточной коры выветривания. Циркон из переотложенной коры выветривания содержит примеси гафния и золота, из остаточной – ниобия.

В распределении по разрезу корунда, шпинели и граната закономерности не установлено, минералы встречаются преимущественно в виде обломков, реже шпинель присутствует в октаэдрической форме, гранаты в форме ромбододекаэдров и октаэдров.

В остаточной коре выветривания минералогическим анализом установлены единичные знаки и граммовые содержания золота (до 6,264 г/т). Наибольшие содержания золота установлены в верхней части разреза остаточной коры выветривания – в зоне гидролиза. Золото остаточной коры выветривания имеет рудный облик, большинство золотин относится к неправильному морфологическому типу. Наблюдается общая тенденция уменьшения размерности золотинок с глубиной. Среди золотинок преобладают цементационные, имеющие ажурную, комковидную причудливые формы. Пробность гипергенных ажурных золотинок цементационного типа по данным ИСП-масс-спектрометрии 920,63 – 923,13 ‰, установлены примеси серебра (7,44 – 7,53 %), ртути (0,14 – 0,30 %), меди (до 0,03 %), мышьяка (до 0,038 %) и других элементов. По данным электронной микроскопии пробность золотинок такого типа 949,99 ‰, примесь серебра составляет 5,00 %. Интерстициальные золотинки имеют преимущественно трёхмерную комковидную форму, с отпечатками вмещающих минералов с угловатой блестящей поверхностью либо следы вдавливания. Единичные золотинки имеют чешуйчатую и пластинчатую формы. Пробность гипергенных трехмерных золотинок интерстициального типа в срастании с гетитом, высвобожденных из состава сульфидов при окислении, по данным электронной микроскопии 911,19 – 938,61 ‰, примесь серебра составляет 5,94 – 6,14 %, в краевой части золотинки появляется примесь железа – 2,94 %. По данным химического анализа методом ИСП-масс-спектрометрии – 988,15 ‰, установлены примеси серебра (1,06 %), ртути (0,08 %), меди (до 0,03 %) и других элементов. Гемиидиоморфные

золотинки представлены неправильными комковидными выделениями, пластинчатыми формами с ксеноморфными ответвлениями, реже с ограненными выступами. Идиоморфный тип золотин представлен пластинчатыми и проволоковидными образованиями, единичными плохоограненными изометричными кристаллами (Петровская, 1973; Larizzatti et al, 2008).

В переотложенной коре выветривания минералогическим анализом установлены единичные знаки и граммовые содержания золота (до 1,5 г/т). Для переотложенной коры выветривания характерно наличие золотинок со следами транспортировки, с тенденцией снижения таких золотинок по мере перехода к подошве. Золотинки со следами транспортировки характеризуются более крупными (по сравнению с золотом рудного облика) размерами, имеют сглаженные очертания (иногда до совершенной степени окатанности), представлены трёхмерными изометричными, близкими к округлой форме, неправильными или несколько удлинёнными, иногда уплощенными образованиями. Характерно наличие золотинок, обрастающих корочкой новообразованного золота. Пробность золота, характерного для данной части разреза 962,41-986,29 ‰, установлены примеси серебра (1,10 – 3,67 %), ртути (0,05 – 0,09 %), меди (0,03 – 0,04 %) и других элементов.

Таким образом, установленная минералого-геохимическая зональность профиля выветривания выражается в распределении по разрезу глинистых минералов, карбонатов, пирита, золота и других акцессорных минералов. По мере перехода от зоны дезинтеграции к зоне гидролиза происходит повышение содержания минералов группы каолинита, гидрослюд, при этом снижается количество кварца, минералов группы монтмориллонита. Для переотложенной коры выветривания характерно значительное количество кварца, присутствие минералов группы каолинита, гидрослюд, в небольших количествах минералов группы монтмориллонита.

В пробах из переотложенной коры выветривания наблюдается наибольшее разнообразие акцессорных минералов, большая часть из которых окатана. Для этой части разреза характерно присутствие в различной степени окатанного золота. В остаточной коре выветривания акцессорные минералы отличаются заметным разнообразием лишь в зоне гидролиза, в зонах дезинтеграции и гидратации их общее количество снижается, при этом минералы не несут следов окатывания, золотины остаточной коры выветривания также имеют рудный облик.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-45-700019).

Парначев В.П. Геология и полезные ископаемые окрестностей города Томска. Материалы к полевой геологической экскурсии: справочное пособие. / В.П. Парначев, С.В. Парначев. – Томск: ТГУ. 2010. 144 с.

Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

Черняев Е.В. Генезис и золотоносность кор выветривания Томского района // Цветные металлы и минералы: Сборник тезисов докладов восьмого международного конгресса. Красноярск. 2016. С. 336–337.

Янченко О.М. Карбонаты золотоносных кор выветривания Малоушайской зоны // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXI Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 130-летию со дня рождения профессора М. И. Кучина, Томск, 3-7 апреля 2017 г.: в 2 т. Томск: Изд-во ТПУ, 2017, Т. 1. С. 193–194.

Larizzatti J.H., Oliveira S.M.B., Butt C.R.M. Morphology and composition of gold in a lateritic profile, Fazenda Pison «Garimpo», Amazon, Brazil // Journal of South American Earth Sciences, 2008. vol. 25. P. 359–376.

Металлогеническая характеристика и перспективы освоения района Куйтунской вулканотектонической структуры (юго-восточное Забайкалье)

Яровая Е.В.[1], Устинов С.А.[1], Петров В.А.[1], Полуэктов В.В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, stevesa@mail.ru*

Куйтунская вулкано-тектоническая структура (ВТС) расположена в юго-восточном Забайкалье в пределах Аргунского локально-купольного поднятия, ограниченного с юга Южно-Аргунской, а с севера – Восточно-Урулюнгуевской впадинами (Ищукова и др., 1998). Поднятие сложено в основном архей-протерозойскими и палеозойскими гранитоидами.

Помимо Куйтунской ВТС в юго-западной части поднятия локализована Стрельцовская ВТС (кальдера), вмещающая известное Стрельцовское рудное поле (СРП), включающее 19, в том числе крупных и уникальных, молибден-урановых месторождений.

Куйтунская ВТС, как и Стрельцовская ВТС, сформировалась в период позднемезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) региона. Её положение контролируется узлом пересечения глубинных тектонических ослабленных зон: северо-западной (КличкинскоШахтаминской) и субширотной (Аргунской). По некоторым данным, она представляет собой кальдеру, ограниченную разломами, амплитуда опускания по которым составляет не менее 100-300 м. В отличие от Стрельцовской, характеризующейся развитием покровных фаций вулканитов, Куйтунскую кальдеру можно отнести к многофазному сильноэродированному вулкано-купольному сооружению с широким развитием интрузивно-субвулканических и, в меньшей степени, субщелочных пород андезит-трахидацитового и сиенитового состава (Назаров и др., 1990).

Куйтунская ВТС развивалась на гетерогенном фундаменте, представленном преимущественно раннепалеозойскими крупнозернистыми гнейсовидными гранитами с ксенолитами метаморфических пород различного состава, относящихся к надаровской свите среднего рифея (R_2nd), а также лейкократовыми биотитовыми гранитами варисского комплекса.

Формирование Куйтунской кальдеры началось с излияния эффузивов среднего субщелочного состава, образовавших мощный покров флюидальных, полосчатофлюидальных дацитов, трахидацитов, в стекловатой массе которых присутствуют обломки андезитов, базальтов, вскрытых скважинами, но не установленных на поверхности в обнажениях. Последующие вулканические процессы привели к образованию сложного покрова плагиоклазовых андезитов и андезито-базальтов. Вулканические процессы завершились внедрением в центре кальдеры штока сиенит-диоритов (I фаза) и гранитпорфиров (II фаза), а также огромного количества субвулканических экструзивных тел, даек, часть из которых являются апофизами, прорывающими покровные дациты и плагиоандезиты.

Общей особенностью всех горных пород Куйтунской ВТС является повышенное содержание калия и несоответствие их химического состава типичным представителям соответствующих классов магматических пород. По составу вкрапленников породы относятся к группе диорита, габбро-диорита, андезито-базальта, а по основной массе – приближаются к сиенитам или кварцевым сиенитам (по данным ЦАЛ СПГО, 1989). В связи с этим диагностика пород вызывает значительные трудности. Повышенная щелочность подтверждена проведёнными ранее анализами.

С учетом перспектив обнаружения новых месторождений, для составления геологического обоснования и постановки задач оценочных и поисково-разведочных работ на территории Аргунского поднятия ранее авторами проводились исследования по выявлению

особенностей тектонического строения рассматриваемого района, проведению геодинамических реконструкций, оценке напряженного состояния массивов пород и установлению кинематики перемещений в зонах основных разломов. Исследования осуществлялись на основе линеаментного анализа, реализованного с помощью разработанного авторского программного модуля, интегрированного с ГИС (Устинов, Петров, 2016), и с применением структурно-геоморфологического метода Л.А. Сим (Ребецкий и др., 2017). Полученные данные позволили подтвердить наличие уже известных разломов, а также наметить неизвестные ранее разломные зоны, детализировать строение территории за счёт выявления более мелких структур, определения их взаимоотношений с крупными разломными зонами с возможностью установления кинематики разрывов. В итоге была создана схема новейшей разломной тектоники Аргунского поднятия, включающая информацию о структурах I, II и более мелких рангов с указанием их кинематики и ориентировки осей напряжений (Устинов и др., 2017). Также удалось выявить основные структурные узлы, положение которых может быть использовано в дальнейшем для поисков и прогноза рудопроявлений.

В районе Куйтунской ВТС вплоть до 1970 года различными партиями Сосновской экспедиции неоднократно проводились специализированные поисковые работы на уран, включавшие геологические маршруты, структурно-геофизические исследования, проходку канав и бурение скважин. Силами Сосновского ПГО проводились прогнозные построения, комплексная геофизическая съёмка, уточнение минералого-геохимических особенностей пород и метасоматитов. В результате в контуре структуры выделены блоки, благоприятные для локализации уранового оруденения. В этот период были выявлены рудопроявления Куйтунское-I и Куйтунское-II, а также многочисленные радиометрические аномалии.

Параллельно научными коллективами ВСЕГЕИ, ИГЕМ РАН и ВИМС проводились исследовательские работы, по результатам которых некоторые исследователи (Г.А. Шатков и др.) отрицательно оценили перспективы уранононосности Куйтунской ВТС, а другие (В.Б. Шагарова и др.) указывали на необходимость проведения поисковых работ на локальных площадях с целью выявления конкретных типов возможных рудовмещающих структур. В перспективном плане развития поисковых работ в Приаргунье, составленном в 1975 году (Л.П. Ищукова, Ю.А. Игошин), на основе анализа перспектив ураноносности Куйтунской структуры предусматривалось продолжение работ в ее Центральной, Западной и Восточной частях. В результате анализа и обобщения итогов прогнозно-геологических работ (Л.П. Ищукова и др., 1977) в центральной части, расположенной в пределах Аргунской зоны разломов, по наличию урановой, полиметаллической и молибденовой минерализации, выделен перспективный участок на выявление промышленного уранового оруденения. Здесь в породах фундамента установлены проявления кремне-калиевого метасоматоза и грейзенизации, а также более поздние низкотемпературные калишпатит-альбититовые метасоматические преобразования, проявившиеся в мезозое. Однако в результате бурения на обозначенном участке не было установлено промышленных содержаний урана, позволяющих говорить об открытии месторождения. Таким образом, проведенными работами отрицательно оценены перспективы выявления промышленных урановорудных залежей в Аргунской зоне разломов.

Параллельно в пределах Куйтунской ВТС, преимущественно в её западной части, проводилось площадное литохимическое опробование, по результатам которого было выделено четырнадцать площадных комплексных (Ag, Pb, Mo, Zn) аномальных групп элементов. Аномалии приурочены как к интрузивно-субвулканическим телам, так и к вулканогенным покровным породам, преимущественно в экзоконтактах этих тел. Суммарные прогнозные ресурсы в пределах выявленных аномалий составляют: Pb – 63300 т, Zn – 55800 т, Mo – 9030 т, Ag – 150 т. Аномалии обусловлены рассеянной сульфидной минерализацией в связи с интрузивно-вулканическими телами, а также приурочены к зонам сульфидной минерализации северо-западного и субмеридионального простирания в вулканогенных породах, прорванных штоком диорит-порфиритов. Эти данные могут указывать на скрытое оруденение штокверкового типа и оруденение жильной морфологии (узкие аномальные ореолы).

Результаты литохимического опробования также позволили выделить слабоконтрастные, но обширные ореолы олова. Вероятно, олово является элементом-спутником среднетемпературного гидротермального процесса, сопровождающего молибденполиметаллическое оруденение. Кроме того, полученные данные указывают на слабую проявленность на исследованной площади золоторудного процесса, хотя не исключают наличия в пределах Куйтунской ВТС небольших по размерам структурных узлов, вмещающих промышленные концентрации золота.

Преобладающее количество рудопроявлений молибденовой и полиметаллической минерализации расположены в пределах субширотной Аргунской зоны разломов, сопровождаемой активным трещинообразованием, которое, вероятно, является главным рудоконтролирующим фактором. Наиболее существенные концентрации рудных элементов установлены в узлах пересечения субширотных, северо-западных и меридиональных нарушений.

На западном фланге Куйтунской ВТС было установлено достаточно крупное рудопроявление молибдена с полиметаллами. Оно приурочено к субмеридиональным тектоническим нарушениям, вмещающим дайки андезитов и диорит-порфиритов, в эндо- и экзоконтактах которых развиты средне- и низкотемпературные гидротермальнометасоматические изменения: грейзенизация, березитизация, аргиллизация, окварцевание и карбонатизация. Наиболее интенсивные изменения наблюдаются в узлах пересечения меридиональных нарушений с субширотными и северо-западными. С поверхности тектонические нарушения, вмещающие сульфидную минерализацию, фиксируются слабо контрастными ореолами молибдена, цинка, свинца и серебра. В единичных штуфных пробах установлены аномальные содержания молибдена (до 0,05 %), свинца (до 2%), цинка (до 3 %), меди (до 1 %), серебра (до 20 г/т), золота (до 0,2 г/т).

По предварительным данным морфология молибден-полиметаллических тел жилообразная. Протяженность жил может достигать 1-1,5 км. Рудные тела не вскрыты эрозией. В рассматриваемом структурном узле пресечения меридиональных, субширотных и северозападных разломов сопровождаются широким площадным развитием гидротермальнометасоматических изменений (окварцевание, березитизация, аргиллизация и сульфидизация). Это позволяет предполагать наличие не только жилообразных рудных залежей, но и штокверков, имеющих малые параметры в поперечном сечении, но значительную протяженность по падению.

Проведённые авторами исследованиями, а также обобщение результатов осуществлённых ранее работ позволяют сделать следующие выводы и наметить перспективные направления поисков полезных ископаемых в пределах Куйтунской ВТС:

1) В результате бурения на выявленных ранее перспективных участках рудопроявлений урана не было получено положительных результатов, позволяющих говорить о возможности открытия промышленных месторождений. Это может быть связано с тем, что в их пределах очень слабо проявился низкотемпературный гидротермальный урановорудный процесс. Наряду с этим более широко развит среднетемпературный процесс, сопровождаемый развитием зон пропилитизации. Установлено, что с данным процессом связана преимущественно полиметаллическая и молибденитовая минерализация. Соответственно, металлогеническая специализация Куйтунской ВТС характеризуется перспективами обнаружения месторождений молибдена, свинца и цинка, а не урана, как это считалось раннее.

2) Выявленные площадные аномальные ореолы элементов молибден-полиметаллической ассоциации, установленные в поисково-картировочных скважинах и канавах, а также промышленные содержания свинца, цинка, меди, молибдена и аномальные содержания мышьяка, золота и серебра, установленные в пробах, отобранных из зон окварцевания и карбонатизации, должны стать основанием для продолжения целенаправленных поисков крупных рудопроявлений данных элементов в пределах Куйтунской ВТС и, преимущественно, в Аргунской зоне разломов.

3) В качестве перспективных участков необходимо рассматривать структурные узлы пересечения меридиональных, субширотных и северо-западных разломов, пространственное положение которых определено на схеме новейшей разломной тектоники, построенной ранее авторами.

4) Специализация Куйтунской структуры на молибден-полиметаллическую минерализацию, резкие отличия в ее геологическом строении и металлогении от Стрельцовской кальдеры, несмотря на их формирование в рамках единого поднятия, наиболее вероятно, определяется расположением Куйтунской ВТС в региональной Кличкинско-Шахтаминской зоне, контролирующей полиметаллические и молибден-полиметаллические месторождения Кличкинского и Шахтаминского рудных полей.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН I.48П и РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00673.

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.

Назаров А.А., Ищукова Л.П., Шеметов Ю.М., Попов С.А. и др. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ в Урулюнгуевском блоке по геологическому заданию 324-35 за 1987-1990 гг. Книга I. Иркутск, 1990. 334 с.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: Изд-во ГЕОС. 2017. 234 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.

Устинов С.А., Петров В.А., Яровая Е.В. Реконструкция новейшей тектоники и кинематики разломных зон (на примере Аргунского поднятия, юго-восточное Забайкалье) // Новое в познании процессов рудообразования: Седьмая Российская мол. науч.-практ. Школа, Москва, 13-17 ноября 2017 г. Сб. мат. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 292-296.

Этапность рудообразования на подводных вулканических постройках Японского моря

Ярощук Е.И.[1], Колесник О.Н.[1], Астахова Н.В.[1]

[1]*ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, e.yaroshchuk@poi.dvo.ru, kolesnik_o@poi.dvo.ru*

Железомарганцевые образования являются одним из основных видов полезных ископаемых океана. Они известны в окраинных и внутренних морях России. Наиболее широко железомарганцевая минерализация развита в дальневосточных морях – Охотском и Японском.

Железомарганцевые образования Японского моря приурочены к привершинным частям подводных вулканических возвышенностей и имеют гидротермально-осадочное происхождение. Они достаточно мощные (до 25 см) и демонстрируют сравнительно высокие для морских бассейнов концентрации некоторых металлов, прежде всего марганца (до 63 %). В микроэлементном составе наблюдается обогащение барием (до первых процентов) и стронцием (до десятых долей процента) при обычном содержании цветных и других металлов на уровне десятых долей процента. Марганцевые минералы представлены в основном тодорокитом, бернесситом и вернадитом (Штеренберг и др., 1986 и др.). По химическому составу рудные корки Японского моря подразделяются на марганцевые, железомарганцевые, марганцево-железокремнистые и железокремнистые. Кроме рудных корок, железомарганцевые гидроксиды образуют прожилки в измененных базальтах и цементируют агрегаты глинистых минералов типа смектит-гидрослюда. Последние бывают пропитаны веществом кремнистого состава и в таком случае представляют собой железокремнистые корки либо фрагменты крепкой породы сложного состава. **Цель нашей работы** – определить характер взаимоотношений между марганцевой и сопутствующей минерализацией в гидротермальных образованиях возвышенностей Японского моря и на основании этого уточнить региональные условия и этапность рудообразования. Объектами исследования выбраны возвышенности Беляевского и Первенца (Сибирь), расположенные в Центральной (Японской) котловине, а также безымянная возвышенность на северо-восточном окончании хребта Южное Ямато (рис. 1а). С 70-х гг. прошлого века склоны этих трех возвышенностей неоднократно драгировались в морских экспедициях ТОИ ДВО РАН. В результате получен значительный объем каменного материала, из которого для изучения взяты представительные образцы железомарганцевых и железокремнистых корок, включая переходные разности (рис. 1б–г, табл. 1). Подробное описание их внешнего строения, минерального и химического состава дано в публикациях (Астахова и др., 2010; Колесник, 2013; Астахова и др., 2016; Ярощук, Астахова, 2017). В качестве основного метода анализа выбран микрорентгеноспектральный. Съемка проводилась по отработанной схеме (см. там же). В результате получены данные по микростроению гидротермальных образований, рассмотрены особенности локализации и очередность выделения и в них рудного вещества.

Результаты. Показано, что в двухслойных железомарганцевых корках возвышенности Первенца верхний почковидный слой имеет оолитовую текстуру. Каждый оолит состоит из ядра и крустификационной кристаллической каемки обрастания. И ядро, и каемка сложены оксидами (гидроксидами) марганца, содержащими до 5 % калия, натрия, кальция и магния (рис. 2а). Различие состоит в том, что в ядре присутствует до 1 % свинца, а в каемке – 3 % фтора. Нижний слой двухслойных железомарганцевых корок, а также однослойные корки и конкреции имеют неоднородный химический состав. Участки с разным составом выделяются в форме пятен и криволинейных, изогнутых полосок переменной мощности.

Таблица 1. Общие сведения и химический состав железомарганцевых и железокремнистых образований с подводных вулканических построек Японского моря, включая переходные марганцево-железокремнистые разности.

Параметр	№ станции/образца							
	Возв. Первенца				Возв. Беляевского	Возв. на окончании хр. Южное Ямато		
	LV58-2	LV58-3-2(а)	LV58-3-2(б)	LV58-3-1	2069	7783	7778-6(а)	7778-6(б)
Краткая характеристика образца	железомарганцевая корка, валовая проба	верхний марганцевый слой двухслойной железомарганцевой корки	нижний марганцево-железокремнистый слой двухслойной железомарганцевой корки	железокремнистая корка, валовая проба	существенно марганцевая корка, валовая проба	существенно марганцевая конкреция, валовая проба	марганцевая часть марганцево-железокремнистого образования (пятнистые выделения в породе)	железокремнистая часть марганцево-железокремнистого образования (пятнистые выделения в породе)
Интервал драгирования, м	1600–1400	1700–1500			2500–2200	1650–1600	1750–1680	
Mn	21,48	43,56	18,96	0,32	22,84	22,89	37,07	1,37
Fe	13,85	2,56	11,78	8,88	0,04	1,38	1,84	10,29
Si	12,76	3,77	15,19	35,22	–	–	2,53	33,56
Ba	6501,67	9695,00	6708,33	65,17	1130	18880	8668,00	892,00
Sr	687,17	1293,00	821,67	22,17	1270	1770	1178,00	107,00
Ni	648,80	1921,49	2432,45	69,64	830	60	1207,00	142,00
Co	329,04	171,88	237,93	10,53	90	40	103,20	32,80
Cu	593,76	498,07	652,44	7,29	150	590	45,70	14,90
Pb	30,69	22,53	21,54	10,79	30	50	4,11	4,92
Zn	192,37	484,76	610,25	40,89	570	280	75,00	44,00
Mo	248,36	538,48	330,72	11,19	240	940	254,90	21,70

Примечание. Содержание элементов определялось в разное время с различной точностью и к общей разрядности в рамках настоящего исследования не приводится. Содержание марганца, железа и кремния – %, остальных элементов – г/т. Прочерк означает, что содержание элемента не анализировалось.

Границы между ними довольно четкие. Обнаружены участки преимущественно марганцевого, марганцево-железокремнистого и железокремнистого состава с непостоянным количественным соотношением основных компонентов – марганца, железа и кремния (рис. 2б, 2г). Во всех матрицах фиксируется примесь калия, натрия, кальция и магния с суммарным содержанием не более 7 %. Марганцевое вещество нередко характеризуется наличием бария (до 6 %) и некоторых других рудных и нерудных элементов. Судя по микроструктурам, в первую очередь сформировались железокремнистые отложения, иногда с незначительной примесью кобальта. Позже они были раздроблены и сцементированы гидроксидами марганца.

Формирование участков переходного марганцевожелезокремнистого и железокремнисто-марганцевого состава связано с пропиткой железокремнистых отложений марганцевым раствором.

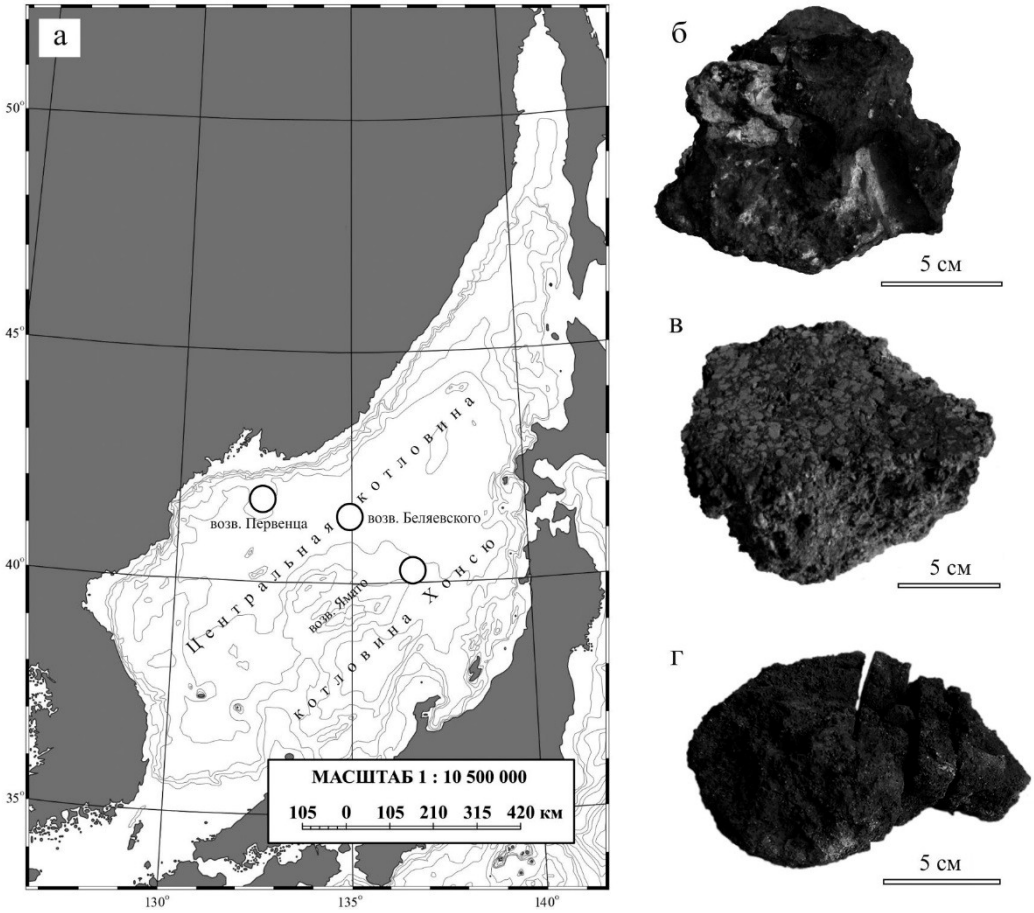


Рисунок 1. Карта Японского моря с указанием объектов исследования (а, значки) и фотографиями некоторых изученных образцов (б–г).

б – существенно марганцевая корка с возвышенности Беляевского (обр. 2069); в – марганцево-железокремнистое образование с безымянной возвышенности на северовосточном окончании хребта Южное Ямато (обр. 7778-6); г – железокремнистая корка с безымянной возвышенности на северо-восточном окончании хребта Южное Ямато (обр. 7783-2).

В железокремнистых корках первичными были отложения железокремнистого состава на основе железа (комочки зеленых глин, включая селадонит; рис. 2в, 2ж). В дальнейшем – очевидно, при диффузном просачивании кремнистых растворов – произошла пропитка глин кремнеземом с формированием отложений, где доминирует уже не железо, а кремний. В железокремнистых отложениях отмечается постоянное присутствие калия и магния до нескольких процентов. Реже и в меньшем количестве регистрируются натрий, кальций и алюминий, а также кобальт, медь и молибден. По составу эти отложения аналогичны железокремнистой матрице в железомарганцевых корках и конкрециях. На заключительной стадии минералообразования произошло отложение кремнезема. Кремнистое вещество сравнительно чистое, почти без примесей. Очень редко и в микроколичествах в нем обнаруживаются такие рудные элементы, как медь, олово и ртуть. В некоторых случаях поры в железокремнистых корках заполнены гидроксидами железа и марганца или марганца с примесью бария до 5 %.

На возвышенности Беляевского встречаются образцы, где гидроксиды марганца цементируют зерна железокремнистого состава с относительно крупными выделениями барита

в форме пятен (рис. 2г). Барит кристаллизовался на самом позднем этапе формирования рудных корок.

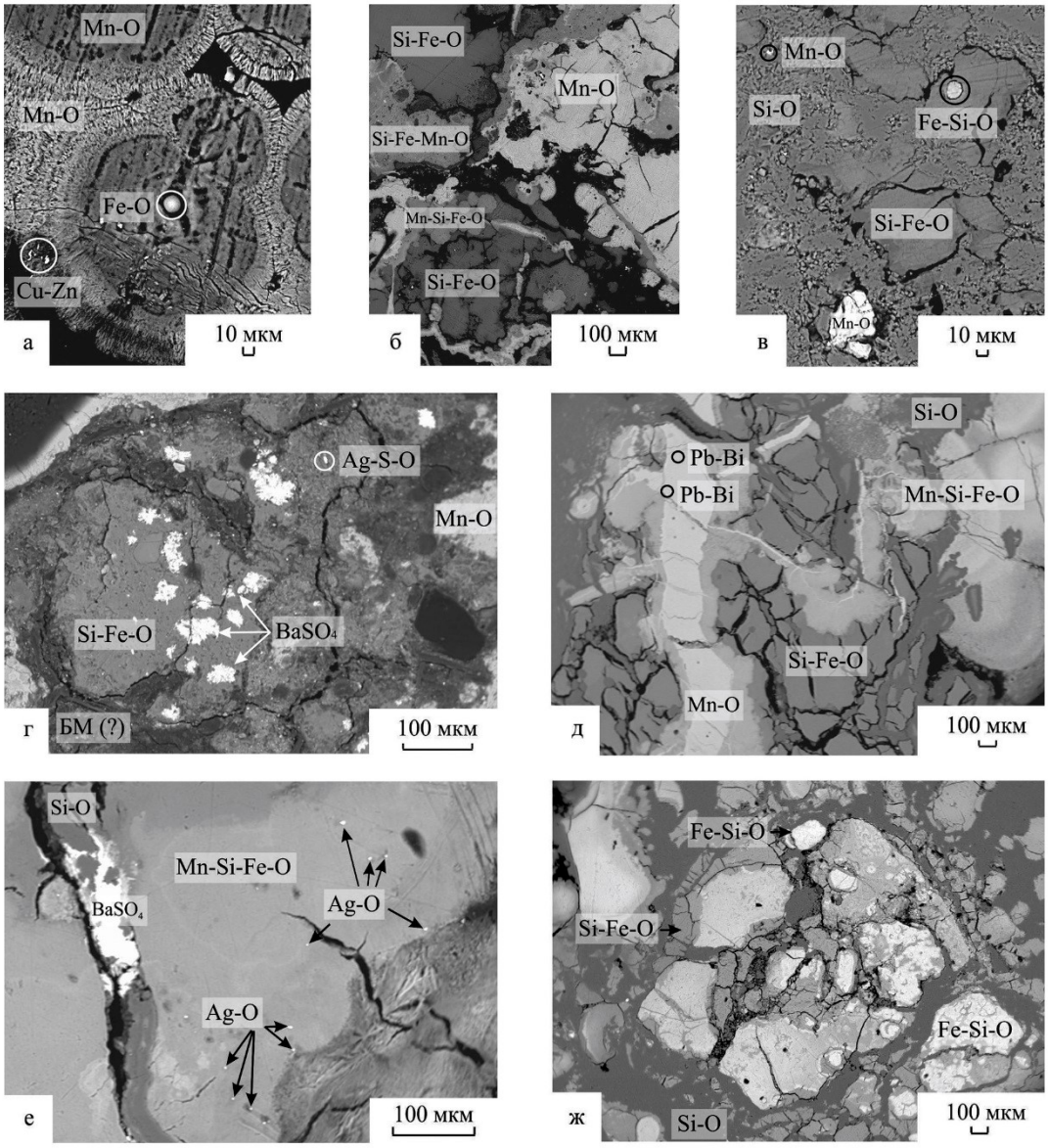


Рисунок 2. Выделение рудного, кремнистого и глинистого вещества в гидротермальных образованиях подводных вулканических построек Японского моря (вид в отраженных электронах)

а, б – верхняя марганцевая и соответственно нижняя марганцево-железокремнистая части двухслойной железомарганцевой корки с возвышенности Первенца (обр. LV58-3-2; см. табл.); в – железокремнистая корка с возвышенности Первенца (обр. LV58-3-1; см. табл.); г – существенно марганцевая корка с возвышенности Беляевского (обр. 2069; см. рис. 1б, табл.); д, е – марганцево-железокремнистое образование с безымянной возвышенности на северовосточном окончании хребта Южное Ямато (обр. 7778-6; см. рис. 1в, табл.); ж – железокремнистая корка с безымянной возвышенности на северо-восточном окончании хребта Южное Ямато (обр. 7783-2; см. рис. 1г). БМ (?) – предположительно бактериальные маты.

На безымянной возвышенности на северо-восточном окончании хребта Южное Ямато в переходных разностях гидротермальных образований (рассмотрены на примере крупного марганцево-железокремнистого стяжения; см. рис. 1в) встречаются участки марганцевого, марганцево-железокремнистого, железокремнистого и кремнистого состава (рис. 2д, 2е, табл.).

Состав и общий порядок выделения вещества подобны тем, которые были описаны в железомарганцевых и железокремнистых корках. Обращают на себя внимание достаточно крупные прожилки и пятна барита, перекрывающие марганцевые и кремнистые отложения.

Видимо, процесс гидротермального минералообразования завершился выделением барита. Во всех изученных образцах гидротермальных образований установлено присутствие собственных минералов цветных, редких, благородных и некоторых других металлов (Cu, Zn, Pb, Sn, Ni, Sb, Bi, Te, Mo, W, Co, Ti, Zr, Ce, La, Nd, Pr, Ag, Fe; см. рис. 2а, 2г–е). В основном это очень мелкие (1–5 мкм) изометричные зерна в марганцевой и марганцевожелезокремнистой матрице (железокремнистое и тем более кремнистое вещество в данном отношении почти «стерильно»), в трещинах, небольших углублениях, полостях. Зерна представлены оксидными (не исключено, что частично (окси)гидроксидными и/или карбонатными), а также интерметаллидными соединениями, самородными элементами, реже вольфраматами, молибдатами, сульфидами, сульфатами, крайне редко фосфатами, фосфидами, висмутидами, теллуридами и, вероятно, силицидами (Астахова и др., 2010, 2016; Ярощук, Астахова, 2017). Судя по особенностям выделения зерен металлов, эта минерализация в большинстве случаев является наложенной.

Выводы. Формирование гидротермальных отложений на подводных возвышенностях Японского моря проходило в несколько этапов. Сначала на достаточно обширной площади образовался слой зеленого глинистого вещества (продукты гидротермальной деятельности, гальмиролиза). Поскольку содержание железа в зеленых глинах превышает 10 %, эти отложения можно отнести к металлоносным. Марганцевая и кремнистая минерализация явно более поздняя. Об этом свидетельствует цементация бесформенных кусочков зеленого глинистого вещества аморфным кремнеземом и гидроксидами марганца. В кремнистых корках стенки пор часто выстланы щетками мелких прозрачных кристаллов кварца.

Поверхность железомарганцевых корок часто покрыта почковидным слоем марганца. Последний, равно как и цемент, образован тодорокитом и бернесситом. Это указывает на то, что часть гидротермальных растворов, просачиваясь через осадки и цементируя их, поступает на поверхность морского дна и отлагается там в виде почковидных корок тодорокита. Баритовая минерализация локальна и соответствует самым поздним этапам гидротермального процесса.

Исследование выполнено по Программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток», проект № № 18-1-008.

Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Цветные, благородные и редкоземельные металлы в железо-марганцевых корках и базальтах возвышенности Беляевского (Японское море) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. № 16. С. 231–245.

Астахова Н.В., Лопатников Е.А., Ярощук Е.И. Особенности гидротермального рудообразования на возвышенности Первенца (Японское море) // Геология дальневосточных морей России и их обрамления. Материалы региональной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева (Владивосток, 16 сентября 2016 г.). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 11–13.

Колесник О.Н. Акцессорные рудные минералы в магматических породах и железомарганцевых образованиях Японского моря. Дисс. … канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2013. 127 с.

Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И.Ф., Леликов Е.П., Сивцов А.В., Степанец М.И. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 125–128.

Ярощук Е.И., Астахова Н.В. Гидротермальные отложения на возвышенности Южное Ямато (Японское море) // Геология морей и океанов. Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (Москва, 20–24 ноября 2017 г.). Т. II. Москва: ИО РАН, 2017. С. 289–291.

Geochemical behaviour of trace and rare earth elements during hydrothermal alteration at El Sela shear zone, Egypt

Ahmed El Sayed Abdel Gawad[1]

[1]*Nuclear Materials Authority, P.O. Box: 530, El-Maadi, Cairo, Egypt, gawadnma@gmail.com*

Abstract

Hydrothermal alterations encompass episyenitization (disilicification), albitization, silicification, phyllic, argillic and hematitization affected El Sela shear zone are drastically different in trace and rare earth elements concentration. Isovalents as Zr-Hf, Nb-Ta, Y-Ho, Sr-Eu and LREE-HREE, shows relative depletion of the heavier relative to the lighter ones in the most alterations. The strong alkaline fluids (hematitization) have a great effect on the mobility of heavier isovalents. On the other hand, xenotime and fergusonite cause a distinctive enrichment of HREE in albitized granite and also enriched in U, Zr, Y, U, Th and Hf that related to rare metal mineralization.

Episyenitization is depleted in REEs budget when compared with others due to mass loss while silicification and phyllic alteration are enriched in MREEs. Argillic alteration depleted in HREE budget relative to LREE which can be held as sources of LREE such monazite, fluorite and apatite. They are enriched by visible U-mineralization as well as Zr, Nb, Y and REEs. In the phyllic alteration, desulphidation of pyrite precursor creates voids that can be refilled by uranophane. The alteration processes have a great effect on the U, Zr, Nb, Y and REEs configuration in the study area.

Introduction

El Sela two-mica granite considered as polymetallic intera-granitic vein-type U-deposits. It is considered as one of the most favorable areas in Egypt for hosting U-mineralization (Ibrahim et al., 2005; Ibrahim et al., 2007; Ali 2011; Gaafar et al., 2014; Abdel Gawad et al., 2015). It is located in the southern part of Egypt between latitudes 22°17′ 50″ - 22°18′ 06″ N and longitudes 36°13′ 36″ - 36°14′ 22″ E. The present work aim at studying the behaviour of trace and REE elements during hydrothermal alterations. Geologic setting

Field investigation reveal that El Sela vein-type is composed of two-mica (muscovite-biotite) granite intrusion trending ENE-WSW. It is highly fractured, faulted, jointed, sheared, altered and has low to moderate relief. This granite is injected by microgranite, dolerite and bostonite dikes, and quartz and jasper veins (Fig. 1). They are mostly injected along ENEWSW and/or NNW-SSE to N-S trends which represent the most important tectonic trends in the study area. The two perpendicular shear zones ENE–WSW and NNW–SSE are affected the study area and play an important role in the distributions of polymetallic U-deposits.

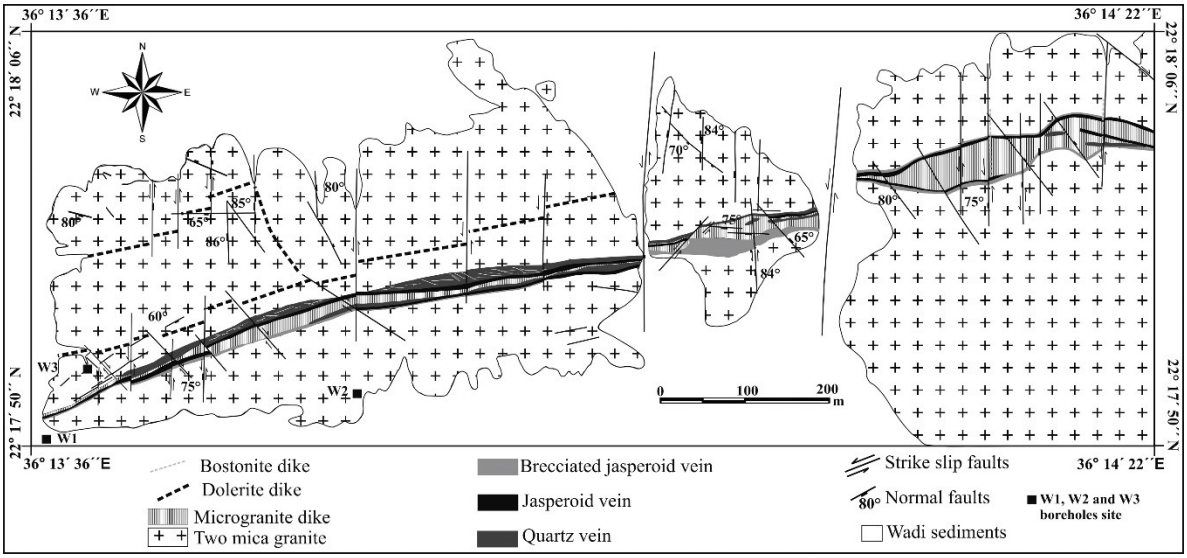


Fig. 1. Geologic map of El Sela shear zone, Egypt after (Abdel-Meguid et al., 2003; Gaafar et al., 2014).

Geochemistry

The geochemical data have been used to study the behaviour of trace and REE bearing accessory minerals of the host two-mica granite and different alteration facies at El Sela. Peraluminous, highK and low Na and Ca contents and presence of two-mica are also good indicators of the U-fertility of granite rocks.

Geochemical features of hydrothermal alteration

The calculations of the mass balance as measure for changes in mass, volume or concentration during alteration are done assuming that "the components used to define an isocon have been relatively immobile" (Grant 1986). The reference line corresponding to zero concentration change (an isocon) is determined by a fitting to Al, Ti, Zr and Th (Baumgartner and Olsen 1995; Cail and Cline 2001), the slope of the isocon yields the mass (volume) change in alteration. The elements above the isocon indicate enrichment and the others below indicate depletion taking in account that the relative change in the rock constituents can be attributed to the volume gain/loss and sometimes to the heterogeneous distribution of trace elements or as a result of actual mobilization of the elements (Baumgartner and Olsen 1995).

Mass balance calculations reveal a systematic increase in SiO_2 in silicification, phyllic and argillic alterations and losses for the total alkalis Na_2O and K_2O (table 1). Albitization has a marked gain in Na_2O and loss in K_2O related to Na-metasomatism. On the other hand, episyenite has marked loss in Na_2O and gain in K_2O. The depletion of Na_2O and K_2O due to the alteration of k-feldspar and plagioclase to illite or sericite. Alkaline fluids (hematitization) may precipitate Fe^{+3} within the microfractures in the form of iron oxy-hydroxides rich in uranium. These fluids affected all the different hydrothermal alteration with the highest gain in argillic alteration.

Assuming an isocon is determined by a best fit to the data, $\Delta C_i/C_i^o = Ci^A/C_i^o - 1$, where C_i^A and C_i^o are the concentrations of element in altered and least altered rocks.

The analyzed data suggest losses for the most trace elements in episyenitization but it has remarkable gains for Rb, Sr, Ba, Ga, Zr, and Th and less distinctly in Hf and U. Albitization (Nametasomatism) commands better accumulation of trace elements, especially Ni, Nb, Ta, Zr, Hf, U, Th, Y, and less distinctly in chalcophile elements; Sb, As, V and Cu. The albitized granite shows remarkable depletion in the content of Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Zn and Pb. Silicification, phyllic and argillic are generally depleted in a range of trace elements (Rb, Ba, Sn, Bi, Ga, Ta and Th) and others with different magnitude (table 1). The remarkable depletion in the content of Ba is due to breakdown of their host feldspars (El-Kammar et al., 2001).

Table 1**.** Mass balance of altered samples compared with average least altered two-mica granite at El Sela, Eastern Desert, Egypt after Abdel Gawad (in press).

Alt. type	avg. gr.	Episy.	G/L ppm ΔCi	Albit.	G/L ppm ΔCi	Silic.	G/L ppm ΔCi	Phy.	G/L ppm ΔCi	Arg.	G/L ppm ΔCi
Major oxides (wt%)											
SiO_2	75.37	65.5	-28.7	72.71	-18.28	84.15	58.01	78.46	48.26	63.78	1.69
Al_2O_3	13.52	19	0	17.22	0	8.53	0	8.58	0	11.19	0
TiO_2	0.07	0.03	-0.05	0.42	0.26	0.24	0.31	0.60	0.88	1.32	1.52
Fe_2O_3	0.78	0.96	-0.1	1.98	0.77	1.64	1.82	4.19	5.82	6.58	7.17
CaO	0.49	0.35	-0.24	0.61	-0.01	0.33	0.03	0.72	0.64	2.09	2.04
MgO	0.11	0.18	0.02	0.01	-0.1	0.46	0.62	0.57	0.79	0.59	0.6
MnO	0.02	0.03	0	0.01	-0.01	0.03	0.03	0.07	0.09	0.24	0.27
Na_2O	4.4	5.41	-0.55	6.5	0.7	0.11	-4.23	1.08	-2.70	0.91	-3.3
K_2O	4.24	6.94	0.7	2.3	-2.43	2.4	-0.44	2.55	-0.22	2.09	-1.71
P2O5	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.06	0.09	0.07	0.10	0.43	0.51
Trace and REE elements in (ppm)											
Rb	262.4	570	143.6	113.4	-173.4	188.3	36.05	171.74	8.22	192.5	-29.82
Sr	67.8	69.8	-18.1	62.6	-18.65	91.95	77.94	97.38	85.65	584.6	638.5
Ba	180.1	191	-44.2	121.5	-84.71	64.6	-77.7	200.1	135.15	173.3	29.28
V	4.3	4.1	-1.38	5.25	-0.18	35.7	52.28	38.94	57.06	54.33	61.34
Ni	1.56	1.44	-0.53	12.33	8.12	11.15	16.11	27.86	42.34	7	6.9
As	0.83	0.57	-0.42	7.55	5.1	4.14	5.73	9.03	13.40	17.67	20.52
Zn	54.55	41.8	-24.8	41.55	-21.93	35.75	2.11	51.12	26.00	188.8	173.6
Pb	27.38	16.3	-15.8	29.71	-4.05	77.18	94.95	20.46	4.86	227.9	247.9
Bi	1.41	0.65	-0.95	2.15	0.28	0.17	-1.14	1.00	0.17	0.47	-0.84
Ga	26.89	35.9	-1.33	37.26	2.36	18.04	1.7	16.26	-1.27	22.93	0.81
Nb	25.85	7.55	-20.5	406.8	293.54	11.17	-8.15	15.47	-1.47	191.4	205.44
Ta	3.33	0.78	-2.77	56.89	41.34	0.85	-1.98	0.79	-2.09	3.52	0.92
Zr	63.97	88.7	-0.81	1861	1397.2	43.81	5.47	94.56	85.03	310.4	311.1
Hf	3.45	5.37	0.37	124.4	94.22	2.24	0.1	3.36	1.84	6.97	4.97
U	9.44	10.4	-2.01	57.44	35.66	18.44	19.79	70.22	101.21	1318	1583
Th	18.01	32.4	5.04	187.6	129.28	10.53	-1.32	7.01	-6.96	15.67	0.92
Y	14.04	4.54	-10.8	156.5	108.83	19.76	17.28	18.96	15.84	65.97	65.67
La	14.06	7.68	-8.59	6.5	-8.96	10.79	3.04	10.78	2.93	118.8	129.5
Ce	25.95	13.5	-16.3	18.01	-11.81	19.88	5.56	22.73	9.87	221.5	241.7
Pr	2.64	1.18	-1.8	2.38	-0.77	2.5	1.32	3.02	2.12	30	33.61
Nd	8.65	3.8	-5.94	11.02	0	9.17	5.88	13.65	12.86	108.5	122.4
Sm	1.93	0.66	-1.46	7.17	3.7	1.84	0.99	3.78	4.03	19.02	21.05
Eu	0.22	0.1	-0.15	0.9	0.49	0.42	0.45	0.56	0.66	1.82	1.98
Gd	1.75	0.52	-1.38	11.6	7.36	1.52	0.66	5.15	6.37	14.15	15.35
Tb	0.32	0.09	-0.26	3.18	2.18	0.27	0.11	0.88	1.07	2.13	2.25
Dy	2.01	0.55	-1.62	27.01	19.2	1.48	0.34	4.96	5.81	12.03	12.52
Ho	0.39	0.1	-0.32	6.4	4.63	0.3	0.09	0.94	1.09	2.23	2.3
Er	1.09	0.3	-0.88	26.2	19.48	0.95	0.42	2.07	2.17	5.8	5.92
Tm	0.19	0.06	-0.15	5.77	4.34	0.15	0.05	0.21	0.14	0.91	0.91
Yb	1.39	0.48	-1.05	49.98	37.85	1.23	0.56	0.96	0.12	5.46	5.21
Lu	0.2	0.11	-0.12	8.12	6.18	0.19	0.1	0.11	-0.03	0.77	0.73

avg. gr. = mean average of lest altered two-mica granite; Episy. = Episyenitization; Albit. = Albitization; Silic. = Silicification; Phy. = phyillic; Arg. = Argillic; G/L = Gain/Loss, relative change in element concentration (gain/loss) is calculated according to Grant (1986), as $\Delta C_i/C_i^o$, where ΔC_i = change in concentration of element to its concentration prior to alteration C_i^o.

The stronger enrichment of U, Y, Zr and Nb in argillic is possibly due to their liberation from accessory minerals such as uranophane, xenotime, zircon, columbite and pyrochlore and the concentration of Y increases in parallel to Ca probably due their coexistence in secondary fluorite. Accessories such as monazite, uranophane, zircon and apatite, are possible sources of high concentration of REEs, as well as U as referenced by (Cathelineau and Poty 1989; Banks et al., 1994). These minerals may dissolve in hydrothermal solutions and their solubility depends on many factors, such as temperature, complexation, pH, sulfate content, salinity. The marked difference in the gain/loss magnitude is due to mobilization from huge granitic volume to localized alteration zones in the ENE-WSW and NNW-SSE sheared structures.

Episyenitization show a marked depletion of their total REE budget than other alteration related to mass loss. However, it is noted that the LREE (i.e., La, Ce and Pr) are depleted in albitization whereas, silicification, phyillic and argillic show variable gain in their REE budget. The depletion of LREE may be suggested to monazite or allanite dissolution in the albitized granite. On the other hand, the HREE enrichment in albitized granite is related to the presence of fergusonite and xenotime minerals.

Eu is also redox-sensitive and can be reduced to the divalent oxidation state. When this happens, Eu can partition into plagioclase where it substitutes Sr^{+2}, leading to positive Eu anomalies in the feldspar (Aubert et al., 2001; Compton et al., 2003). Using normalization of REEs according to (Anders and Grevesse 1989), Eu shows negative anomalies in the studied alterations except silicificaton samples which were chiefly controlled by feldspar.

Abdel Gawad, A.E. The behaviour of trace and rare earth elements constraints on processes of hydrothermal alteration at El Sela shear zone, southeastern Desert, Egypt // Nuclear Sciences Scientific Journal. (in press).

Abdel Gawad, A.E., Orabi, A.H., Bayoumi, M.B. Uranium evaluation and its recovery from microgranite dike at G. El Sela area, south Eastern Desert, Egypt // Arabian Journal of Geosciences. 2015. DOI 10.1007/s12517-014-1499-3 P. 4565–4580.

Abdel-Meguid, A.A., Cuney, M., Ammar, S.E, Ibrahim, T.M., Ali K.G., Shahin, H.A., Omer S.A, Gaafar I.M., Masoud S.M., Khamis, A.A., Haridy, M.H., Kamel, A.I., Mostafa, B.M., Abo Donia A.M., Abdel Gawad, A.E., Aly E.M. Uranium Potential of Eastern Desert Granites, Egypt // Internal Report for Project: EGY/03/014: Technical Assistance by (IAEA). 2003. 270 p.

Ali, K.G., Structural control of El Sela granites and associated uranium deposits, south Eastern Desert, Egypt. Arabian Journal of Geosciences. 2011. DOI 10.1007/s12517-011-0489-y.

Anders, E., Grevesse, N. Abundances of elements: Meteoritic and solar. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. 53. 197–214.

Aubert, D., Stille, P., Probst, A. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. 65. P. 387–406.

Banks, D.A., Yardely, B.W., Campbell, A.R., Jarvis, K.E. REE composition of an aqueous magmatic fluid: a fluid inclusion study from the Capitan pluton, New Mexico // Chemical Geology. 1994. 113. P. 259–272.

Baumgartner, L.P., Olsen, S.N., A least-squares approach to mass transport calculations using the isocon method // Economic Geology. 1995. 90. P. 1261–1270.

Cail, T.L., Cline, J.S. Alteration associated with gold deposition at the Getchell Carlin-type gold deposit, North-central Nevada // Economic Geology. 2001. 96. P. 1343–1359.

Cathelineau, M., Poty, B., U-Th-REE mobility in granitic environments at the hydrothermal stage. Metallogenesis of uranium deposits // IAEATC-542/6. 1989. Vienna, 63–77.

Compton, J.S., White, R.A., Smith, M. Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa // Chemical Geology. 2003. 201. P. 239–255.

El-Kammar, A.M., Salman A.E., Shalaby M.H. Mahdy A.I., Geochemical and genetical constraints on rare metals mineralization at the central Eastern Desert of Egypt // Geochemical Journal. 2001. 35. P. 117–135.

Gaafar I., Cuney, M., Abdel Gawad, A.E. Mineral chemistry of two-mica granite rare metals: impact of geophysics on the distribution of uranium mineralization at El Sela shear zone, Egypt. // Open Journal of Geology. 2014. 4. P. 137–160.

Grant, J.A. The isocon diagram–a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. // Economic Geology. 1986. 81. P. 1976–1982.

Ibrahim, M.E., Zalata, A.A., Assaf, H.S., Ibrahim, I.H., Rashed M.A., El Sella shear zone, South Eastern Desert, Egypt. Example of vein-type uranium deposit. // The 9th International Mining, Petroleum and Metallurgical Engineering Conference. 2005 .P. 41–55.

Ibrahim, T.M., Amer, T.E., Ali, K.G., Omar, S.A., Uranium potentiality and its extraction from El Sela shear zone, south Eastern Desert Egypt. // Faculty of Science. Minufia University. V. XXI. 2007. P. 1–18.

Application of statistical analysis to predict the depth of ore occurrences in the Cho Don - Cho Dien mining area

Nguyen Duy Hung [1], Ignatov P.A[1], Nguyen Phuong[2]

[1]*Russian State Geological Prospecting University, Moscow, nguyenduyhung@humg.edu.vn, petrignatov@gmail.com*
[2]*Hanoi University of Mining and Geology, Hanoi, Vietnam, phuong_mdc@yahoo.com.*

According to the geological surveys and projects on geological mapping at the scale of 1:200000 and 1:50000 (Nguyen Kinh Quoc, 1974; Do Quoc Binh, 2005; Tang Dinh Nam et al., 2016), Cho Don - Cho Dien area is given for a potential about minerals with many kinds of valuable minerals such as lead - zinc ore. Although the area has been studied for a long time, the scientists only focused on ore mineralization from the surface to 150m depth, the deeper-hidden ores have not been researched.

Many mathematical methods are common in solving geological tasks. In that, statistical method is the most popular method, which is used in many geological projects (Philemon Lindagato, 2018; Jacek Mucha, 2015). In this paper, two-dimensional statistical method is used to determine the correlation between the ore - forming elements and the depth of ore occurrences for prediction the ore's depth in the Cho Don - Cho Dien area.

The correlation coefficient between two parameters (x_i and y_i) is determined by the formula:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^{n} x_i^{\,2} - \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2\right]\left[\sum_{i=1}^{n} y_i^{\,2} - \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2\right]}}$$

Where: x_i, y_i - the value of the (element) in the sample i^{th}, n - the number of samples (points).

When $r_{xy} > 0$, x and y have a positive relationship; In contrast, $r_{xy} < 0$, between x and y have an inverse relation. The statistical correlation between the two random variables is considered to be true if the correlation coefficient r is in absolute terms other than 0.

To evaluate the correlation dependence between x and y, one uses the multidimensional correlation, the correlation is calculated by the formula:

$$\mu = \sqrt{1 - \frac{\sigma_\delta^2}{\sigma_y^2}}$$

where :

$$\sigma_\delta^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \delta_i^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} (y_i - y_T)^2$$

To determine chemical compositions for the Pb-Zn ore at the Binh Chai deposit, 45 core samples were analyzed by method ICP-MS in the Vietnam geological experimental center. The correlation coefficients of the study parameters were determined by Equation 1. The results are presented in the correlation matrix (Table 1).

Table 1. The correlation coefficient of the elements with coefficient K and the depth of ore occurrence of the Binh Chai deposit.

	H	Pb	Zn	K = Pb/(Pb+Zn)
H	1.000	0.286	0.367	-0.363
Pb	0.286	1.000	0.169	0.286
Zn	0.367	0.169	1.000	-0.624
K = Pb/(Pb+Zn)	-0.363	0.286	-0.624	1.000

The results show that Pb and Zn content are positively correlated with the depth of the ore at the Binh Chai Pb-Zn deposit. In order to explain and predict the depth of lead-zinc ore occurrences in the area, the regression equation was established to describe the dependence of the Pb, Zn concentration on the depth of ore (H). Based on the basic geochemical analysis, using the least squares method to determine regression equations describe the dependence of Pb, Zn on the depth of the ore. Using formula 2 to select the regression equation for the dependence Pb, Zn on depth of ore (H) at the Binh Chai deposit. The following results:

+ For lead: Calculated results show that the relation between content of Pb (Y) and depth (H) can be regression equation: $Y = -384,0 + 0,84H - 0,0005H^2$; with correlation coefficient $\mu = 0.93$.

+ For zinc: Calculated results show that the relation between content of Zn (Y) and depth (H) can be regression equation: $Y = -1791,566 + 4,35H - 0,0026H^2$; with correlation coefficient $\mu = 0,89$.

The distribution of lead zinc by the depth of the ore is showned by the parabolic curve at the graph in the figure 1.

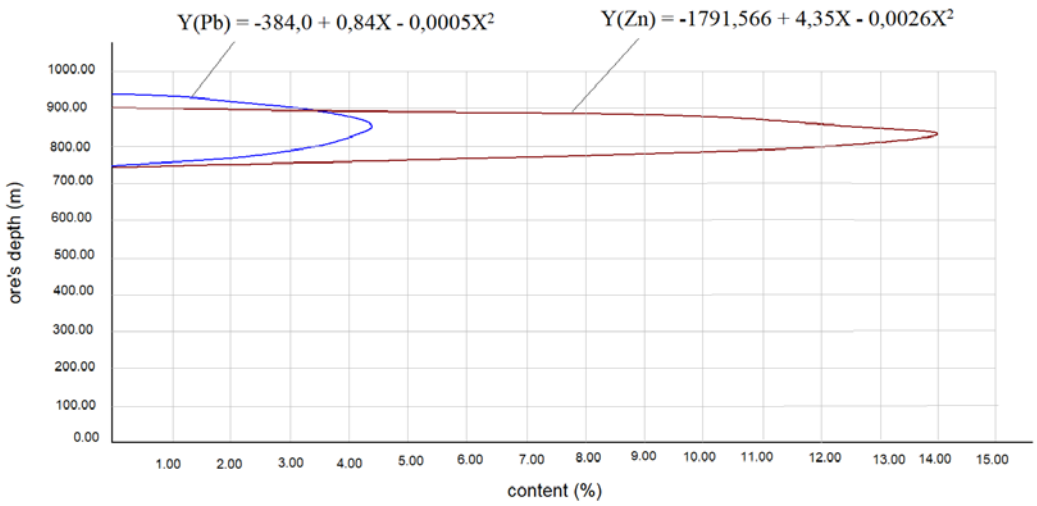


Figure 1. Graph depicting dependence of the content of Pb, Zn on depth of the Binh Chai deposit

The results of the two-dimensional statistical method show that the Pb-Zn ores in the researching area, characterized by the Binh Chai deposit, are mainly concentrated from +730m to +900m, correspondingly below the terrain surface from 0 to 300m. This means that exception of a part of exposed ore, depth-hidden Pb-Zn ore at the researching area is very potential.

Georges Matheron. Principles of geostatistic // Economic Geology. 1963. №58. P. 1246–1266.

Jacek Mucha, Monika Wasilewska-Błaszczyk. Geostatistical support for categorization of metal ore resources in Poland // Mineral resources management. 2015. V. 31. issue 4. P. 21 – 34.

J. Zawadzki, P. Fabijan´czyk. Geostatistical evaluation of lead and zinc concentration in soils of an old mining area with complex land management // *International Journal of Environmental Science* and *Technology*. 2013. №10. P. 729–742.

Phuong N., Hang N.T.T, Nam T.D., Houmphavanh Phatthana. Application of some geological properties for surveillance prospects and Pb-Zn prospects for landscape – only // Journal of Mining and Geoscience Engineering. 2017. V. 58. №5. P. 40-55.

Научное электронное издание

Коллектив авторов

Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодежная научно-практическая Школа, Москва, 26 - 30 ноября 2018 г. Сборник материалов - Электрон. дан. (1 файл: 45 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2018.

Подписано к использованию: 19.11.2018
Объём издания 37Мб. Тираж 300 экз.

I ISBN 978-5-88918-053-1

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